

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ КАВКАЗА



ЕРСВАН
1964

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ
Հ Ա Ր Ց Ե Ր

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
КАВКАЗА

Б7541
~~17353~~ 14579



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1964

Сборник научных статей, посвященный 70-летию со дня рождения выдающегося советского геолога академика АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольца, охватывает результаты работ по геоморфологии, палеонтологии, стратиграфии, магматизму, геохимии и полезным ископаемым Кавказа, а также ряд теоретических работ в области современной геологической науки. Сборник рассчитан на широкий круг геологов.

Редакционная коллегия

С. С. МКРТЧЯН (главный редактор)

Н. И. ДОЛУХАНОВА, Э. Г. МАЛХАСЯН, Э. А. ХАЧАТУРЯН .

*Посвящается академику
Академии наук Армянской ССР
КОНСТАНТИНУ НИКОЛАЕВИЧУ
ПАФФЕНГОЛЬЦУ
в честь 70-летия со дня
рождения*



КОНСТАНТИН НИКОЛАЕВИЧ ПАФФЕНГОЛЬЦ

5 марта 1963 года исполнилось 70 лет со дня рождения выдающегося советского геолога, неумолимого исследователя геологического строения Кавказа и его минеральных богатств Константина Николаевича Паффенгольца.

К. Н. Паффенголец родился в 1893 году в селе Албинец, в бывшем Белецком уезде Бессарабии (Молдавская ССР), в бедной семье. После окончания Кишиневского реального училища К. Н. Паффенголец поступил в С.-Петербургский (Ленинградский) Горный институт. Незарядные способности К. Н. Паффенгольца проявились уже в студенческие годы. Работая в летние периоды на практике в районе Кавказских Минеральных вод под руководством крупнейшего исследователя Кавказа проф. А. П. Герасимова, К. Н. Паффенголец лично закартировал и изучил ледники Эльбруса. За блестяще проведенные исследования ему, еще студенту третьего курса, была присуждена золотая медаль Всероссийского географического общества.

Первая мировая война надолго прервала учебу в институте. Во время войны К. Н. Паффенголец по заданию командования русской Армии проводил геологические исследования в Западной Армении. Закончить курс обучения в Горном институте ему удалось лишь в 1920 году, после Октябрьской революции.

В 1919 году К. Н. Паффенголец поступил на работу в Геологический комитет, единственный тогда крупный научный центр, проводивший геологические исследования по всей стране.

Работать он начал в Кавказской секции Комитета, руководимой проф. А. П. Герасимовым. Первой его работой, опубликованной в 1923 году в «Известиях Геологического комитета», была заметка о батумских латеритах, как возможном источнике получения алюминия. Следующая его статья, опубликованная также в «Известиях Геологического комитета» в 1924 году, была посвящена описанию Малкинского гранитного массива на Северном Кавказе. Эта работа, написанная молодым специалистом, только что приступившим к самостоятельным исследованиям, представляла собой образцовое петрографическое изучение массива интрузивных пород.

С 1923 года К. Н. Паффенгольц приступил к планомерному изучению Малого Кавказа, посвятив в дальнейшем исследованию этого сложно построенного горного сооружения 40 лет своей жизни.

В прошлом эта область никогда систематически не изучалась. Отрывочные сведения о геологическом строении области имелись лишь в описаниях отдельных путешественников, главным образом зарубежных, а также в отчетах Геологического комитета, проводившего исследования в основном в районах горнорудных предприятий. Исключение представляли лишь работы русского академика Г. Абиха, посвятившего, как и К. Н. Паффенгольц, значительную часть своей жизни изучению геологии Кавказа. Однако геологическое строение всей области в целом, история ее геологического развития, условия образования и нахождения месторождений полезных ископаемых до работ К. Н. Паффенгольца оставались слабо расшифрованными.

Начав в 1923 году свои работы на Малом Кавказе с так называемого «Ганджинского пересечения», К. Н. Паффенгольц с каждым годом расширял площади своих исследований и уже к началу 40-ых годов лично закартировал в крупных масштабах значительную часть области (почти всю территорию Армянской ССР и прилегающие к ней части Грузинской и Азербайджанской ССР).

Результаты исследований были опубликованы в многочисленных трудах, в которых впервые детально освещались вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и оруденения.

В 1943 году, в тяжелые годы Великой Отечественной войны, К. Н. Паффенгольц подготовил к изданию капитальный труд «Армения в системе Малого Кавказа и Анатолии». В этой обширной монографии, объемом свыше 80 печатных листов, был проанализирован и обобщен огромный фактический материал, накопленный в результате двадцатилетних личных исследований и критической проработки существующей геологической литературы.

В работе с большой детальностью освещаются вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма, металлогении и гидрогеологии всей области Малого Кавказа.

Большой заслугой К. Н. Паффенгольца является произведенное им стратиграфическое расчленение вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов мезозоя и кайнозоя, широко развитых на Малом Кавказе.

Трудности в этом вопросе были обусловлены сходством петрографического состава пород, слагающих отдельные разновозрастные комплексы, отсутствием в них руководящих ископаемых и их сложными структурными и фаціальными взаимоотношениями.

При разработке стратиграфии Малого Кавказа выяснялись основные черты геологического строения прилегающих частей Средиземноморской складчатой зоны (Ирана, Анатолии). Были четко выявлены отдельные геотектонические зоны с присущими каждой из них особенностями геологического строения, истории развития, магматизма и металлогении. На обширном материале была доказана взаимосвязь тек-

тоники, магматизма и оруденения. Этот капитальный труд К. Н. Паффенгольца блестяще защитил как докторскую диссертацию в 1943 году в г. Баку в Геологическом институте Академии наук Азербайджанской ССР.

Работа К. Н. Паффенгольца была высоко оценена геологической общественностью нашей страны.

В своем отзыве о ней академик А. Н. Заварицкий отметил, что «книга К. Н. Паффенгольца представляет собой выдающееся произведение в нашей геологической литературе. Можно без преувеличения сказать, что геология Армении, как мы ее теперь знаем, раскрыта именно К. Н. Паффенгольцем». Монография К. Н. Паффенгольца по геологии Армении в 1950 году была удостоена Государственной премии 1-й степени.

Наряду с разработкой крупных теоретических проблем К. Н. Паффенголец постоянно уделял большое внимание практическому использованию результатов проводимых исследований.

Большое внимание уделялось К. Н. Паффенгольцем изучению условий формирования и скопления подземных вод. Его работы сыграли важную роль при решении проблемы водоснабжения населенных пунктов, осушения заболоченных и орошения засушливых земель.

За выдающиеся научные достижения в деле изучения геологии и минеральных богатств Армении и за важное их практическое значение в развитии народного хозяйства К. Н. Паффенголец в 1943 году был избран действительным членом организованной в том же году Академии наук Армянской ССР.

В 1959 году К. Н. Паффенголец опубликовал свою другую крупную монографию «Геологический очерк Кавказа», дающую наиболее полное описание геологического строения Кавказа по состоянию его изученности к настоящему времени. Германской Академией наук указанная монография опубликована на немецком языке в Берлине.

Около 50 лет своей жизни К. Н. Паффенголец посвятил изучению геологии Кавказа, значительную часть времени посвятив геологии Армении. Лишь на два года (1932—1933) Константин Николаевич прервал свои работы на Кавказе, приняв участие в работах Таджикско-Памирской экспедиции. Он провел исследования в совершенно не исследованных и трудно доступных районах Памира, составив геологические карты района озера Каракуль и ледника Федченко. Последний был пройден Константином Николаевичем на всем его протяжении (60 км) между абсолютными отметками от 3 до 5,5 тыс. метров. Результаты этих исследований были опубликованы в изданиях Академии наук СССР и ЦНИГРИ.

В 1959—1960 годах К. Н. Паффенголец решением Министерства геологии и охраны недр СССР командировается в Албанию в качестве консультанта и одного из научных руководителей по составлению Государственной геологической карты Албании.

Неоценимы заслуги К. Н. Паффенгольца и в подготовке геологических кадров. В прошлом в Армении не было своих геологических кадров. На действующих рудниках работали в основном иностранные спе-

циалисты. В настоящее время в геологических организациях республики работает свыше тысячи специалистов с высшим образованием и большой коллектив научных работников. В их подготовке большую роль сыграли труды К. Н. Паффенгольца. С 1946 по 1952 годы К. Н. Паффенголец в качестве профессора кафедры Исторической геологии читал лекции в Ереванском государственном университете. Лекции его по геологии Армении изданы на армянском языке. Многие ценные научные работы геологов Закавказья выполнялись под непосредственным руководством К. Н. Паффенгольца. Многочисленные ученики К. Н. Паффенгольца продолжают начатое им дело по детальному изучению геологического строения и полезных ископаемых территории республик Закавказья. Сам К. Н. Паффенголец несмотря на свой преклонный возраст с прежней энергией продолжает полевые исследования в Армении, уточняя вместе с молодыми геологами разработанную им стратиграфическую шкалу.

Советское правительство высоко оценило заслуги К. Н. Паффенгольца в области геологических исследований, выявления минерально-сырьевых ресурсов—базы развития народного хозяйства—и в деле подготовки геологических кадров, наградив его орденами «Ленина», «Трудового Красного знамени», «Знак почета», медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и «За оборону Кавказа». Он также награжден Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР и значком отличника геологической службы Министерства геологии СССР.

В день 70-летия К. Н. Паффенгольца Верховные Советы Армянской и Азербайджанской ССР присудили ему почетное звание Заслуженного деятеля наук Армянской и Азербайджанской республик.

Жизнь и деятельность К. Н. Паффенгольца является ярким примером честного служения народу, делу строительства коммунизма в нашей великой стране.

В день славного семидесятилетия мы приветствуем в лице Константина Николаевича крупнейшего представителя советской геологической науки, скромного, отзывчивого человека и желаем ему новых сил и энергии в осуществлении новых, больших задач, стоящих перед геологической наукой.

С. С. МКРТЧЯН

СПИСОК

ОПУБЛИКОВАННЫХ НАУЧНЫХ ТРУДОВ

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦА

- О батумских латеритах как источнике алюминия. «Изв. геол. ком.», т. XLII, № 5—9, 1923.
- Граниты Малки и Мушта. «Изв. геол. ком.», т. LXIII, № 10, 1924.
- Предварительный отчет о геологических исследованиях 1923 года по среднему течению р. Ганджа-чай. «Изв. геол. ком.», т. XLIII, № 5, 1924.
- Дашкесап и Заглик. Месторождения магнитного железняка и квасцового камня в Ганджинском районе Аз. ССР. «Тр. геол. ком.», нов. сер., вып. 170, 1925.
- Чираги-дзор. Месторождение серного колчедана в Ганджинском районе Аз. ССР. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 102, 1928.
- Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Аз. ССР. «Изв. геол. ком.», т. XLVIII, № 3, 1929.
- Елисуйские минеральные источники. «Изв. Главн. разв. упр.», т. XLIX, № 6, 1930.
- Геологический очерк правобережья р. Куры от г. Тифлиса до Инча-чай. Матер. по использован. ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, Тифлис, 1930.
- Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 131, 1931.
- Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Росс. минерал. общ., ч. X, вып. 2, 1931.
- О землетрясении 27 апреля в Ордубадском и Герюсинском районах Закавказья (ССР Армении и Аз. ССР). «Изв. Гл. геол. разв. упр.», ч. L, вып. 60, 1931.
- Кедабек. Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 218, 1932.
- Геологический очерк района Нахичеванского месторождения каменной соли. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 222, 1932.
- Озеро Гек-гель и река Ганджа-чай, как возможные источники водоснабжения г. Ганджи. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 274, 1933.
- Геологическое строение Южно-Каракульского района Восточного Памира (предварительный отчет). «Тр. Таджико-Памирской экспедиции», 1933.
- Геологические исследования в районе гидроэнергетической станции на р. Дзорагет (ССР Армении). «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 272, 1934.
- Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород и т. д. (Соавтор А. А. Полканов). ОНТИ, 1934.
- Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рр. Дебед-чай и Акстафа-чай. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 353, 1934.
- О результатах геологических исследований в бассейне оз. Гокча (Севан). «Проблемы Советской геологии», № 5, 1934.
- Бассейн оз. Гокча. Геологический и гидрогеологический очерк. «Тр. Всес. геол. разв. объедин.», вып. 219, 1934.

- Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. «Тр. Восс. геол. объедин.», вып. 328, 1934.
- Геологический очерк южной части бассейна озера Кара-куль на Восточном Памире. Тадж.-Памирская экспедиция АН СССР, вып. XVI, ЦНИГРИ, 1933.
- Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас (соавтор М. И. Шабалкин). Отчет Тадж.-Памирск. экспед. за 1934, 1935.
- Ледник Федченко и р. Танымас. Геологический очерк (соавтор М. И. Шабалкин). Тадж.-Памирская эксп. АН СССР, вып. X VI, ЦНИГРИ, 1936.
- Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причина землетрясений Ереванского района и их возможные последствия. «Проблемы Советской геологии», №9, 1937.
- Путеводитель к армянской части Кавказской экскурсии XVII Международного геологического конгресса. «Тр. междунар. геол. конгр.», Л.—М., 1937.
- Взаимосвязь тектоники изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья (соавтор В. Г. Грушевой). «Тр. XVII Международ. геол. конгр.», Л.—М., 1937.
- Алагез и его происхождение. «Природа», № 6, 1939.
- К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Записки Всеросс. минералог. общ., ч. XVII, № 2, 1938.
- К вопросу о возрасте и генезисе туфолов Армении. Записки Всерос. минералог. общ., ч. XVII, № 3, 1938.
- К проблеме горы Алагез (Армения). Материалы ВСЕГЕИ, 1938.
- Объяснительная записка к листу J-39 (Ленкорань) миллионной геологической карты СССР. Издание ВСЕГЕИ, 1939.
- Объяснительная записка к листу J-39 (Нахичевань) миллионной геологической карты СССР. Издание ВСЕГЕИ, 1939.
- Объяснительная записка к южной части листа K-38 миллионной геологической карты СССР. Издание ВСЕГЕИ, 1939.
- Геологический очерк Нахичеванской АССР. «Тр. Геол. инст. Аз. ФАН СССР им. ак. И. М. Губкина», вып. XXVIII, 1939.
- Успехи изучения геологического строения Армении за 20 лет (коллектив авторов). Сборн., посвящ. 20-летию установления Сов. власти в Армении, 1940.
- Ответ на критику В. В. Богачева. «Известия АН СССР», сер. геолог., вып. 5, 1940.
- Нижне- и среднеюрские отложения восточного Закавказья. «Геология СССР», т. X, Закавказье, ч. I, 1941.
- Верхнеюрские отложения Восточного Закавказья. Там же.
- Вулканизм Закавказья. Там же.
- Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. Там же.
- Третичные неонинтрузии Восточного Закавказья. Там же.
- Третичные эффузии Восточного Закавказья. Там же.
- Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. Там же.
- Связь тектоники с вулканизмом. Там же.
- Влияние тектоники на возникновение месторождений полезных ископаемых. Там же.
- Вулканизм и явления метаморфизма в Туркменистане. Матер. по геологии СССР, т. XXII, 1941.
- Интрузивные породы бассейнов оз. Севан, р. Веди-чай, Даралагеза и Нахичеванской АССР. «Тр. Груз. гос. геол. упр.», Сборн. «Интрузивы Закавказья», 1941.
- Успехи геологии Советской Армении за 20 лет. Научн. сборн., посвящ. 20-летию установления Советской власти в Армении. Изд. Арм. ФАН СССР, 1941.
- Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. «Изв. Арм. ФАН СССР», № 9—10, 1942.
- Александр Павлович Герасимов (некролог). «Изв. АН Арм. ССР», сер. естеств. науки, № 4, 1944.
- Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на армянском языке). Изд. АН Арм. ССР, 1946.

- Сейсмоструктура Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
- Сейсмоструктура Закавказья. Тезисы докладов по сейсмостроению. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1950.
- К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1951.
- История нашей планеты. (на армянском языке). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1951.
- К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1951.
- К стратиграфии третичных отложений Восточной Анатолии и Северо-западного Ирана. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1952.
- Краткий ответ на замечания В. П. Ренгартена. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1952.
- А. П. Герасимов и его геологические петрографические работы (соавтор С. П. Соловьев). Записки Всес. минер. общ., ч. 82, № 3, 1953.
- К вопросу о возрасте эффузивов Центрального Кавказа. лакколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта». «Доклады АН СССР», т. 96, № 6, 1954.
- Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологических карт м-ба 1 : 200.000 (соавтор С. А. Музылев)*. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1955.
- Состояние петрографической изученности СССР и задачи петрографии в свете требований геологической службы. «Тр. I Всес. петрогр. совещ.». Изд. АН СССР, 1955.
- Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбрус, Чегем-Нальчик, Казбек), лакколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта». ВСЕГЕИ, сборник, вып. 14, 1956.
- Новые данные по стратиграфии лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнему оледенению этой области. «Советская геология», № 12, 1953.
- Стратиграфия СССР. Докембрий. Кавказ. Геол. строение СССР, т. 1, 1958.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Кавказ. Геол. строение СССР, т. 1, 1958.
- Докембрийский магматизм. Кавказ. Геол. строение СССР, т. 2, 1958.
- Нижнепалеозойский магматизм. Кавказ. Геол. строение СССР, т. 2, 1958.
- Средне- и верхнепалеозойский магматизм. Карпаты, Кавказ. Геол. строение СССР, т. 2, 1958.
- Мезозойский и кайнозойский магматизм. Восточные Карпаты, Крым, Кавказ. Геол. строение СССР, № 2, 1958.
- Складчатая область обрамления южной части Русской платформы. Восточные Карпаты—Крым—Кавказ. Геол. строение СССР, т. 3, 1958.
- Основные черты тектонического развития территории СССР. Горная область Восточных Карпат, Крыма, Кавказа и Копет-дага. Геол. строение СССР, №3, 1958.
- О возрасте лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнем оледенении этой области. Сборн. трудов, посв. А. И. Джанелидзе. Изд. АН Груз. ССР, 1959.
- Эльбрус. Геологический очерк. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1959.
- Геологический очерк Кавказа**. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Вулканические циклы Кавказа. Сборн. «Проблемы вулканизма», Ереван, изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Путеводитель вулканологического совещания. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Памяти О. С. Степаняна (соавторы Э. Г. Малхасян, Л. А. Авакян, А. Н. Бахчисарайцев). «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и географ. науки, т. VIII, № 3—4, 1960.

* Переведена на все языки стран Народной демократии.

** Переведен на немецкий язык.

- Геологическая карта Арм. ССР (м-б 1:1.000.000). «Атлас Армянской ССР», Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Сейсмотектоническая карта Арм. ССР (м-б 1:1.000.000). Там же.
- Вулканические циклы Кавказа. Сборн. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
- Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Юбил. сборн. Института геологических наук АН Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Стратиграфия и палеонтология Северного Кавказа. Геологическая изученность СССР, т. 12, вып. 1 (1951—1955 гг.). Изд. Сев.-Кав. геол. управл., Ставрополь, 1963.
- Минералогия, петрография и геохимия Северного Кавказа. Там же.
- Тектоника и неотектоника Северного Кавказа (соавтор И. Н. Сафронов). Там же.
- Арагац (соавтор Г. Т. Тер-Месропян). Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Ответ на рецензию А. А. Габриеляна, И. А. Коробкова и Л. В. Мироновой на книгу А. К. Алексева «Палеогеновая фауна моллюсков северного Приаралья». Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, № 2, 1964.

К. И. КАРАПЕТЯН

ОБ ОЛЕДЕНЕНИИ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

(Институт геологических наук АН Арм. ССР)

Гегамское (Агмаганское) вулканическое нагорье располагается в центральной части Армянской ССР, протягиваясь вдоль юго-западного берега озера Севан в северо—северо-западном направлении. Нагорье представляется молодым поднятием, почти нацело сложенным третичными и четвертичными вулканическими породами.

К северу от центральной части нагорья водораздел его и большая часть склонов покрыты молодыми позднечетвертичными лавами (тип Е по К. Н. Паффенгольцу). Лавы эти перекрывают третичные, ранне- и среднечетвертичные породы, резко отличаясь от них глыбовым микро-рельефом. Главная часть центров извержений позднечетвертичных лав расположена вдоль водораздела и представлена шлаковыми и лавовыми конусами.

Согласно представлениям К. Н. Паффенгольца [10, 11] лавы типа Е изливались в голоценовое время, вслед за последним (предположительно вюрмского возраста) оледенением Малого Кавказа. К голоцену же единодушно относят эти лавы и другие исследователи, в той или иной мере касающиеся вопросов четвертичной геологии Армянской ССР [1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 12 и др.]. Одни исследователи [1, 3, 5, 11] считают, что в четвертичное время Малый Кавказ, а следовательно и Гегамское нагорье, подвергался двукратному оледенению (в риссе и вюрме); другие [2, 6, 7, 9] признают только одно—вюрмское оледенение. При этом все они, без исключения (судя по опубликованным данным), отрицают наличие следов оледенения, затрагивающих лавы типа Е.

На Гегамском нагорье следы оледенения были отмечены К. Н. Паффенгольцем [10, 11], В. Н. Лодочниковым, Е. А. Нефедьевой [9], А. Т. Асланяном [1] и др. Следы эти фиксируются в виде хорошо выраженных цирков и каров на восточных склонах гор Спитакасар (Большой Аг-даг) и Гехасар (Малый Аг-даг), трогообразных форм долин в верховьях рек восточных склонов нагорья, моренного материала в пределах «ледниковых долин» и за их пределами.

Моренные отложения сильно размыты, исключая «основную море-

ну», отмеченную К. Н. Паффенгольцем на восточных предгорьях Спитакаса. Конечная морена, по К. Н. Паффенгольцу [10], на восточных склонах нагорья находится на высоте 2500 и 2750 м. Е. А. Нефедьева [9] наблюдала таковую на отметках 2600—2700 м (на востоке) и 2700—2800 м (на юго-западе). Кроме того, К. Н. Паффенгольц (на тех же склонах) наблюдал сильно размытую «основную морену более древнего оледенения (рисс ?)», опускающуюся до высоты 2300 м и несколько ниже.

По всей территории от сел. Гехаркуник (Башкенд) до сел. Сарухан (Дали-Кардаш) мною наблюдались многочисленные, в разной степени окатанные, глыбы и валуны размером до 1,5 м в поперечнике. Валуны эти встречаются повсеместно, и главным образом на водораздельных гребнях рек восточного склона нагорья, что исключает «неледниковые» формы переноса. Характерно, что наиболее широким развитием такие отложения пользуются ниже отметок 2800—2850 м, где реки меняют корытообразный поперечный профиль на V-образный. Сплошное развитие глыб и валунов можно видеть в среднем течении р. Куку-дере; отдельные же глыбы, как в свое время отмечал К. Н. Паффенгольц [10], встречаются на вершине и склонах горы Гехаркуник (Башкенд, 2440 м). Нужно отметить, что глыбы и валуны сложены третичными трахиандезитами, андезитами, липаритами и андезито-базальтами Манычарского типа (догюнцские по К. Н. Паффенгольцу); в то же самое время совершенно отсутствуют таковые лав типа В (гюнц-миндель) и типа Е (голоцен).

В этом же районе долины верховьев рек имеют корытообразную, трогоподобную форму. Хотя долины и отличаются от типичных трогов отсутствием плеч, факт ледяной экзарации нельзя отрицать; помимо строго высотного положения, долины расширены и более или менее выпрямлены, а в пологовогнутом поперечном строении осыпи, конусы выноса и т. п. никакой роли не играют.

Особенно типична долина в истоке р. Куку-дере, примыкающая к горе Грасар (Шиш-кая) с юга. Помимо всего перечисленного, коренные выходы пород Грасара в пределах долины сильно обтерты и сглажены, тогда как в привершинной части горы выходы «угольчатые» и ошлакованы. Менее четка троговая форма долины р. Грыдзор, расположенной севернее той же горы; истоковый цирк «корыта» нарушен молодым меридиональным сбросом.

Характерное взаимное расположение трогоподобных долин и моренных отложений, вероятно, обусловлено характером оледенения; скорее всего по выходе из долин ледниковые массы сливались, образуя полисинтетический долинный ледник. Впрочем, вероятны и иные трактовки этого явления. Возможно, что морены указывают на более древнее, покровного характера, оледенение, а трогии говорят о молодых, менее мощных, ледниках долинного типа. Наконец, не исключено своеобразное развитие—переход одного типа ледников в другой и т. п. Не менее спорно выделение среди указанных глыб и валунов морен двух оледенений, тем более рисского и вюрмского. Думается, что такие

выводы до постановки специальных исследований преждевременны. Пока в этой части нагорья несомненно только оледенение, происходившее между излияниями манычарских лав и лав типа В.

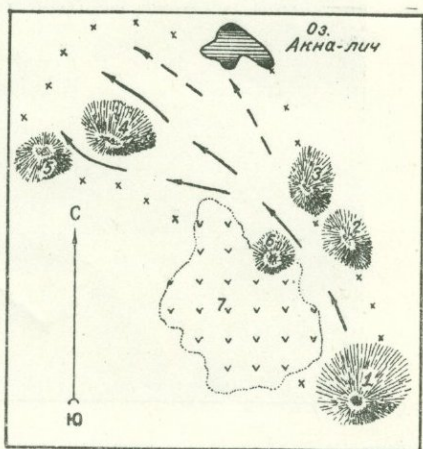
Следы другого, наиболее позднего, оледенения наблюдались мною и С. Г. Карапетяном в водораздельной части Гегамского нагорья. Следы эти, затрагивающие лавы типа Е, особенно отчетливы на участке, ограниченном с севера озером Акна-лич (Канны-гель) и с юга окрестностями вулкана Аждаак.

В этой части водораздел нагорья представляет относительно выровненную поверхность высотой 3000—3100 м, на которую «насажены» шлаковые и лавовые конусы. Сквозь задернованную поверхность там и здесь проглядывают глыбовые развалы андезито-базальтовых и андезитовых лав, часто сливающиеся в сплошные языки и покровы камней. В большинстве случаев это покрышки потоков глыбовой лавы, в последующем дезинтегрированные морозным выветриванием.

На отдельных участках поверхность потоков из свободнолежащих глыб отсутствует и обнажаются сглаженные, обтертые скальные выходы, несущие на себе четко выраженные ледниковые штрихи (фиг. 2). В некоторых местах (у северного основания горы Кызыл-Зиарет), там где такие выходы проступают сквозь почвенный покров, форма их в плане оваловидная и клиновидная, с удлинением в направлении движения ледника (фиг. 3).

Поверхность этих тел разбита вдоль и поперек трещинами, часто придающими ей вид «мостовой гигантов». Склоны их со стороны движения ледников пологие и отшлифованные. На многих глыбах отшлифованная шрамовая поверхность обрывается плоскостью отдельности, причем на ребре разграничения сохраняются следы выламывания кусков породы. На всем протяжении выходов (иногда до 200 м) фиксируются ледниковые борозды, строго ориентированные в одном направлении. Штрихи в общем параллельны; некоторые из них, не прерываясь, тянутся на 2—2,5 м. Глубина штрихов достигает 1 см, ширина не превышает 1,5 см.

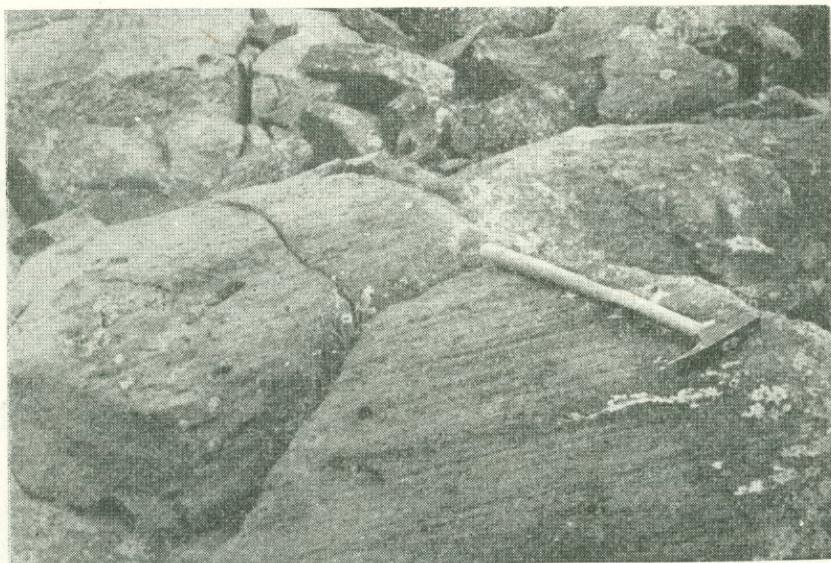
Аналогичные следы оледенения отмечены в сплошных каменных россыпях к северу от шлакового конуса Западный Агусар и на участке между вулканами Зейнари-аттеш и Кызыл-Зиарет. В этих местах из камней выступают коренные выходы лав с отлично выраженной лед-



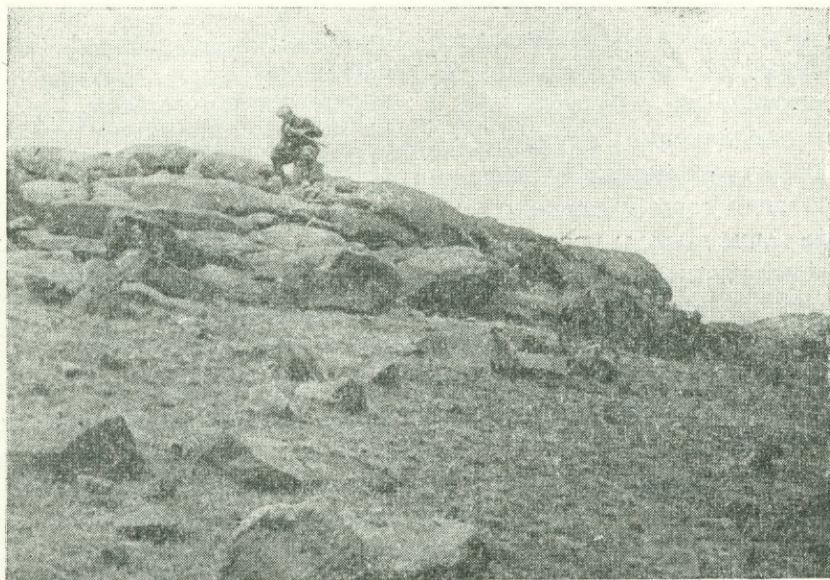
Фиг. 1. Схема распространения оледенения к югу от оз. Акна-лич. 1—Аждаак, 2—Южный Агусар, 3—Агусар, 4—Кызыл-Зиарет, 5—Зейнари-аттеш, 6—Западный Агусар, 7—лавы южного кратера Западного Агусара. Стрелками показано направление движения ледниковых масс. Крестиками обозначен контур «оштрихованной» площади.

14579
17353

никовой штриховкой определенной ориентации. Некоторые выходы морфологически приближаются к «бараньим лбам».



Фиг. 2. Ледниковые штрихи на лавах у северного основания горы Западный Агусар.



Фиг. 3. Сглаженный, обтертый выход лав северо-восточнее вулкана Кызыл-Зиарет.

Отдельные глыбы с ледниковыми шрамами можно встретить в сплошь задернованных участках на юго-восточном берегу оз. Акналич у вулкана Аждаак и т. д.

С востока область развития оштрихованных лав ограничивается линией Южный Агусар—вост. берег оз. Акна-лич; на западе граница опускается до отметки 2950 м. Ниже, по западному склону нагорья, начинаются сплошные каменные россыпи; вне всякого сомнения, часть глыб представляет морену. Отделение такой морены от поверхностей потоков, ввиду однообразия состава лав, невозможно даже петрографически.

Определение ориентировки ледниковых царапин и «бараньих лбов» во всех встреченных выходах дало возможность в первом приближении установить направление движения ледника и наметить особенности оледенения.

По всем измерениям выявилась северо-западная ориентация в движении ледниковых масс; хотя и местоположение истока ледника определить не удалось, есть все основания предполагать районом зарождения его окрестности горы Аждаак.

Кучное, относительно плотное расположение вулканов предопределило форму ледника на этом участке. Встречая на своем пути вулканические конусы и приспособляясь к рельефу, ледниковые массы, в общем не теряя направления движения, расчленились на отдельные языки, огибающие вулканы-нунатаки.

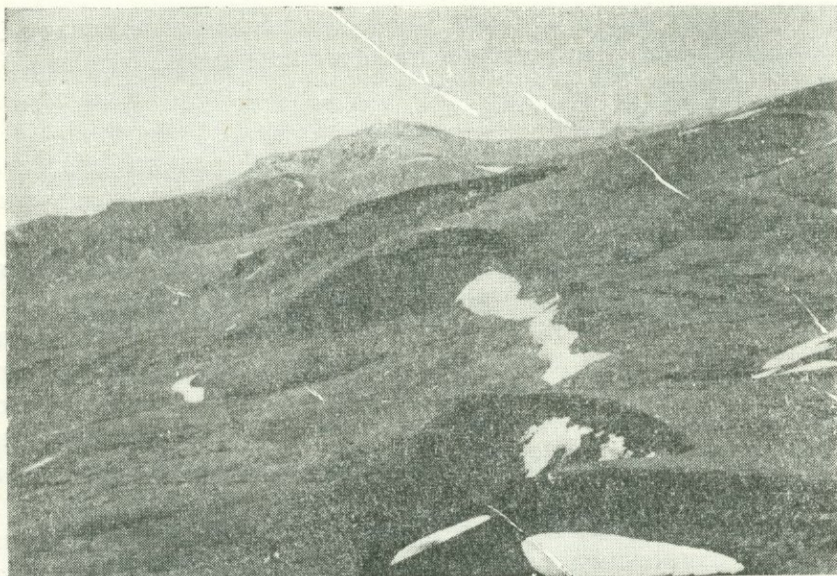
Особенно отчетливо устанавливается направление движения двух языков (фиг. 1); первый из них проходил между горами Зейнари-аттеш и Кызыл-Зиарет, второй огибал последнюю с севера. Оба языка сходились своими вершинами у северо-восточного основания вулкана Западный Агусар, затрагивая штриховкой лавы, спускающиеся с его северных склонов.

Восточнее Западного Агусара, в узком сильно задернованном «проходе» между отмеченным вулканом и горами Агусар и Южный Агусар, глыбы со штриховкой очень редки. Несколько больше их у северного основания вулкана Аждаак, на западном берегу небольшого пруда. По всему «проходу», от пруда до северо-восточного основания Западного Агусара, на протяжении 2,5 км, ледниковые борозды строго ориентированы. Интересно отметить, что на этом участке штриховка «поднимается» от 3170 м (у пруда) к отметке 3255 м и затем «опускается» до 3190 м (у северо-восточного основания Западного Агусара). Вероятнее всего, в районе «прохода» в послеледниковое время произошло локальное поднятие.

Необходимо отметить одно интересное явление. В то время как лавы северных выходов горы Западный Агусар затронуты штриховкой, лавы, отходящие от кратера на южном склоне и занимающие большие пространства к западу и югу от вулкана, совершенно лишены следов оледенения. Не исключено, что область питания ледника заполнена именно этими лавами. Это последнее обстоятельство в значительной степени затрудняет реконструкцию площади развития ледника.

Помимо отмеченного, в рельефе местности есть и другие своеобразные черты, формирование которых могло произойти только под воздействием ледников или постояннодействующих снежников.

В лавы вулкана Аждаак (тип Е) с северо-востока врезан отлично выраженный кар, разделенный в средней части поперечной (СЗ) перемычкой. Между этой перемычкой и невысоким валом у выхода кара расположено небольшое озеро. Отметка дна кара—3250 м, высота задней стенки около 70—75 м, длина дуги до 2100 м. Примерно на этой же высоте и в тех же лавах заложена цепочка небольших карроидов (фиг. 4). У северного основания вулкана Зейнари-аттеш в четвертичные лавы вложена небольшая близширотного направления корытообразная долина, занятая прудом.



Фиг. 4. Цепочка карроидов, врезанная в лавы Аждаака.

Другой характерной чертой рельефа в этом районе является своеобразная «однoboкoсть» шлаковых конусов. В этом случае нормальная конусовидная конфигурация вулкана нарушена крутым обрывом, нацело срезающим часть аппарата. Такое строение шлаковых конусов с вулканологической точки зрения необъяснимо. Скорее всего образование таких обрывов связано с «подтачивающей» деятельностью ледника. К этому следует добавить, что на других четвертичных вулканах нагорья, тоже несущих на себе снежники, но удаленных от «штрихованных площадей» (район горы Спитакасар), подобные формы отсутствуют.

Вполне вероятно, наконец, что в образовании озера Акна-лич, помимо лавовой подпруды, определенную роль сыграло и ледниковое выпавивание.

* * *

Приведенный материал представляет интерес в том отношении, что затрагивает многие спорные вопросы четвертичной геологии Армянской ССР, важнейшими из которых являются число оледенений и стратиграфия лав.

Есть все основания считать, что в четвертичное время Гегамское нагорье подвергалось оледенению, по крайней мере, дважды.

Как уже было сказано, на данном этапе изученности, все следы, затрагивающие восточные склоны нагорья, правильнее отнести к одному оледенению. Оледенение это произошло между излияниями Манычарских андезито-базальтов и лав типа В, занимало большие площади и, вероятно, имело восточную ориентацию движения.

В более позднее время, после значительного перерыва, во время которого извергались лавы типов В и Е, в центральной части водораздела нагорья создались условия для локального, менее мощного оледенения уже северо-западной ориентации. Если считать, что это последнее оледенение происходило в вюрме, то лавы вулканов района оз. Акна-лич (точнее к югу от него), покрывающие большие площади на склонах нагорья, никак не могут считаться послеледниковыми, голоценовыми.

Что касается вулканов, расположенных к северу от оз. Акна-лич, то суждения о их возрастном положении относительно последнего оледенения не могут быть однозначны.

Если признавать общепринятую точку зрения, согласно которой эти вулканы являются возрастными аналогами Аждаака, Кызыл-Зиарета, Агусара и так далее, то они тоже должны быть отнесены к доледниковым, тем более, что в северной, более пониженной части нагорья оледенения могло и не быть вообще.

Однако необходимо учесть факт деятельности отдельных вулканов, в частности Западного Агусара, в период оледенения. Не исключено, что одновременно с этим центром или в более позднее время действовали и вулканы, расположенные к северу от оз. Акна-лич, и, следовательно, возраст их может быть послеледниковым или «ледниковым».

Из сказанного следует, что даже к выделению общего голоценового этапа (тип Е) вулканизма по нагорью и тем более по всему Малому Кавказу, часто определяемому по сохранности вулканов и микрорельефу потоков, нужно подходить очень осторожно.

С другой стороны, приведенный пример еще раз показывает, что подход к четвертичной геологии с обычной меркой «региональных корреляций» вряд ли можно считать правильным. Это, в первую очередь, относится к стратификации четвертичных лав Малого Кавказа. Не случайно, что известные общие схемы стратиграфии (кстати, очень отличные друг от друга) в результате детальных исследований отдельных районов в значительной степени видоизменяются или попросту оказываются неверными. Поэтому кажется методически неправильным составление дробных схем, объединяющих весь Малый Кавказ, область геологически очень сложную, где никак нельзя делать «возрастных корреляций» лавовых потоков, удаленных друг от друга на 50—70 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Бальян С. П. Краткая характеристика истории развития рельефа Центрального

вулканического нагорья Армении. «Тр. Конфер. по геоморф. Закавказья». Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1953.

3. Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
4. Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сборн., посвящ. памяти А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП, 1953.
5. Габриелян Г. К. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. «Природа», № 1, 1951.
6. Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», т. 43, 1949.
7. Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», т. 47, 1950.
8. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР», сер. геол., № 10, 1956.
9. Нефедьева Е. А. Агмаганское вулканическое нагорье. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», т. 47, 1950.
10. Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. «Тр. ВГРО», вып. 2, т. 19, 1934.
11. Պաֆֆենհոլց Կ. Ն. Հայաստանի և փոքր Կովկասի նրան կից մասերի գեոլոգիական ակնարկը: ՀՍՍՌ գիտ. ազ. հրատ., Երևան, 1946:
12. Shirinian K. G. Main features of latest volcanicity in Armenia. Bull. Volc., serie II, т. XIX, Napoli, 1958.

Л. Н. ЗОГРАБЯН

ПОДВЕРГАЛИСЬ ЛИ ОЛЕДЕНЕНИЮ ГОРЫ ЛАЛВАР, ХУСТУП И АРАМАЗД?

(Институт геологических наук АН Арм. ССР)

Вопрос о древнем оледенении нагорной территории между Курой и Араксом затрагивали многие исследователи (К. Н. Паффенгольц, Л. А. Варданянц, Б. Л. Личков, С. С. Кузнецов, Н. В. Думитрашко, М. В. Муратов, С. П. Бальян, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Л. И. Маруашвили, Г. К. Габриелян и др.), мнения которых расходятся как в отношении числа оледенений, так и в отношении их размеров и занимаемой площади. Особенно много работ, относящихся к древнему оледенению гор Армянской ССР, появилось в последнее время. Из этих работ видно, что некоторые исследователи настолько увлекались древним оледенением гор междуречья Куры и Аракса, что искали следы его повсюду, часто принимая за ледниковые формы рельефа обыкновенные водноэрозионные и водноаккумулятивные формы. Тем самым они увеличивали занимаемую древними ледниками площадь и понижали границу снеговой линии до абсолютной высоты 1600—1700 м, что считать правильным нельзя. Ряд авторов указывает следы оледенения в таких районах, где их нет и быть не может, если иметь в виду весь комплекс геолого-географических условий данной территории.

В настоящей статье рассматривается вопрос о вероятности древнего оледенения на трех горах Армянской ССР—Лалвар, Хуступ и Арамазд, расположенных на севере и юге республики.

Гора Лалвар является высшей точкой средневысотных Сомхетских гор Малого Кавказа, прослеживающихся по границе Армянской и Грузинской ССР. Она достигает 2550 м абсолютной высоты и имеет асимметричную форму—с крутыми и прямыми северными и пологими, ступенчатыми южными склонами, на которых развито несколько водосборных воронок, ошибочно принимаемых некоторыми исследователями за ледниковые цирки и кары.

Следы древнего оледенения на рассматриваемой горе впервые отметил М. В. Муратов (1946); вслед за ним Г. К. Габриелян (1950) определил занимаемую им площадь в 5 км². На Лалваре М. В. Муратову

«удалось наблюдать» весь комплекс ледниковых форм рельефа, начиная карами и кончая флювиогляциальными отложениями. По его мнению, «сама гора Лалвар представляет гребень, суженный благодаря развитию целой системы каровых ледниковых цирков, которые, разросшись, буквально «съели» большую часть горы», причем абсолютная отметка донищ их «равна 1900—2000 м на склоне, обращенном к югу».

Наши исследования, проведенные летом 1960 года, опровергли наличие ледниковых форм рельефа на горе Лалвар. «Ледниковые цирки», указанные М. В. Муратовым, не что иное, как обыкновенные водосборные воронки с крутыми склонами, расчлененными лучеобразно расходящимися неглубокими рытвинами. Последние местами венчаются небольшими вертикальными скалистыми карнизами, образовавшимися путем морозного выветривания стойких пород—лабродоровых порфиристов,—слагающих вершину горы Лалвар и нивации в пригребневой части воронок.

Путем морфологического анализа горных районов нам удалось установить прямую связь между водосборными воронками и поверхностями выравнивания. Водосборные воронки обычно развиваются на склонах выровненных платообразных возвышенностей. Анализируя морфологическую скульптуру Сомхетских гор, и в частности Лалварского массива, нетрудно убедиться в наличии на нем четырех денудационных уровней на высотах 2550, 2000, 1800 и 1600 м. Именно с поверхностью выравнивания высотой в 2550 м, находящуюся на одинаковом уровне с леджанской поверхностью выравнивания*, связано образование водосборных воронок горы Лалвар, расположенных на одном уровне. Эти воронки (их всего 3) обращены к юго-востоку; крайние воронки имеют сравнительно большие размеры (3—4 км в диаметре и 600 м глубины), средняя воронка невелика (1,5 км в диаметре и 400 м глубины). Склоны их крутые (25—35°), имеют вогнутую форму и в своей верхней части местами кончаются вертикальными стенкообразными склонами.

Внешняя форма двух лалварских воронок, напоминающая форму коров лишь своими крутыми и вогнутыми склонами, может дать ложное и неправильное представление. Подобная форма их является результатом сочетания стойкости пород, слагающих пригребневую зону горы, которые, выветриваясь, образуют вертикальные скалистые склоны, и нивационных процессов в верхней части крутосклонных воронок, где они образуют небольшие дугообразные ниши (кароиды). Но эти воронки ничего общего не имеют с ледниковой экзарацией, тем более, что они не представляют подковообразные (в плане) углубления, характерные для ледниковых каров, а имеют форму полуворонки, типичной для верховьев многих рек и селевых потоков Армянской ССР.

Необходимо отметить также, что в пределах нагорной территории между Курой и Араксом ледниковые экзарационные формы не встречаются ниже 2800 м абсолютной высоты, так что гора Лалвар с высотой

* Леджанский массив представляет непосредственное западное продолжение Лалварского массива и является другой составной частью Сомхетских гор.

2550 м не достигает даже нижнего предела ледниковой экзарации. Если к этому добавить и южную экспозицию этих отрицательных форм рельефа, где снег даже на отмеченных отметках обычно тает быстрее и в редких случаях он сохраняется круглогодично и накапливается, превращаясь в лед, то вероятность их ледникового происхождения исключается совершенно.

М. В. Муратов у юго-восточного подножья главной вершины горы Лалвар обнаружил два сливающихся «моренных языка», причем, как отмечает он «в них можно различить донную, боковую, конечную и стадильные морены», которые «спускаются до 1700—1600 м высоты над уровнем моря». Мы не склонны их считать моренами, ибо наличие морен на подобных высотах склонов южной экспозиции вызывает сомнение. Наши наблюдения над этими отложениями показали, что они представляют пролювиальные (частично также аллювиальные) наносы, занимающие дно воронок.

Рыхлый материал, накопленный в воронках горы Лалвар, представлен песком, гравием, щебнем, слабоокатанными гальками, небольшими глыбами и др., общей мощностью до 20—25 м. Материал почти не отсортирован и слабо окатан из-за краткости пути и непостоянства транспортирующих его водотоков. Эти наносы обычно переносятся временными водотоками со склонов воронок через многочисленные рывтины, расходящиеся лучеобразно по ним во время дождей или таяния снегов. Накопление этих пролювиальных (смешанных с небольшим количеством делювия и аллювия) отложений у верхних ворот главной реки связано прежде всего с тем, что в этой части падение дна долины становится сравнительно пологим, живая сила воды сразу уменьшается и большая часть принесенного твердого материала отлагается в виде полуконуса, названного нами воронковым конусом выноса.

Образование конуса выноса в необычной для них части долины связано также с тем, что снесенный материал (иногда с противоположных сторон), «встречаясь», образует характерные нагромождения. Воронковые конусы выноса отличаются от обычных устьевых конусов выноса своей удлиненностью, пологостью, плохой сортировкой и грубостью рыхлого материала.

Подобные воронковые конусы выноса мы наблюдали в водосборных воронках, развитых на южном склоне Мегринского хребта, на абсолютных высотах от 1200 до 2200 м, флювиальное происхождение которых не вызывает сомнения.

Таким образом, «моренное» скопление на горе Лалвар, отмеченное М. В. Муратовым, не что иное, как наносы воронкового конуса выноса.

Гора Хуступ расположена на юге республики и является высшей точкой Хуступ-Катарского субмеридионального хребта. Она поднимается в виде скалистого купола над гор. Кафан до 3214 м абсолютной высоты.

На Хуступе ледниковые формы рельефа указывала Н. В. Думитрашко (1949); которая «мощные кары и трюги» наблюдала «издали в верхней части склонов горы...». Наши исследования на месте, в районе

Хуступского массива, проведенные в 1961 году, показали, что на этой горе вообще отсутствует ледниковая морфоскульптура. «Кары» и «троги» с вертикальными скалистыми склонами, отмеченными Н. В. Думитрашко, представляют небольшие водосборные воронки и эрозионные долины с U-образным поперечным профилем. Они развиты в нижнемеловых известняках и верхнеюрских вулканогенных породах, которые, выветриваясь и эродирываясь, обычно образуют вертикальные и скалистые стенки. Этим и обусловлена вертикальность и скальность склонов долин и водосборных воронок, которые внешне частично похожи на экзарационные формы. Такая морфология может дать обманчивое, неправильное представление (тем более «визуальное») о их ледниковом происхождении. Уместно отметить также, что очень большая крутизна и скалистость склонов привершинной части массива Хуступ и узость его гребня, которые существовали и во время вюрмского оледенения, не способствовали накоплению, сохранению постоянного снега и превращению его в глетчерный лед.

На горе Арамазд (3392 м), являющейся главной вершиной Баргушатского хребта, расположенного на юге Армянской ССР, ледниковые формы рельефа отмечены А. Т. Асланяном (1958). Он указывает также на ледниковую аккумуляцию в виде моренных отложений, которые протягиваются по долине р. Катараджур (Татев) от гор Арамазд и Таркатар (Таари-Ехуши).

Район Арамазд-Таркатарского массива мы посетили дважды (в 1959 и 1962 году), однако увидеть там ледниковую скульптуру или ее следы нам не удалось. Если на горах Лалвар и Хуступ есть хотя бы какое-то внешнее сходство эрозионных форм с формой ледниковой экзарации, что явилось причиной отнесения их к карам и торгам, то здесь отсутствует даже это сходство.

На северных склонах Арамазд-Таркатарского массива, где именно указываются ледниковые формы рельефа, можно наблюдать обыкновенную крутосклонную водосборную воронку, расчлененную многими горными оврагами и рытвинами с крутопадающими тальвегами. В западной половине воронки, на северо-восточных склонах горы Арамазд, сохранились острые и скалистые межовражные гребни. Видимо, эти весьма крутые скалистые склоны и принимались за склоны кара; с этим нельзя согласиться, поскольку скалистость склонов водосборной воронки обусловлена не ледниковой экзарацией, а стойкостью порфиристов и интрузивных (сиенитов и сиенито-диоритов) пород, слагающих привершинную зону Арамазд-Таркатарского массива, которые, подвергаясь выветриванию и нивации, стали причиной скалистости склонов.

Моренные отложения в долине р. Катараджур отсутствуют. По этой долине прослеживаются лишь аллювиально-пролювиальные наносы в виде небольших конусов выноса боковых долин, которые, сливаясь, образовали подгорный шлейф. Последний протягивается как широкая (200—500 м) и не очень высокая (40—50 м) наклонная терраса, главным образом, на левом берегу речки, что обусловлено поднятием Ара-

мазд-Таркатарского массива в период образования наносов, вследствие которого речка постепенно отодвигалась на восток и ее место занимали наносы.

Продолжением этих отложений на северо-востоке служит 130-метровая аккумулятивная терраса на правом берегу р. Катараджур, сложенная песком, щебнем, небольшими валунами общей мощностью до 80 м. Эта желто-коричневая толща образовалась путем слияния двух конусов выноса р. Таркатар и селевых потоков, протекающих на север через русло от горы Чур-чур. Об этом свидетельствует состав материала конусов, представленный вулканогенными породами верхней юры, которыми сложены бассейн р. Катараджур и гора Чур-чур. Аналогичный конус выноса образован на левом берегу р. Татеваджур, на котором расположено сел. Татев.

Эти конусы выноса представляют пролювиально-аллювиальные наносы речушек и селевых потоков, и едва ли можно согласиться с мнением авторов, которые принимают их за флювиогляциальные отложения, относящиеся к первому оледенению (Асланян, 1958), тем более, что отсутствуют данные об их литологии, морфологии и стратиграфическом положении среди других отложений четвертичного периода.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Габриелян Г. К. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. «Известия Всес. геогр. об-ва», т. 82, вып. 2, 1950.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Тр. Ин-та географии», т. 43, вып. 2, 1949.
- Муратов М. В. К морфологии следов четвертичного оледенения на Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21 (5), 1946.

И. Н. САФРОНОВ

ДОЮРСКИЙ ПЕНЕПЛЕН СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В МЕЗОЗОЕ

(Северокавказское геол. управл.)

В последние годы в результате геологосъемочных работ, глубокого бурения и геофизических исследований накоплен и в значительной степени обобщен обширный материал по геологии Северного Кавказа. Анализ этого материала позволяет уже теперь ставить для разрешения целый ряд палеогеоморфологических проблем, имеющих важное научное и практическое значение. Одной из таких проблем является реконструкция поверхности доюрского пенеплена Северного Кавказа и особенностей его преобразования в различные эпохи мезозоя. В предлагаемой статье делается попытка рассмотреть в кратком изложении важнейшие вопросы, связанные с той проблемой, на основе прямых данных о погребенном доюрском рельефе и анализа мощностей и литофаций юрских и меловых отложений.

Обширная поверхность доюрского пенеплена Северного Кавказа сформировалась на месте герцинских горных сооружений. Первоначальное выравнивание тектонически обусловленного рельефа здесь происходило в пермо-триасе в континентальных (Предкавказье) и морских (западная часть Большого Кавказа) условиях. Окончательное формирование пенеплена завершилось в начальную фазу альпийского цикла движений (древнекиммерийская фаза), когда не только Предкавказье, но и вся область Большого Кавказа была охвачена поднятием и стала ареной интенсивной континентальной денудации (Паффенгольц, 1959, Кузнецов, 1956).

В результате тектонических движений более поздних фаз альпийского цикла, доюрская поверхность, сложенная палеозойскими породами, была сильно деформирована и погребена под мощной толщей мезокайнозойских отложений. Современное ее положение отчетливо фиксируется серией региональных профилей, приложенных к геологической карте Кавказа.

Поверхность палеозойского фундамента на северном склоне Большого Кавказа обнаруживает ясные признаки глубокого денудационного

и, вероятно, абразионного среза и формирования коры выветривания, характерные для типичных пенепленов. Вместе с тем доюрская поверхность не представляла собой плоскую равнину. Имеется много примеров, указывающих на распространение в ее пределах как положительных (останцы, гряды), так и отрицательных (котловины, ложбины) форм рельефа.

В восточной части Центрального Кавказа, в районе Садонского антиклинория (Боковой хребет) относительные превышения положительных форм доюрского рельефа, по данным М. С. Баклакова (1957), составляют в пределах Архонского рудного поля 200 м, Унальского антиклинального прогиба 250—300 м и Фиагдонского антиклинального перегиба 700—750 м. Положительные формы рельефа, обычно представленные массивами гранитов, оказали здесь влияние на формирование альпийской складчатости.

Очевидно, столь же расчлененный доюрский рельеф был характерен и для западной части кристаллической зоны Главного хребта в пределах Центрального Кавказа, впоследствии нацело уничтоженный эрозийными процессами.

Прямые данные о доюрском рельефе известны для отдельных участков северного склона Главного хребта в зоне Северной юрской депрессии. Давно отмечены и подтверждены бурением (Красновидова, 1959) неровности рельефа на поверхности Малкинского серпентинитового массива, перекрытой отложениями тоарского яруса. Они представлены очень пологими впадинами и ложбинами, разделенными овальными выступами рельефа с относительным превышением от 50 до 100 м (реже 200 м). Повышенным и пониженным участкам рельефа здесь свойственны различные типы коры выветривания змеевиков (Гинзбург и Яницкий, 1952). Железные руды, преимущественно осадочного генезиса, приуроченные к выветрелой поверхности Малкинского серпентинитового массива, локализуются во впадинах древнего рельефа.

Аналогичные, но более резко выраженные, неровности рельефа наблюдаются на погребенной поверхности Малкинского гранитного массива, на которой также местами сохранилась древняя кора выветривания, представленная сильно коагулированной породой, переходящей в совершенно разрушенные граниты (Муратов, 1948).

Неровности рельефа доюрского пенеплена отчетливо выражены к западу от р. Малки во всей полосе распространения угленосной свиты среднего лейаса (плинсбаха). Они выявляются по изменению мощности нижних горизонтов этой свиты и их соотношению с выступами палеозойских пород. По рр. Кубани и Теберде мощность основания плинсбаха, в зависимости от подстилающего рельефа, изменяется на коротком расстоянии от 100 до 300 м (Кахадзе и др., 1956). Местами (Аксаут-Тебердинский район) отложения плинсбаха залегают впритык к резко выраженным выступам древних кристаллических сланцев и нижнепермской красноцветной толщи. В целом имеющиеся данные намечают здесь картину весьма расчлененного предъюрского рельефа с колебанием от-

носительных высот в пределах 200 и более метров, что связано с наличием пород различной стойкости процессам денудации.

По-видимому, доюрский пенеппен имел такой же рельеф и восточнее р. Малки, где по рр. Кестанте (правый приток Баксана), Чегем и Черек в основании базальной серии нижней юры наблюдаются останцевые выступы палеозойских пород.

Далее к северу, в северной части моноклинали Центрального Кавказа над поверхностью доюрской равнины возвышалась гранитная гряда с очень крутым северным склоном и относительным превышением в 400 м, о чем свидетельствуют данные глубокого бурения в районе хут. Фроловского (р. Большой Зеленчук) и у г. Черкесска. Эта погребенная гряда, сложенная гранитами эшкаконского типа и не покрывавшаяся отложениями нижней юры, протягивается до г. Кисловодска (р. Аликоновка) и, может быть, еще далее к востоку.

Таким образом, хотя доюрская поверхность северного склона Большого Кавказа и фиксирует далеко зашедший процесс пенеппенизации страны, ее рельеф, в зависимости от чередования пород различной устойчивости, отличался значительным колебанием относительных высот. Преобладающие относительные превышения отдельных гряд, сложенных стойкими породами (гранитами, кристаллическими сланцами), над поверхностью древней равнины составляли 200—300 м. Выделявшиеся среди этих участков всхолмленной поверхности более высокие вершины (500—700 м) представляли, по-видимому, редкое исключение и были свойственны только осевой кристаллической зоне Большого Кавказа. Все эти выступы рельефа на поверхности палеозойского фундамента являются, по-видимому, останцами более древних, сильно разрушенных горных хребтов, существовавших в пределах центральной части Большого Кавказа.

О рельефе доюрского пенеппена Предкавказья, находившегося и позднее, до байосской (восточная часть) и апт-альбской (центральная и западная части) трансгрессий, в условиях континентального развития, можно судить лишь по косвенным признакам, в частности по составу и распространению континентальных красноцветных отложений пермотриаса, вскрытых глубокими скважинами в разных районах Предкавказья (Мирчинк и др., 1961).

Преобладание в составе континентальных пермотриасовых отложений мелкообломочных пород указывает на широкое развитие равнинного рельефа в Предкавказье к концу эпохи накопления этих отложений. Равнины в пределах Центрального и северной части Западного Предкавказья были относительно приподняты и расчленены неглубокими долинами. В Восточном Предкавказье и в зоне Манычского прогиба получали развитие низменные равнины. Такие же равнины, очевидно, существовали и в южной части Западного Предкавказья после регрессии из ее пределов триасового моря. На фоне Предкавказских равнин поднимались отдельные останцевые гряды и возвышенности в районе Озек-Суата, Надзорного и в других местах, с которыми связано форми-

рование локальных структур в мезо-кайнозойском осадочном покрове (Голяков, 1958).

По-видимому, такой же или близкий к этому рельеф в Предкавказье сохранялся в течение всей рэт-лейасовой эпохи континентальной денудации. Если это предположение верно, тогда мы вправе говорить об отчетливо выраженных зональных чертах рельефа предюрского пенеппена на всем пространстве Северного Кавказа, в значительной степени унаследованных от верхнепалеозойского этапа. Элементы общекавказской палеогеоморфологической зональности намечаются как на северном склоне Большого Кавказа, который входил в состав герцинских горных сооружений, так и в Предкавказье, где в верхнепалеозойское время находился передовой прогиб.

Вместе с этим, имеются основания предполагать более высокое гипсометрическое положение доюрского пенеппена в центральной части северного склона Большого Кавказа и Предкавказья. В пределах этого поперечного поднятия, также унаследованного с верхнего палеозоя, породы фундамента подвергались наибольшему денудационному срезу. Судя по карте палеозойского фундамента Северного Кавказа (Дубинский, 1960), здесь, с юга на север, сменяются докембрийские, нижне- и среднепалеозойские образования и породы нижнего карбона, тогда как в областях погружения фундамента его поверхность сложена более молодыми породами до перми и триаса включительно.

В дальнейшем, в различные эпохи мезозоя доюрский пенеппен Северного Кавказа претерпел очень сложные геоморфологические преобразования до полного его погружения под уровень моря во время альбской трансгрессии.

Первый этап преобразования доюрского пенеппена охватывал время заложения альпийской геосинклинали и развития юрской трансгрессии.

Первый этап преобразования доюрского пенеппена охватывал время заложения альпийской геосинклинали и развития юрской трансгрессии, когда море распространилось на весь северный склон Большого Кавказа и временами (байос, келловей) захватывало значительные пространства Восточного Предкавказья.

Общая трансгрессия юрских бассейнов неоднократно прерывалась кратковременной, но регионально выраженной регрессией, особенно перед верхним тоаром и перед келловеем, когда на фоне общего прогибания геосинклинали в осевой зоне Большого Кавказа происходили поднятия, сопровождавшиеся складчатостью и разрывными нарушениями (Варданянц, 1955, Паффенгольц, 1959). Образовавшиеся горст-антиклинальные поднятия были отчетливо выражены геоморфологически и разделяли Кавказскую геосинклинали на две части: Северо-Кавказскую геосинклинали и геосинклинали южного склона Большого Кавказа (Хаин и Леонтьев, 1950).

Развитие Кавказской геосинклинали в нижней и средней юре сопровождалось мощной вулканической деятельностью, выразившейся как в интрузивной, так и эффузивной форме (Лебедев, 1950).

В то же время в пределах Предкавказья доюрский пенеплен испытал неравномерные поднятия и эрозионное расчленение. Об этом свидетельствуют громадные мощности терригенных отложений, накопившихся в нижне- и среднеюрское время в Кавказской геосинклинали. Поднятия были наиболее интенсивными и устойчивыми в центральной и западной части Предкавказья. Однако гранулометрический состав прибрежных фаций этих отложений все же не дает оснований предполагать больших высот в пределах интенсивно поднимавшихся частей Предкавказья. Поднятия здесь, очевидно, были в значительной степени компенсированы энергичным сносом и местность имела характер повышенных, резко расчлененных равнин, типа современной Ставропольской возвышенности. Влажный субтропический климат нижне- и среднеюрского времени (Конюхов, 1959), безусловно, способствовал развитию густо разветвленной речной сети на повышенных равнинах Предкавказья и выносу из них пределов громадных масс обломочного материала.

Предполагаемый расчлененный рельеф повышенных частей Предкавказской суши сохранялся, по-видимому, до конца средней юры. В прибрежной части этой суши, напротив, происходили частые и сложные изменения рельефа. Они были связаны с тектонической неустойчивостью этой зоны. Погружения и поднятия и связанные с ними трансгрессии и регрессии морских бассейнов вызывали здесь формирование рельефа береговых абразионно-аккумулятивных и низменных аллювиальных равнин и дельт, перемежавшихся с пространствами, занятыми болотами, временными озерами и морскими мелководьями. В таких именно палеогеоморфологических условиях прибрежной суши плинсбахского века между рр. Большой Зеленчук и Малка происходило накопление угленосных отложений (Кахадзе и др., 1956).

Особенно большой неустойчивостью рельефа отличались пространства восточной части Предкавказской суши. В начале средней юры (аален) они были втянуты в широкое региональное погружение, а в байссском веке полностью залиты мелководным морем. Море трансгрессировало на ранее (конец триаса) сформировавшуюся низменную равнину, так как базальные отложения байоса здесь представлены тонкими песчано-глинистыми осадками с обуглившимися растительными остатками. После регрессии среднеюрского бассейна в бате в пределах Восточного Предкавказья снова сформировалась низкая, на этот раз первичная аккумулятивная морская равнина.

Вдоль южной окраины Предкавказской суши тянулась широкая полоса мелководного шельфа с унаследованным эрозионно-тектоническим рельефом, о чем можно судить по хорошей сохранности наземных форм поверхности доюрского пенеплена под толщей нижне- и среднеюрских осадков. В пределах шельфа выступы рельефа древней суши в течение определенного отрезка времени представляли острова и подводные возвышенности. На это указывает разнообразный гранулометрический состав базального горизонта среднего лейаса и тоара в центральной части северного склона Большого Кавказа. Подводный рельеф

шельфовой зоны в нижнеюрское время и в начале средней юры осложнялся вулканическими сооружениями, которые также выступали как временные острова и подводные возвышенности (Кахадзе, 1947).

За пределами мелководного шельфа, в осевой части Кавказской геосинклинали в нижне- и среднеюрское время существовали горстан-тиклинальные островные поднятия. Судя по наличию в основании тоара валунно-глыбовых конгломератов с хорошо окатанной галькой и валунами гранитов и кристаллических сланцев (р. Черек Балкарский) и глыбовых туфоконгломератов (Цейский хребет в Осетии), островные поднятия представляли собой горные, сильно расчлененные гряды, с которых стекали бурные водные потоки.

В верхней юре палеогеоморфологические условия Северного Кавказа претерпели существенные изменения. В это время происходило прогрессирующее выравнивание сильно расчлененной поверхности доюрского пенепплена. Уже в начале верхней юры центральные и западные части Предкавказской суши были пенеппенизированы до уровня низкой равнины, вследствие чего с нее был почти полностью прекращен снос обломочного материала. Влажный субтропический климат, существовавший в начале этой эпохи, способствовал широкому развитию процессов химического выветривания с образованием на отдельных участках равнины коры выветривания латеритного типа (Конюхов, 1959).

В западной (Кубанской) части этой равнины, где в основании альба (Ново-Минская, Ясеновская, Выселковская и др. скважины) наряду с древней корой выветривания (пестроцветные и белые глины) отмечены углистые сланцы с растительными остатками (Дубинский, 1951, Веселовская, Ясенева, 1958), по-видимому, получали широкое развитие заболоченные пространства. В их пределах в конце верхней юры протекали транзитные реки, истоки которых, судя по наличию в отложениях титона Западного Кавказа кварцевых песков с метаморфическими минералами (в основном ставролит), находились в пределах суши Русской платформы (Гроссгейм, 1957).

Рельеф дна в общем мелководных бассейнов верхней юры (за исключением оксфордского) отличался сложным расчленением (неравномерная мощность осадков) и был неустойчив, особенно в пределах шельфовых пространств, окаймлявших пенеппенизированную сушу Предкавказья. Подводный рельеф в пределах центральной части северного склона в течение всей верхнеюрской эпохи, но особенно в титоне, характеризовался наличием котловин, подводных поднятий, отмелей и возникновением островов в зоне Кисловодско-Черкесской гранитной гряды. В связи с перемещением береговой линии здесь очень часто прибрежные аллювиальные равнины и дельты (келловей) заливались мелким морем (оксфорд), которые затем превращались в ряд изолированных лагун (титон).

Внутригеосинклинальные островные участки суши, занимавшие в верхнеюрское время, по-видимому, значительные площади в осевой зоне Большого Кавказа, были повсеместно выровнены.

Следующий, второй этап преобразования доюрского пенеппена соответствует времени самой крупной на Северном Кавказе меловой трансгрессии. Началу этой трансгрессии предшествовали неравномерные тектонические движения, которые привели к значительному расширению внутригеосинклинальных поднятий, особенно в западной части северного склона Большого Кавказа и к дифференциации рельефа в пределах сильно выровненной юрской суши Предкавказья. Контрастность рельефа в Предкавказье усилилась за счет поднятия и расчленения центральной ее части, о чем можно судить по преобладанию терригенного состава морских осадков неокома и наличию среди них грубообломочных пород.

В конце неокома (баррем) и особенно в апте местность в центральной части Предкавказья снова была снижена до уровня низменной равнины, отдельные части которой с этого времени последовательно захватывались меловой трансгрессией и превращались в зону мелководного шельфа.

В западной (Кубанской) части Предкавказья в нижнем мелу (до альбской трансгрессии) сохранялась та же палеогеоморфологическая обстановка, которая сложилась в конце верхней юры. Здесь по-прежнему значительные пространства были заняты низменными, местами заболоченными равнинами. Судя по массовому проникновению в западную часть нижнемелового бассейна кварцевых песков с дистеном и ставролитом (Гроссгейм, 1957), эти равнины были связаны транзитной речной сетью с сушей Русской платформы.

Более резкие изменения рельефа произошли в осевой части Кавказской геосинклинали. Здесь на месте выровненных верхнеюрских островов в начале нижнего мела образовались более значительные участки суши. Среди них наиболее крупным было островное поднятие в западной части геосинклинали, которое на пространстве между рр. Большой Зеленчук и Белая наиболее далеко выдавалось к северу и смыкалось с сушей Предкавказья. Островные поднятия нижнемелового времени, по-видимому, имели горный рельеф, так как с них сносился грубообломочный материал (включая галечники) в прибрежные части морских бассейнов. В пределах западного участка суши получала развитие местная речная сеть, остатки которой сохранились, по данным И. П. Луппова (1952), в виде дельтовых отложений готерива на р. Белой. Этот поперечный участок суши существовал в течение неокома и в апте, но во время альбской трансгрессии был полностью затоплен.

В альбе и верхнем мелу на всей территории Северного Кавказа преобладал морской режим. Некоторое увеличение площади суши произошло в начале верхнего мела во время сеноманской регрессии, когда в районе Невинномысск-Пятигорск возникали острова, и в датском веке, когда на севере Предкавказья значительные участки суши выходили из-под уровня моря. Внутригеосинклинальные наземные поднятия были повсеместно выровнены уже в начале верхнего мела и представляли собой плоские участки суши. Во время максимального развития верхнемеловой трансгрессии во второй половине сенона значительные площади

островной сеноманской суши внутри Кавказской геосинклинали были, по-видимому, затоплены полностью, или на ее месте образовались небольшие плоские острова, едва возвышавшиеся над уровнем моря (Хаин и Леонтьев, 1950).

В конце верхнемеловой эпохи, в датском веке вновь увеличилась площадь внутригеосинклинальных островов. В палеогене в связи с региональным проявлением поднятий в осевой части Кавказской геосинклинали произошла консолидация существовавших здесь островных участков суши в единый Кавказский остров. С этого времени началось формирование наземного рельефа Большого Кавказа.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие общие выводы.

1. Доюрский пенеплен Северного Кавказа сформировался на месте кавказских герцинид. Окончательное региональное выравнивание рельефа здесь завершилось в древнекиммерийскую фазу движений альпийского цикла (рэт-лейас) в результате длительной континентальной денудации, охватившей все области Северного Кавказа. В распределении элементов рельефа доюрского пенеплена выявляется общекавказская и субмеридиональная зональность, в значительной мере унаследованная с верхнего палеозоя.

2. В последующие фазы альпийского цикла доюрский пенеплен претерпел сложные геоморфологические преобразования. Отдельные его части на северном склоне заливались морем, тогда как в Предкавказье его преобразование продолжалось в континентальных условиях до альбской трансгрессии. Доюрский пенеплен Предкавказья дважды (нижняя и средняя юра и неоком) испытал интенсивное поднятие и эрозионное расчленение и дважды (верхняя юра, апт- верхний мел) был выровнен. Во время интенсивного поднятия он служил главным источником сноса терригенного материала. Аналогичную эволюцию претерпели и внутригеосинклинальные островные поднятия.

3. Доюрский пенеплен можно рассматривать как исходную поверхность для формирования рельефа Северного Кавказа, так как с его тектонической деформацией в различные фазы альпийского цикла, в значительной мере унаследованной от предшествовавшего этапа, было связано заложение основных морфоструктурных элементов этого региона—горных сооружений в геосинклинальной области, поднятий и прогибов на платформе.

4. Изучение доюрского пенеплена Северного Кавказа представляет не только научный, но и практический интерес. Неровности погребенного доюрского рельефа необходимо учитывать при палеотектоническом анализе и перспективной оценке поисков руд осадочного генезиса и каменного угля.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Баклаков М. С. О влиянии погребенного рельефа на формирование складчатой структуры Садонского антиклинория Центрального Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 8, 1957.

- Варданияц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Объяснительная записка. «Тр. ВСЕГЕИ», т. 10, 1955.
- Веселовская М. М., Ясенева М. А. Стадии формирования и изменения пород на примере Ново-Минской скважины (Прикубанская низменность). «Докл. АН СССР», т. 123, № 6, 1958.
- Гинзбург И. И. и Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеиновом массиве на Северном Кавказе. Кора выветривания, вып. I, изд. АН СССР, 1952.
- Голяков В. А. Геологическое строение Ставропольского газоносного района. «Геология нефти», № 1, 1958.
- Гроссгейм В. А. К вопросу об истории осадконакопления в мезокайнозое на территории Северного Кавказа и Предкавказья. БМОИП, отд. геол., т. XXXII (2), 1957.
- Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на северном склоне Кавказа. Гостоптехиздат, 1951.
- Дубинский А. Я. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре выветривания восточной части Большого Донбасса. «Докл. АН СССР», т. 81, № 3, 1951.
- Дубинский А. Я. Девон складчатого основания Предкавказья. «Геология нефти и газа», № 5, 1960.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. «Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР», сер. геол., т. III, 1947.
- Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между Малкой и Большим Зеленчуком. «Тр. Лабор. геологии угля», вып. VI, 1956.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента Кавказа. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной обл. Юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Конюхов И. А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. «Тр. компл. южной экспед. АН СССР», в. 3, 1959.
- Красновидова А. М. О практическом применении анализа мощностей в качестве одного из методов металлогенических исследований. «Тр. по геол. и полезн. ископ.» Северного Кавказа, вып. IX, 1959.
- Кузнецов С. С. Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. Изд. АН СССР, 1956.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. «Тр. ин-та геол. наук СССР», сер. петрогр., вып. 113, № 33, 1950.
- Луппов И. П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. Гостоптехиздат, 1952.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А. и Летавин А. И. Верхнепермско-нижнетриасовые отложения Предкавказской платформы и сопредельных районов. «Докл. АН СССР», т. 138, № 4, 1961.
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных вод). «Тр. МГРИ», т. XXII, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 3, 4, 1950.

С. П. БАЛЯН и П. С. БОШНАГЯН

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ БАССЕЙНА ОЗ. СЕВАН

(Ереванский государственный университет)

В последние годы, в связи с проблемой спуска водных масс озера, в области Барденисского и Гегамского хребтов и прибрежных равнин производились гидрогеологические и геоморфологические работы большого масштаба. Было пробурено множество скважин, которые в совокупности с детальной съемкой позволили в значительной степени уточнить структуру этой обширной котловины, выяснить ряд вопросов стратиграфии неогеновых отложений.

Проделанные работы выявили очень сложную гидрогеологическую картину бассейна оз. Севан и позволили в значительной степени осветить исключительно интересную историю развития котловины.

В настоящей статье авторы сделали попытку в краткой форме изложить некоторые результаты сделанных ими работ, а также, используя литературный материал предшествующих исследований, осветить ряд вопросов палеогеографии, новейшей истории развития и гидрогеологии бассейна озера Севан, которые могут помочь в решении сложных задач «Севанской проблемы».

Окаймляющие Севанскую котловину хребты—Арегуни, Севанский, Варденисский и Гегамский—в основном состоят из водоупорных древних пород мелового, эоценового и миоценового возраста, которые дислоцированы и падают в сторону синклинали мульты чаши Севана. На южном и юго-восточном побережье Большого Севана буровыми скважинами вскрыты озерно-флювиогляциальные и аллювиальные отложения антропогена, имеющие на ряде участков большие мощности (Масрикская равнина—200—250 м). Эти отложения в пределах древних погребенных широких речных долин и их конусов выноса содержат в себе значительное количество вековых запасов напорных—артезианских вод. Эти водные массы получают питание за счет снежников и атмосферных осадков с высокогорных частей Варденисского и Гегамского хребтов. Воды, инфильтруясь в глубь мощной лавовой толщи, концентрируются в пределах подлавовых древних речных долин, имеющих уклон в сторо-

ну озера. В пределах прибрежной полосы эти воды проникают в осадочные отложения древней гидрографической сети, занимающей также значительную территорию под дном Большого Севана. Указанные водоносные слои, прекрываясь донными озерными, флювиогляциальными или же собственными аллювиальными суглинисто-глинистыми слоями, образуют изолированные от водных масс озера напорные воды, которые фонтанируют в скважинах на 10—20 м выше зеркала озера.

Таким образом, общие структурные, морфологические и литологические условия отрицают возможность фильтрации из чаши Большого Севана.

Что касается северо-западного побережья озера, то этот участок представляет собой в целом полого-выпуклый лавовый щит, который в центральной своей части возвышается в среднем до 2300 м. Отдельные вершины-вулканы, достигающие 2400—2500 м, занимают локальное положение. Пологий рельеф плато имеет среднее падение склонов к западу и востоку на 3—4°. Этот абсолютно бессточный бассейн так называемого Ератумберского плато сложен из исключительно трещиноватых бугристо-глыбовых лав базальтового и андезито-базальтового состава, среднюю мощность которых можно считать равной 300—350 м. Погребенный под лавами рельеф представляет наклонную равнину, соединяющую береговую зону озера с долиной среднего течения р. Раздан. При наличии глубоко врезанных в подлавовую толщу эрозионных долин, залитых позднейшими потоками лав, вполне возможно предполагать наличие путей подлавового дренажа из озера в северо-западной части Гегамского нагорья, в пределы его восточных склонов и предгорий.

Принимая, что нижний, подлавовый комплекс пород обладает в целом водоупорными свойствами, а перекрывающий их эффузивный—водопроницаемыми, мы постараемся на основании структурно-литологического и палеоморфологического анализа выяснить положение расчлененного подлавового рельефа, направление древних речных долин, которые являются возможными путями оттока из озера.

Как мы указали, весь комплекс пород, начиная от палеозоя до плиоцена включительно, слагающий фундамент котловины оз. Севан, следует считать практически водоупорным.

Эти породы в пределах Гегамского нагорья перекрываются комплексом четвертичных эффузивов, обладающих резко различной мощностью, так как существующий между ними большой стратиграфический перерыв (почти весь плиоцен и часть четвертичного периода) выразился большим эрозионным срезом и образованием глубоко вдающихся речных долин, направленных в сторону озера. Результатом этого среза следует считать отложения мощной так называемой Сарыкаинской свиты, представленной песчаниками, глинами, туфопесчаниками, галечно-конгломератовыми, озерными и прочими осадочными образованиями, охватывающими большой промежуток времени—плиоцен—нижнечетвертичный период.

Отложения Сарыкаинской свиты непосредственно подстилают эффузивный комплекс склонов и предгорий Гегамского нагорья, в том числе

Ератумберского плато и в гидрогеологическом отношении представляют интерес, так как содержат в себе межформационный мощный пласт галечников, вследствие чего, в случае наличия этой толщи на дне чаши, очевидно, была бы фильтрация из озера.

Исходя из этого предположения, в районе развития этой толщи, у мыса Сарыкая, в сел. Норадус и в сел. Айриванк были пройдены буровые скважины

Скважины прошли мощную туфогенно-глинисто-песчаниковую толщу Сарыкаинской свиты, вскрыв на глубине от 52 до 106 м от уровня озера отложения галечников, содержащих в себе напорные воды озера. Аналогичный галечниковый горизонт, залегающий ниже дна озера, встречен в районе сел. Норадус на глубине 84 метра. Здесь также горизонт ограничен снизу и сверху водоупорными мощными слоями глин, туфопесчаников, туфобрекчий и т. д.

Гидрохимические анализы напорных вод указывают на полное сходство с водами озера Севан и резко отличаются по своему составу от вод, питающих озеро со стороны Гегамского нагорья.

Таким образом, очень важным моментом гидрогеологии озерной чаши является то, что Сарыкаинская свита, окружающая котловину с северо-западной стороны и погружающаяся под эффузивный комплекс Ератумберского плато, не является водоупорной и через определенные горизонты фильтрует, очевидно, значительные массы вод.

Пути циркуляции этих вод, как мы предполагаем, служат те древние долины, которые глубоко погребены под лавами Ератумберского плато и ориентированы в целом вдоль глубоких тектонических нарушений северо-запад—юго-восточного простирания.

Пыльцевой анализ проб, взятый из описанных скважин и обнажений обрыва Сарыкаинского мыса, у кладбища сел. Норадус, устанавливает в целом верхнеплицен-нижнечетвертичный возраст этих отложений, включая и глинисто-диатомитовые-дрейссенсиевые слои, причем для галечниковых слоев устанавливается апшеронский возраст, что нужно считать достаточно обоснованным, исходя также из региональных сопоставлений аналогичных типов галечниковых полей, развитых во многих районах Армении. Не исключена возможность, что часть верхних слоев Сарыкаинской свиты более молодая и перекрывает нижнечетвертичные манычарские лавы. Эти отложения вскрываются в обнажениях каньона р. Гаварагет, начиная от гор. Камо, в виде пеплово-песчаных рыхлых, иногда косослоистых аллювиально-озерных песков. Отложения этих песков перекрываются андезито-базальтовыми лавами, развитыми в районе гор. Камо и занимающими, подобно манычарским, большие пространства в области низовой р. Гаварагет, а на северо-западе уходят под лавы Ератумберского плато.

Гидрогеологическая картина эффузивного комплекса Ератумберского плато очень сложна. По имеющимся ныне данным буровых скважин и морфологии покрова лав разных возрастов можно прийти к выводу, что, очевидно, мы имеем здесь два обособленных водоносных го-

ризонта: верхний, питающий озеро, и нижний, по которому происходит фильтрация из озера под лавы Ератумберского плато на северо-запад. Это явствует из следующего: в лавах Ератумберского плато в районе сел. Айриванк скважина прошла три лавовых потока, разделенных шлаковыми горизонтами и глинистыми прослойками древнего делювия. Верхние два потока, общей мощностью до 25 м, представлены трещиновато-пористыми андезито-базальтами Ератумберского покрова. Они являются хорошими коллекторами для сбора и инфильтрации атмосферных и поверхностных вод.

Этот верхний, в целом водоносный покров лав, очевидно, по всей прибрежной полосе озера, от участка сел. Айриванк до гор. Севан, питает озеро родниковыми водами, выступающими на дне на различных глубинах. Судя по данным скважин, пробуренных у сел. Мухан и у сел. Лчашен, мощность и число лавовых потоков, слагающих комплекс Ератумберского плато, к северо-западу увеличиваются. Известно, что каждый излившийся поток лав заливает неровности предшествующей расчлененной поверхности рельефа. Инфильтрирующие воды в пределах развития лавового покрова концентрируются в контурах погребенных речных долин и, в конечном итоге, выступают серийно этажно расположенных родников на дне озера. Максимальную мощность этих лав с рядом водоносных горизонтов, питающих озеро, мы предположительно считаем 45—50 м на северных участках описываемого района.

Что касается участка сел. Айриванк, где развиты более древние серии эффузий Ератумберского плато, то мощность их не превышает 25 м.

Ниже описанных глыбовых лав расположены монолитные андезиты исключительной плотности, которые следует считать водоупорными. Под андезитами на глубине 45 и более метров встречены глыбовые скопления эффузивов со щебнисто-дресвяным заполнителем, мощность которых превышает 15 м. Этот горизонт включает в себе напорные воды озера. Вероятно, этот подандезитовый горизонт служит путями фильтрации из озера под покров Ератумберского комплекса в направлении погребенных речных долин.

Для выяснения этих представлений важно остановиться несколько подробнее на тектонике исследованной области.

Котловина озера представляет собой обширный пологий синклинорий общекавказского (СЗ—ЮВ) простираения, осложненный, в дальнейшем, продольными и частично поперечными сбросами.

О роли дизъюнктивных нарушений в формировании котловины в работах различных исследователей дается различное толкование. Однако в целом всеми, за исключением Ф. Освальда, принимается их подчиненное значение по отношению к пликативам. По представлению Ф. Освальда, котловина представляет собой раздробленный многочисленными сбросами верхнетретичный-четвертичный грабен, имеющий общекавказское простираение.

В одной из своих работ Е. Е. Милановский [9] подробно описывает все разрывные нарушения, включая и те, которые образованы в про-

цессе новейших тектонических движений. Приведенные им разрезы в целом правильно отражают картину дробления субстрата котловины, однако и здесь роль дизъюнктивов в оформлении этой депрессии рассматривается в зависимости от пликативных структур. Вследствие этого, в ряде случаев различные типы тектонических выступов, находящихся под лавовыми покровами или на дне озера, он рассматривает как новообразующиеся антиклинальные вздутия, что конечно, не отражает истинной картины строения отдельных участков. Особенно важно отметить, что такие мелкие структуры иногда могут иметь предопределяющее гидрогеологическое значение. Следует совершенно определенно говорить, что почти все типы дизъюнктивных нарушений, скрытых под эффузивной толщей, должны фиксировать пути прохождения речных долин, образованных в результате выборочной эрозии.

В результате буровых работ и анализа данных предшествующих исследователей мы получили несколько иное представление о тектоническом строении изученной области, касающееся, главным образом, части разрывных нарушений, что позволяет на наш взгляд, определить направление подземного оттока из оз. Севан в сторону западных склонов Гегамского нагорья.

Предшествующими исследователями фиксируется нарушение Арегунийского хребта, идущее вдоль северо-восточной береговой зоны Малого Севана. Этим и параллельным с запада сбросом образована депрессия большей части Малого Севана. Е. Е. Милановский [9] приводит вполне обоснованные данные о грабенообразном оседании Дзыкнагетской антиклинали, о чем еще было высказано предположение в работе А. А. Турцева [11]. Этот сброс обрушенной антиклинали, по представлению Е. Е. Милановского, имеет максимальную амплитуду опускания 400—500 м. В районе полуострова Севан и в северо-западном направлении близ Семеновского перевала сброс, постепенно затухая, сходит на нет, а на юго-востоке превращается в единую сбросовую ступень параллельных друг другу блоков в центральной части Малого Севана.

По нашему представлению, грабен на юго-востоке ограничивается другим поперечным крупным нарушением, отделяющим бассейны Большого и Малого Севана, протягивающимся примерно по линии мысов Но-радуз—Арданиш.

Этот сброс отмечен в работе К. Н. Паффенгольца [10]. Он рассматривает нарушение как древнюю сбросовую ступень с опущенным северо-западным крылом, омоложенным в плиоцене. Л. А. Варданыц [4] и Е. Е. Милановский [9] этот выступ (Надеждинское поднятие) рассматривают как поперечное антиклинальное поднятие, возникшее в четвертичный период, приводя, однако, недостаточно убедительные доказательства.

Е. Е. Милановский [9] в подкрепление своих предположений приводит также некоторые морфологические критерии—различные высоты и изгибы абразионных террас на правобережной полосе, которые могли бы свободно образоваться также при росте этой горстоподобной ступени.

Важно отметить, что анализ батиметрической съемки этой подводной перемычки, проведенный Водно-энергетическим институтом АН Арм. ССР в 1956 году, указывает на резко асимметричный поперечный профиль этого поднятия, что говорит о наличии здесь скорее всего, сбросовой ступени.

Батиметрическая карта Малого Севана указывает также на резкое асимметричное строение рельефа дна озера, состоящего из крутого, как бы монолитного Арегунийского склона с одной стороны и исключительно резкого очертания бугров и впадин западной ее части, морфологию которой можно проследить на западном берегу, где на дневную поверхность выступают бугристо-глыбовые лавы Ератумберского плато.

Таким образом, здесь идет речь не о растущей антиклинальной перемычке Надеждинского вала, а о типично сбросовой ступени южного блока Малосеванского грабена.

Дизъюнктивные нарушения западного побережья Севана фиксируются целым рядом параллельных сбросов, проходящих вдоль береговой полосы. Они затрагивают слои Сарыкаинской свиты и часть покровов эффузивов нижнечетвертичного возраста.

Е. Е. Милановский [9] проводит предположительный сброс вдоль береговой зоны Большого Севана вплоть до сел. Мартуни. Последующими буровыми работами в районе сс. Личк, Еранос и др. подтвердилось наличие не только этого сброса, но и параллельных к нему других второстепенных нарушений этого же типа. На участке сс. Еранос—Дзорагах вскрыты мощные древнеполозневые выносы, обусловленные крупным сбросом меридионального простирания. О наличии дизъюнктивов говорят также фонтанирующие скважины минеральных вод вдоль берега и т. д.

Ряд параллельных сбросов фиксируется в пределах восточной части Гегаркуни-Саруханской депрессии, а также в лавах Манычарского покрова. Сама депрессия по своему строению напоминает ступенчатый грабен—рифт меридионального простирания, который к югу, сужаясь, замыкается у села Гегаркуник; на севере же депрессия, расширяясь, погружается под новейшие лавы Ератумберского плато.

Границы депрессии можно оконтурить ступенчатыми меридиональными сбросами районов сс. Гегаркуник, Кармиргюх, Сарухан, Батикян на востоке и разломом вдоль шлаковых конусов на западе, который простирается на север, соединяясь с цепью вулканов Ератумберского плато.

Крупным сбросом общекавказского простирания, очевидно, типа глубинного разлома, омоложенного последующими новейшими движениями, следует считать разлом, проходящий вдоль выступов древнего палеозойского и мелового фундамента района селения В. Ахта и сочленяющийся с вулканическими конусами Ератумберского плато (выс. Кург. Острый—2111,9, вулкан Бугда—тапа 2352,7 и др.). К северо-западу от сел. В. Ахта продолжение этого сброса фиксируется Е. Е. Милановским [9] вдоль правого борта долины р. Мармарик.

Важнейшим элементом тектоники северной части описываемой депрессии является Варсерское (Чирчирское) поднятие.

Указанный тектонический вал вырисовывается в поверхности рельефа лавового покрова. Он протягивается почти в меридиональном направлении, располагаясь между устьем р. Грубель и вулканом Минаксар (Богу-даг). Очевидно, к югу от этого вулкана поднятие погружается. На наличие этого тектонического поднятия указывал С. С. Кузнецов [7]. Л. А. Варданянц [4] и Е. Е. Милановский [9] характеризуют это поднятие, как растущую четвертичную антиклинальную складку, которой обусловлена тектоническая запруда оз. Севан.

Для выяснения палеогеографии этой части Севанской депрессии весьма важно уточнить тектогенезис этого несомненно существующего поднятия. Является оно молодым антиклинальным поднятием или обусловлено разрывным нарушением? В первом случае эта перемычка может играть роль подпруды озерной толщи, а во втором, наоборот, приуроченная к нарушению погребенная долина может служить путем дренажа донной глубинной фильтрации из озера.

Для нас более убедительным кажется дизъюнктивный генезис этого нарушения. Подтверждением этому служат следующие доводы. Несколько ниже сел. Варсер около шоссеной дороги была пробурена скважина, которая на глубине под тремя покровами лав вскрыла мощные глинисто-щебнистые отложения, аналогичные описанным выше обнажениям Варсерского каньона. Анализ пылицы, взятой из керна этого глинистого материала, также указывает скорее всего на плиоценовый его возраст. При учете углов падения указанных слоев в каньоне р. Раздан (до 40°), кажется мало вероятным образование такой крутой очень молодой складки, в то время как эоценовые породы сохраняют свою первоначальную изогнутость.

При допущении этого предположения следует ожидать наличие здесь по контакту сброса и древней речной долины асимметричного профиля типа «куэсты», которая погребена под мощными потоками лав Минаксара. В таком случае следует ожидать и возможность глубинного дренажа из озера в сторону депрессии р. Мармарик или же в сторону главной речной артерии древней куэсты недалеко от Верхне-Ахтинского палеозойского выступа.

Дробление субстрата этой части, очевидно, образовало речные долины с крупными изгибами, подобными современной р. Раздан и ее притокам.

Описанные выше стратиграфические, тектонические и морфологические данные позволяют теперь более ясно изложить вопросы палеогеографии—новейшей истории развития котловины оз. Севан.

Генезис бассейна оз. Севан интересовал многих исследователей еще с прошлого века. В литературе этот вопрос дебатруется, причем имеются разноречивые представления [1—6, 8—10]. Следует, однако, отметить, что большинство исследователей затрагивает историю развития котловины вплоть до четвертичного периода.

Более обстоятельные исследования Л. А. Варданянца [4] и Е. Е. Милановского [9] охватывают вопросы плейстоценовой истории бассейна оз. Севан. Проведенные в последние два года буровые работы, археологические находки, обнаруженные на дне озера в результате ее спуска, в совокупности с детальным изучением морфологии склонов окружающих озеро хребтов, позволяют ныне осветить вопрос новейшей—голоценовой истории Севана, который имеет очень важное значение для решения практических задач в связи со спуском озера.

С самого начала следует подчеркнуть, что основная масса воды озера была накоплена в голоцене—в историческом периоде. Для обоснования этого предположения достаточно привести высказанный Л. А. Варданянцем [4] следующий факт. Как известно, при спуске озера на средних глубинах 9—10 м были обнаружены кладбища и другие остатки материальной культуры ранней бронзы и медного века. Следует считать, что имеющиеся близ кладбищ поселки должны были находиться на берегу озера, значительно ниже от кладбищ, так как последние устраивались только на возвышенностях-курганах. Если считать среднюю относительную высоту этих курганов от населенных пунктов 20—25 м, то тогда выходит, что в период ранней бронзы оз. Севан имело величину, ограниченную изобатами 30—35 м. Далее, как показали наши исследования, в районе полуострова Севан перемычка, соединяющая остров с материком, искусственная и состоит из наброски базальтовых глыб, привезенных с противоположного, очевидно, лчашенского берега, где имеются большие нагромождения аналогичных глыб. Как остров, так и окружающая его береговая полоса, вплоть до города Севан, сложены из песчаников и туфогенов эоцена. Центральная же часть этой перемычки, построенная из глыб базальтов, была в свое время, очевидно, каким-то сооружением, связанным с существовавшими тогда языческими храмами. Наконец, отметим также, что в пределах пологих склонов Гегамского и Вардениского хребтов нами были обнаружены следы древнейших ирригационных сооружений, через которые урарты или их предки орошали засушливые территории прибрежной полосы озера, находящиеся ныне под его дном.

Все эти весьма интересные данные приводят нас к заключению, что новейшая история этого огромного водного бассейна находится в тесной зависимости не только от геолого-тектонических и геоморфологических процессов, но и резких колебаний климатических условий, почвенно-растительного покрова и других географических факторов. Только комплексное и подробное изучение их и глубокий палеогеографический анализ могут вскрыть истинную картину вековых колебаний озера и расчета водного баланса.

Проведенные нами геоморфологические исследования Гегамского и Вардениского хребтов установили следы двух оледенений с рядом фаз стадийных отступаний ледников; какова была связь колебаний уровня озера с таянием ледников—этот очень важный вопрос остается открытым. Далее, пыльцевой и споровые анализы кернового материала из

ряда скважин установили в вертикальном разрезе частую смену флористических комплексов от сухолюбивых к влаголюбивым, от лесных массивов различных типов до ксерофитных редколесий и степных, полупустынных трав. Все это указывает на большие климатические колебания в бассейне озера в течение четвертичного периода. Выяснение комплекса этих взаимосвязанных вопросов имеет важнейшее гидрологическое и гидрогеологическое значение.

В настоящей статье, ввиду недостаточности накопленного фактического материала, мы можем наметить только отдельные этапы новейшей истории развития этой котловины.

Морфологический анализ батиметрической карты озера Севан и детальных топографических карт окружающих чашу склонов хребтов в совокупности с геолого-гидрогеологическими данными позволяет нам в известной степени осветить ряд положений новейшей истории Севана.

Как мы уже отметили, возраст и генезис котловины Большого и Малого Севана резко отличаются друг от друга. Помимо приведенных выше доказательств, отметим следующее.

Рельеф дна Большого Севана своей ровной и слегка увалистоволнистой поверхностью отражает русла древних меандр, заключенных между изобатами 49—48 м, а в пределах шельфовых прибрежных зон—дельты рр. Масрик, Варденик, Аргичи, обширные пологовыпуклые шлейфы конусов древних рек. Таковые полностью отсутствуют в рельефе дна Малого Севана, который отличается исключительной свежестью форм рельефа. Следует предполагать, что мощность древних аллювиальных и озерных наносов Большого Севана значительно больше, чем Малого Севана, где имеется хаотический рельеф бугров и впадин, полностью сходный с рельефом бугристо-глыбовых лав Ератумберского плато. При исследовании грунтов дна Севана, Лятти были обнаружены известковые конкреции, аналогичные отложениям прибрежного известкового цемента, вскрытого после спуска озера. На карте грунтов известковые отложения отмечены на глубинах 45—46 м. Скважина, заложенная в районе конуса Шиш-кая (Масрикская равнина), вскрыла аналогичные отложения на глубинах, соответствующих по абс. отметкам отмеченным изобатам. Далее, зона этих изобат, кальцеобразно окружая озерную чашу, замыкается у Норадуз-Арданишской перемычки, где начинается подводный глубокий каньон.

К указанной зоне вплотную подходят описанные конуса выносов древних рек. Наконец, как было уже высказано предположение, исходя из археологических данных, древние поселения должны были находиться примерно на этих средних глубинах также и в прибрежной полосе участка Айриванк—Севан, где на аналогичных глубинах в контакте между Ератумберскими и Предратумберскими лавовыми комплексами предполагаются выходы полосы родников.

Все это приводит нас к заключению, что отмеченная полоса изобат 45—46 м явилась, очевидно, уровнем векового стояния древнего озера.

Очень вероятно, что в то время мелководное озеро—Большой Севан было разобщено выступами и перемычками, сложенными из пород Вох-

чабердской толщи или Сарыкаинской свиты. Такая картина наблюдалась примерно 5000 лет тому назад.

Быстрому наполнению озера до современных отметок (до начала искусственного спуска воды) способствовало резкое изменение климатических условий в сторону потепления, что привело к таянию реликтов последнего оледенения обширных снежных и фирновых полей, интенсивной глубинной эрозии речных долин и выносу большого количества обломочного материала в районе отмеченных выше конусов. К этому периоду и следует отнести полное исчезновение лесных массивов, которые имели обширное развитие в пределах этой котловины.

Заметим, что после выполнения этой чаши естественный сток из озера отсутствовал (русло р. Раздан на участке гор. Севан искусственное и вырыто, очевидно, в позднейшие исторические времена).

Подводный каньон в центре перемычки Надеждинского (Норадуз-Арданишского) вала образован путем глубинной эрозии. Темп глубинной эрозии особенно усиливался в период оформления депрессии Малого Севана. Понижение базиса эрозии создает условия регрессивной эрозии и образования врезанных меандр в пределах котловины Большого Севана. В условиях глубинного дренажа осушается дно озера и существовавшие там обширные болота. Стеkanie вод осуществляется через долину Палеораздана, залитую ныне серией лав Ератумберского комплекса.

Остановимся теперь на вопросе о древних и погребенных речных долинах.

В верхнем плиоцене и нижнечетвертичном периоде гидрографическая сеть имела продольное к структурам направление. Основные направления долины рек в бассейне Большого Севана были приурочены к мульде обширного синклиория общекавказского простираия. Общие контуры главной водосборной речной артерии совпадали с зоной, идущей через Масрикскую равнину к сел. Сариягуб, где обнажаются отложения, аналогичные галечникам Сарыкаинской свиты, далее к сел. Дашкенд, где фиксируется древняя долина, залитая широким покровом нижнечетвертичных лав, затем, вероятно, эта долина заняла область Алагеллярского плато и бассейн верховья р. Воротан. Позднейшие поперечные к синклиорию тектонические поднятия в районе Алагеллярского плато, дизъюнктивные нарушения и вулканические излияния привели к изоляции и погребению под эффузивами этой обширной долины двух обособленных бассейнов (Воротана и Севана).

Считаем, однако, вероятной связь грунтовых и подземных вод этого обширного высокогорного плато с подземными артезианскими водами бассейна оз. Севан. Очевидно, подлаговая водораздельная полоса рельефа области значительно отодвинута на юго-восток и охватывает некоторую часть бассейна верховий рр. Воротан, Арпа и Тертера. Получается здесь два горизонта вод, имеющих различное направление. 1. Верхний—внутрилавовый, приуроченный к потокам позднейших излияний. Воды этого горизонта дренируются долинами вышеупомянутых рек.

2. Нижний—подлавоный, значительная часть которого имеет обратный уклон, т. е. в сторону Масрикской котловины и питает артезианский бассейн этой депрессии.

Что касается области Малого Севана и Ератумберского плато, то здесь, ввиду наличия раздробленного дизъюнктивными субстрата, древние долины несомненно должны были совпадать с зонами продольных крупных нарушений. Последние, фиксируя также четко выраженные литологические контакты, создали наиболее благоприятные условия глубокой эрозии и образовали крупные моноклиально-асимметричные, куэстоподобные долины. Как было обосновано ранее, дизъюнктивному нарушению были подвергнуты слои Сарыкаинской свиты (включая и водоносный межформационный галечниковый покров верхнеплиоценового нижнечетвертичного возраста).

Одна из этих крупных долин располагается вдоль контакта крупного нарушения (или зоны нарушения), простирающегося с северо-запада на юго-восток по линии—долина р. Мармарик, сел. В. Ахта, группа Ератумберских вулканов, гор. Камо.

В строении этой долины западный борт, сложенный из водоупорных пород палеозоя, мела, создает непроницаемый экран, благодаря чему все фильтрующиеся воды из оз. Севан проходят через галечниковый пласт Сарыкаинской свиты, погружаются в пределах этой долины и выходят в пределы Верхнеразданской депрессии. Картина эта очень сходна с долиной современной р. Воротан, где подлавоные воды Сюникского нагорья выходят группами контактовых родников на ее левом склоне в то время, когда на правом склоне этой сбросовой долины, сложенной из пород юры и мела, выходы родниковых вод отсутствуют. В пределах Ератумбер-Малосеванской депрессии имеется идентичная картина, ныне погребенного под лавами, рельефа.

Очень вероятно представить такую же, параллельную к первой, долину в сбросовой зоне, заключенной между Арегунийским хребтом и Ератумберским лавовым комплексом на дне депрессии Малого Севана. Возможно обе эти долины сливаются в одну общую в пределах Верхнеразданской депрессии, прорезывая Варсерское поперечное поднятие.

Разумеется, все эти предположения, построенные на основании вышеизложенных геолого-гидрогеологических данных и палеоморфологического анализа, требуют своего дальнейшего уточнения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. К вопросу о происхождении оз. Севан. «Изв. АН Арм. ССР», ест. науки, № 8, 1947.
2. Афанасьев Г. Д. Донные отложения оз. Севан. «Тр. СОПС АН СССР», сер. завак., т. III, в. 2 Изд. АН СССР и упр. водхоза Арм. ССР, Л., 1933.
3. Бальян С. П., Вегуни В. Т. Палеогеография бассейна оз. Севан и новые возможности использования водных ресурсов озера (на армянском языке). «Научн. тр. Ер. гос. университета», т. 63, 1958.

4. Варданыц Л. А. О происхождении озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
5. Габриелян А. А. Новые данные по колебаниям уровня оз. Севан «Изв. АН Арм. ССР», ест. науки, № 5—6, 1944.
6. Кузнецов С. С. Происхождение оз. Гокча. «Природа», № 7—8, 1928.
7. Кузнецов С. С. Геология северо-западного побережья оз. Гокча. «Тр. СОПС», сер. закавк., т. I, 1929.
8. Лейстер А. Ф. К вопросу о происхождении оз. Гокча. Изв. Кавк. отдела Русск. географ. об-ва, т. XXI, 1911—12.
9. Милановский Е. Е. История формирования Севанской впадины в свете представления о неотектонике. «Тр. IV геоморфологич. конф. Закавказья» АН Арм. ССР, Ереван, 1953.
10. Паффенгольц К. Н. О происхождении оз. Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). «Изв. АН СССР», серия геол. № 1, 1950.
11. Турцев А. А. Гидрогеологический очерк СЗ берега оз. Гокча. «Тр. СОПС», серия Закавказская, 1929.

А. Е. ПТУХЯН

О ФИЛОГЕНИИ ГРУППЫ NUMMULITES PARTSCHI

(Управл. геологии и охраны недр при СМ Арм. ССР)

В нижнетретичных отложениях Южной Армении нуммулиты получают широкое распространение, начиная с нижнего эоцена и поднимаются до олигоцена включительно. Это обстоятельство относит нижнетретичные разрезы Южной Армении к важнейшим разрезам палеогена Альпийской геосинклинали. В то же время полнота этих разрезов, характеризующихся обильной нуммулитовой фауной, позволяет следить за развитием этой фауны во времени.

Имея в наличии богатый фаунистический материал (нуммулиты) из многочисленных разрезов нижнетретичных образований южных районов Армении и пользуясь имевшимися в литературе данными других исследователей, в настоящей статье мы попытались выяснить филогенетические отношения нуммулитов группы *Nummulites partschi*.

Изучение этой группы из нижнетретичных отложений Армении представляет большой интерес, так как особи, составляющие ее, здесь пользуются широким распространением и представлены полностью в своем развитии. *Num. partschi* является одним из самых распространенных видов Альпийской геосинклинали. В Армении он появляется в самых нижних частях среднего эоцена. Мегасферическая генерация представлена мелкой (2,5—5 мм) чечевицеобразной формой раковин с радиальными следами септ и с большими гранулами, расположенными спирально. Часто намечается центральный столбик в виде белого пятна неправильно округлой формы. Спираль раскручивается довольно правильно, спиральная полоса средней толщины достигает $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ высоты спирального канала соответствующего оборота, септы изгибаются от середины своей высоты, образуя с последующим оборотом спирали острый верхний угол, камеры высокие, изометрические, серповидные, близкие к ромбическим. Мегасфера большая, достигает 0,3—0,5 мм.

Раковина микросферической генерации сравнительно плоская, следы септ радиальные или же S-образные. Гранулы могут иметь различное расположение или же отсутствовать на поверхности последнего оборота. Но на поверхности внутренних оборотов всегда можно наблюдать их спиральное расположение. Во внутреннем строении характер спи-

ральной полосы септ и камер такой же, как у мегасферической генерации.

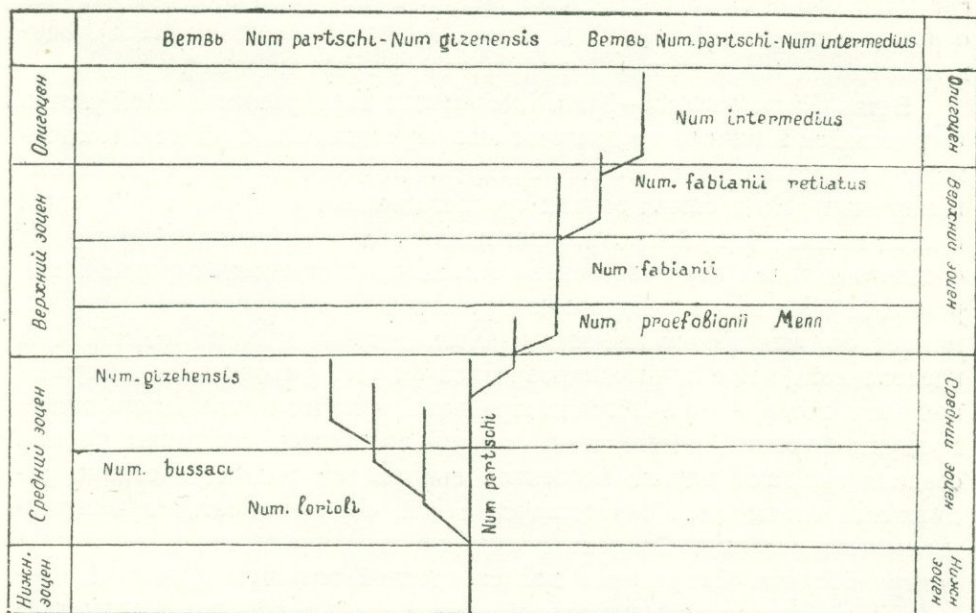
Филогенетические отношения *Num. partschi* в более древних образованиях подробно изучены Г. Шаубом (1951). Исследования этого автора подтвердили, что негранулированный вид *Num. atacicus* и гранулированный вид *Num. partschi* происходят от *Num. praecursor* в нижнем эоцене. Внутреннее строение этих двух видов почти идентичное.

По мнению Г. Шауба, *Num. partschi* является характерным видом для нижнего эоцена. По данным других исследователей, *Num. partschi* в разных частях Альпийской геосинклинали получает широкое распространение и в среднем эоцене.

Филогенетическое развитие *Num. partschi* в среднем эоцене, по данным П. Розложника (1929) и Г. Шауба (1951), ведет к образованию ветви *Num. partschi*—*Num. gizehensis*. Такое мнение, нам кажется, вполне вероятно. В то же время при изучении наших материалов нам удалось убедиться о существовании филогенетического ряда *Num. partschi*—*Num. intermedius*. Таким образом, *Num. partschi* развивается по двум направлениям: первое ведет к образованию ветви с конечным видом *Num. gizehensis*, а второе—к образованию ветви с конечным видом *Num. intermedius* (фиг. 1).

Ветвь ***Num. partschi*—*Num. gizehensis***. С первого взгляда эти два вида не похожи друг на друга. При их детальном осмотре обнаруживаются сходства, которые позволяют их отнести к одной филогенетической группе. На поверхности последнего оборота спирали у *Num. gizehensis* гранулы отсутствуют, но на поверхности предпоследнего намечаются мелкие гранулы, расположенные спирально. На поверхности более внутренних оборотов спирали гранулы увеличиваются в размерах, не теряя своего спирального расположения, а в ее центральной части намечается несколько сливающихся гранул, которые образуют центральный столбик в виде белого пятна. Внутреннее строение раковины отличается сжатой и не очень правильно раскручивающейся спиралью, прямыми и в верхней части слабо изгибающимися септами и высокими изометрическими камерами. Характеры строения септ и камер часто похожи на те же элементы строения *Num. atacicus*, однако своими внутренними признаками похожи на *Num. atacicus*; негранулированная разновидность этого вида *Num. gizehensis* var. *vasseurii*, которая встречается в верхних частях среднего эоцена южной Армении. Таким образом, в своем онтогенетическом развитии *Num. gizehensis* выявляет близкие характеры строения раковины с двумя ранее происходящими видами этой группы—*Num. atacicus*, *Num. partschi*. Переход между двумя крайними видами—*Num. partschi* и *Num. gizehensis*—осуществляется рядом видов; из которых, как отметили П. Розложник (1929) и Г. Шауб (1951), является *Num. boussaci*. Последний вид в южной Армении встречается в средней части среднего эоцена. *Num. boussaci* здесь представлен большими и плоскими формами раковины с меандрирую-

СХЕМА ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГРУППЫ *Num. partschi*



Фиг. 1. 1—2. *Nummulites partschi* de la Harpe (B) × 5. Средний эоцен. Айоцзор. 3—4. *Nummulites partschi* de la Harpe (A) × 5. Средний эоцен. Айоцзор. 5—6. *Nummulites praefabianii* Menn. (A) × 6. Средний эоцен. Айоцзор. 7—8. *Nummulites praefabianii* Menn. (A). (A) × 3. Низы верхнего эоцена, Айоцзор. 9—11. *Nummulites fabianii* Prev. (A) × 4, Верхний эоцен. Айоцзор. 12. *Nummulites fabianii retiatus* Ror. (A) × 4. Верхняя часть верхнего эоцена. Айоцзор. 13—14. *Nummulites intermedius* d'Arch. (A) × 4. Олигоцен. Айоцзор. 15. *Nummulites intermedius* d'Arch. (B) × 4. Олигоцен. Айоцзор.

щими очень тонкими следами септ и мелкими многочисленными гранулами, которые более густо расположены в ее периферических частях.

На поверхности внутренних оборотов спирали гранулы становятся более многочисленными, они сливаются, образуя вытянутые утолщения, расположенные очень часто по спирали. В центральной части раковины всегда выделяется столбик в виде округлого белого пятна. Внутреннее строение ранних оборотов спирали этого вида выявляет сходство с *Num. partschi*. Спираль раскручивается довольно правильно, спиральная полоса средней толщины, септы в своей нижней части прямые, от середины своей высоты изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали острый угол. Камеры высокие, серповидные; близкие к ромбическим. Только в последующих оборотах спираль становится более неравномерной. Спиральная полоса утолщается, септы распределены неправильно в спиральном канале. Они слабо наклоненные и более сильно изгибаются назад от середины своей высоты. Камеры серповидные, в последних двух-трех оборотах длина превышает высоту. Таким образом, своими

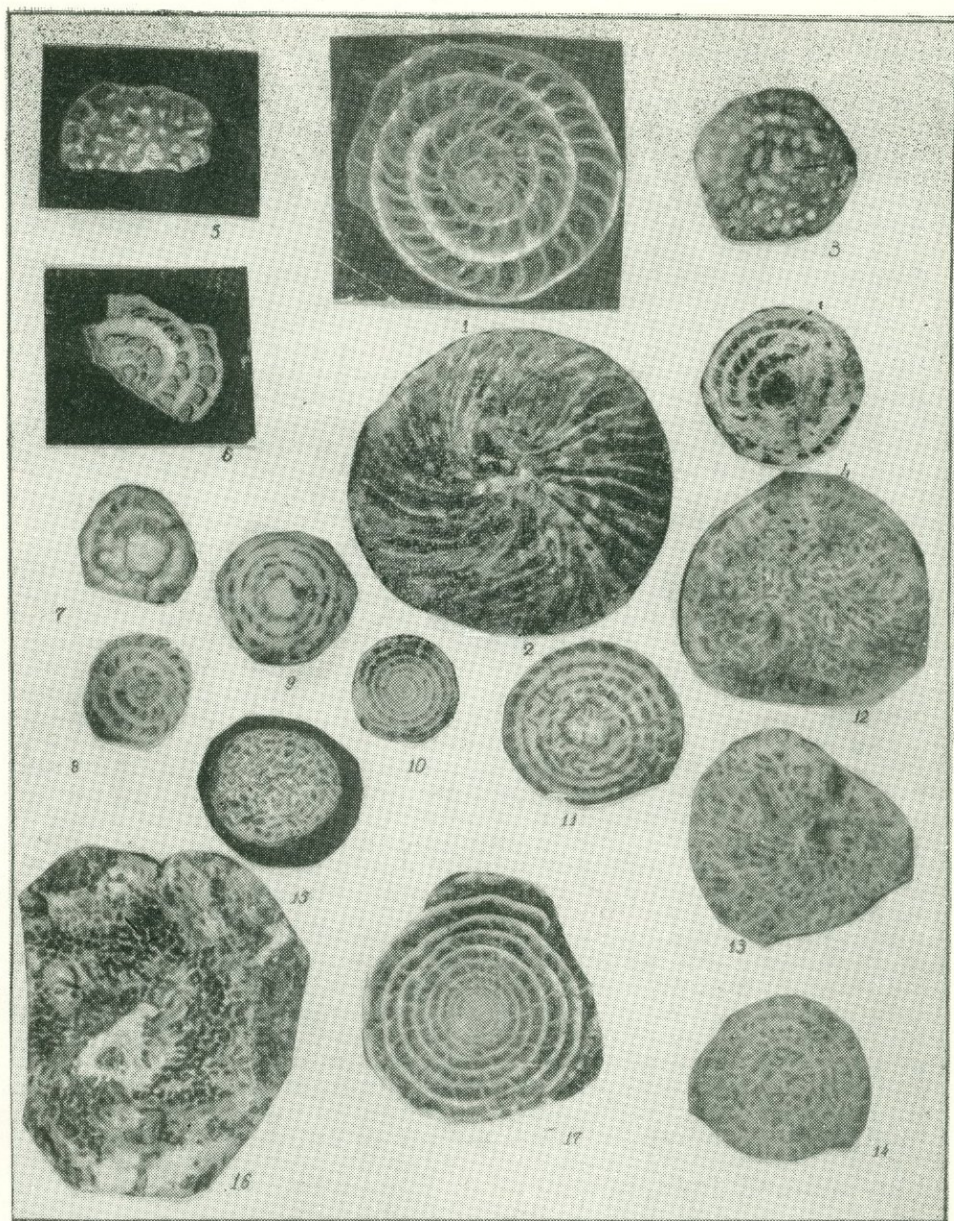
существенными признаками строения раковины *Num. partschi*, *Num. boussaci*, *Num. gizehensis* выявляют близкие сходства, которые относят их к одной филогенетической ветви. Условно к этой ветви мы относим *Num. Iorigoli*, который, как отметил Розложник (1951), осуществляет переход между *Num. partschi* и *Num. boussaci*.

Ветвь ***Num. partschi*—*Num. intermedius***. При развитии этой ветви, появившейся в начале среднего эоцена Армении, *Num. partschi* продолжает встречаться до верхов того же яруса, не подвергаясь существенным изменениям. Но в самих верхах среднего эоцена этот вид в некоторых местах южных бассейнов Армении подвергается изменениям. В верхах среднего и низах верхнего эоцена Айюцзора встречается форма *Num. graefabianii* Менп., которая своим характерным строением раковины занимает среднее положение между *Num. partschi* и *Num. fabianii*. Она представлена мелкой, чечевицеобразной формой раковины, в центральной части которой намечается центральный столбик в виде белого пятна. Гранулы большие, расположены спирально, в периферических частях, соединяясь, дают начало косвенной спиральной полосе, а тонкие радиальные следы септ, скрещиваясь с ней, образуют сетку с четырехугольными петлями. Спираль раскручивается правильно и совершает четыре оборота. Спиральная полоса средней толщины достигает $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы прямые в своей нижней части и изгибающиеся в верхней, где с последующим оборотом спирали образуют неглубокий острый угол. Камеры изометрические, но из-за неравномерного распределения септ в одном и том же обороте можно наблюдать высокие и изометрические камеры. Мегасфера большая, достигает 0,3—0,45 мм.

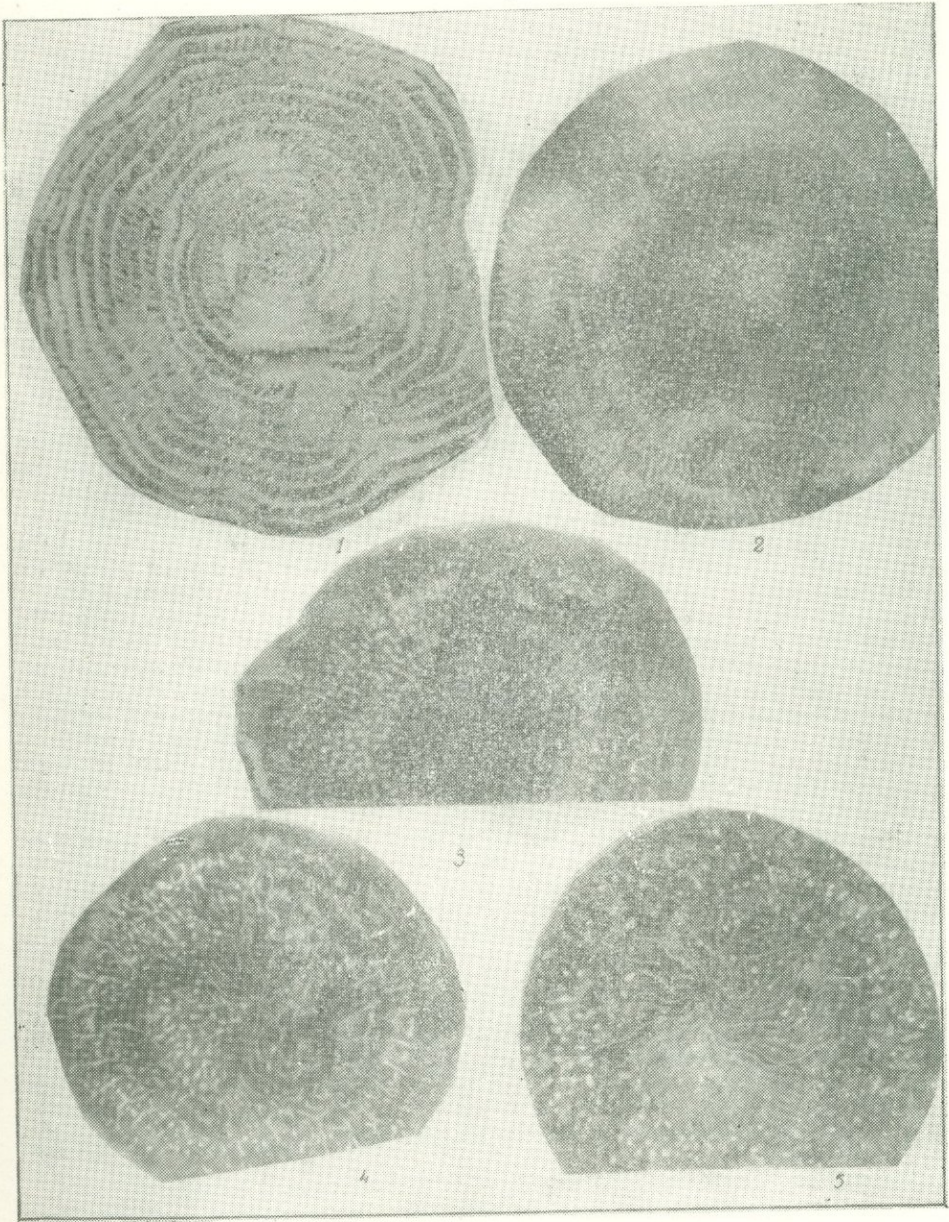
Отмеченная форма *Num. graefabianii* находится в переходной стадии, а именно, когда образуется косвенная спиральная полоса и сетчатая структура. Что касается характера септ, то они сильно изгибающиеся в своей верхней части у *Num. partschi*, у *Num. fabianii*—прямые и более равномерно распределены в спиральном канале. У переходной формы септы носят какой-то промежуточный характер. Они прямые, в своей верхней части изгибаются назад, образуя неглубокий верхний угол.

В то же время септы распределены неравномерно. В дальнейшем форма раковины становится более выпуклой, почти сферической. Обороты спирали сближаются, септы удаляются и становятся более прямыми. Таким образом, осуществляется образование типичной формы *Num. fabianii*. О возможности перехода *Num. Lucasi* (*Num. partschi*) к *Num. fabianii* отмечено Р. Абраром (1945). Меннером и Варенцовым (1933) из эоценовых отложений Грузии была определена форма *Num. graefabianii*, которую авторы считают более примитивной формой *Num. fabianii*. Но авторами не приводится ни изображение, ни описание этого вида. Они указывают на тождественность определенной ими формы с *Ass. aff. formai*, описанной Ренгартеном (1931) из среднеэоценовых отложений Анапура.

В самых низах верхнего эоцена, совместно с переходными формами, появляются очень выпуклые с толстой косвенной спиральной поло-



- 1—2. *Nummulites partschi* de la Harpe (B) $\times 5$. Средний эоцен. Айюцдзор.
 3—4. *Nummulites partschi* de la Harpe (A) $\times 5$. Средний эоцен. Айюцдзор.
 5—6. *Nummulites praefabianii* Menn. (A) $\times 6$. Средний эоцен. Айюцдзор.
 7—8. *Nummulites praefabianii* Menn. (A) $\times 3$. Низы верхнего эоцена. Айюцдзор.
 9—11. *Nummulites fabianii* Prev. (A) $\times 4$. Верхний эоцен. Айюцдзор.
 12. *Nummulites fabianii* Prev. (B) $\times 5$. Верхний эоцен. Айюцдзор.
 13—14. *Nummulites fabianii retiatus* Rov. (A) $\times 4$. Верхняя часть верхнего эоцена. Айюцдзор.
 15. *Nummulites intermedius* d'Arch. (A) $\times 4$. Олигоцен. Айюцдзор.
 16—17. *Nummulites intermedius* d'Arch. (B) $\times 4$. Олигоцен. Айюцдзор.



1—2. *Nummulites gizehensis* Forsk. (В) $\times 3$. Средний эоцен. Айюцзор.
3—5. *Nummulites boussaci* Rozl. (В) $\times 3$. Средний эоцен. Айюцзор.

сой и сетчатой скульптурой поверхности раковины формы *Num. fabianii*, которые получают широкое распространение и встречаются почти везде в нижних слоях верхнего эоцена Южной Армении. Форма эта характеризуется сильно сжатой и правильно раскручивающейся спиралью, длинными камерами и прямыми септами.

В дальнейшем форма раковины *Num. fabianii* постепенно утончается, косвенная спиральная полоса становится более тонкой, а спираль — развернутой, ввиду чего перегородки сближаются и камеры становятся изометрическими. Но все же на поверхности раковины мегасферической генерации сетка состоит из четырехугольных петель, образовавшихся скрещиванием косвенной спиральной полосы и следами септ. У микросферической генерации на поверхности раковины сетка состоит из длинных неправильных изгибающихся петель, мелкие гранулы расположены на следах септ. В верхних частях верхнего эоцена встречаются исключительно плоские формы этого вида, у которых спираль сравнительно более развернутая, на поверхности раковин, следы септ образуют сетку, которая в центральной части раковины состоит из многоугольных или удлинённых, узких петель. В ее периферических частях сетка состоит из четырехугольных петель, образовавшихся с помощью косвенной спиральной полосы и следами септ. В дальнейшем эти формы осуществляют переход в *Num. intermedius*. Переход от *Num. fabianii* в *Num. intermedius* совершается постепенно, так что довольно трудно отличить переходные формы как от *Num. fabianii*, так и от *Num. intermedius*. Между этими двумя видами существуют формы с всевозможными переходными признаками. Григорян С. М. из верхов верхнего эоцена Вединского района была определена форма *Num. fabianii retiatus*, которая является переходной между *Num. fabianii* и *Num. intermedius*. Последний вид сравнительно больших размеров, его форма плоская дискоидальная. Сетка на поверхности последнего оборота раковины состоит из почти правильно округлых или многоугольных мелких петель. Гранулы очень мелкие и редкие, расположенные на следах септ. Часто на поверхности последнего оборота гранулы отсутствуют. Спираль сравнительно более сжатая, особенно в периферических частях. Камеры более удлинённые.

Таким образом, изменения, которым подвергаются формы, развиваясь от *Num. partschi* к *Num. intermedius*, представляются в следующем виде (фиг. 2). Мелкая чечевицеобразная, со спирально расположенными гранулами на поверхности раковины и сравнительно развернутой спиралью форма *Num. partschi* подвергается изменениям в верхних частях среднего эоцена. Спирально расположенные гранулы, сливаясь, дают начало косвенной спиральной полосе. Раковина утолщается, а спираль сравнительно сжимается, ввиду чего септы удаляются с уменьшением их числа в $\frac{1}{4}$ оборота. Камеры приобретают почти четырехугольную, слегка серповидную форму. В дальнейшем толщина раковины продолжает увеличиваться. На поверхности раковины образуется толстая косвенная спиральная полоса, которая, скрещиваясь с радиальными следа-

ми септ, образует сетку с четырехугольными петлями. Спираль сильно сжимается, обороты сближаются, перегородки удаляются, их число в одну четверть оборота уменьшается, камеры удлиняются, принимая форму параллелограмм. Таким образом, осуществляется переход от *Num. partschi* в *Num. fabianii*. Дальнейшее развитие этого вида ведет к образованию более плоской раковины, к разворачиванию спирали, к уве-

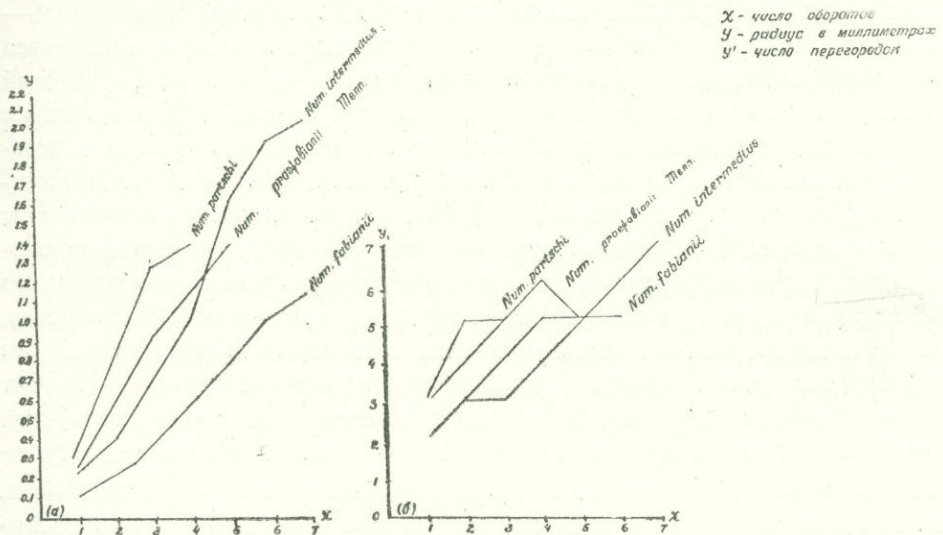


Схема показывающая изменчивость оборотов спирали (а) и перегородок (б) у мезоэоценовых форм филогенетической группы *Nummulites partschi*-*Nummulites intermedius*.

Фиг. 2. 1—2. *Nummulites gizehensis* Forsk. (B) \times 3. Средний эоцен. Айондзор.
3—5. *Nummulites boussaci* Rozl. (B) \times 3. Средний. Айондзор.

личению числа перегородок на одну четверть оборота и к исчезновению косвенной полосы. Таким образом, осуществляется переход в *Num. intermedius*, у которого раковина плоская, сетка образуется следами септ, исчезает косвенная спиральная полоса. Спираль слабо сжимается и число перегородок на дону четверть уменьшается. Этот переход совершается в верхних частях верхнего эоцена.

Резюмируя вышеотмеченное, мы приходим к выводу, что филогенетическое развитие *Num. partschi* ведет к образованию двух ветвей: одна из них *Num. partschi*—*Num. gizehensis* появляется в начале среднего эоцена и прекращает свое существование в конце того же яруса, не оставляя потомков. При развитии этой ветви составляющие ее виды увеличиваются в размерах и отличаются не очень правильным внутренним строением раковины (септы сравнительно наклонные и неправильно распределены в спиральном канале). Такое развитие, несомненно, обусловлено наличием теплого, богатого растворами карбоната кальция среднеэоценового моря и тем, что эти формы были прикреплены к менее глубоким частям прибрежного моря.

Другая ветвь *Num. partschi*—*Num. intermedius* появляется в конце среднего эоцена и кончается в середине или, может быть, в верхах олигоцена с отмиранием одного из последних представителей нуммулитов:

Num. intermedius. Виды, составляющие эту ветвь, отличаются мелкими размерами и правильным внутренним строением раковины (правильно раскручивающаяся спираль, прямые равномерно распределенные септы в спиральном канале), что обуславливается наступившими изменениями среды в начале верхнего эоцена и тем, что составляющие эту ветвь формы были прикреплены к более глубоким частям прибрежного моря.

Таким образом, появление двух ветвей *Num. partschi*—*Num. gizehensis* и *Num. partschi*—*Num. intermedius*, которые отличаются различным характером внутреннего строения раковины, от одного и того же предка *Num. partschi*, обуславливается разными условиями среды и разным временем их образования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Abrard R., Eabr. A.** Observation sur la faun de foraminifères de l'Eocène moyen du Bas-Adour. Bull. Soc. Géol. de France, ser 5, vol. 14, Paris, 1945.
- Варелцов М. М., Меннер В. В.** О возрасте некоторых горизонтов палеогена Горийского района Грузии. ИНФ. Сборн. НГР, 1933.
- Вегуни А. Т., Птухян А. Е.** Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений бассейна реки Арпа по нуммулитам. «Тр. Упр. геологии и охр. нед.», т. 2, Ереван, 1959.
- Григорян С. М.** Новые подвиды нуммулитов из верхнеплиоценовых отложений Армении. «ДАН Арм. ССР», т. 32, № 2, палеонтология, 1961.
- Harpe Ph.** Note sur les nummulites partschi etoostesi Soc. Vaudoise de Sc. Naturelles, vol. 17. 1880.
- Ренгартен В. П.** Орбитоиды и нуммулиты южного склона Кавказа. «Тр. Г.ГРУ», 1931.
- Rozlozstnik Q.** Studien über Nummuliten. Geologica Hungarica, ser. paleont., fass 2, Budapest, 1929.
- Schaub H.** Stratigraphie und paleontologie des Schlieren flysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz, Paleont., Abhand., Band. 68, Basel., 1951.

А. Т. ВЕГУНИ

РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА ЮЖНОЙ АРМЕНИИ ПО ФАУНЕ НУММУЛИТОВ

(Управл. геологии и охраны недр при СМ Арм. ССР)

Еще в 1888 году С. Н. Никитин из поездок по Западной Европе пришел к выводу о неуниверсальности стратиграфических схем делений палеогена, следовательно и о невозможности безоговорочного их применения для расчленения палеогена СССР. Причиной этого (по мнению С. Н. Никитина) прежде всего является недостаточность, несовершенство или же идеализирование палеонтологического материала, что являлось результатом узкого географического распространения выделенных стратиграфических единиц и зачастую узконациональный, субъективный характер подхода к решению вопросов.

Исчерпывающие данные в подтверждение этой концепции приводятся в работе А. Л. Яншина (1953). Детальный обзор литературы по вопросу деления палеогена западной Европы приводит его к заключению, что стратиграфия палеогена этой области находится в совершенно хаотическом состоянии. Не существует никакой единой схемы его расчленения, причем разные авторы под одним и тем же стратиграфическим названием часто понимают в разных областях, а иногда в одной и той же области, совершенно различные интервалы разреза. Не существует даже единогласия относительно границы отдельных крупных стратиграфических единиц и др.

К такому выводу после работ А. Л. Яншина пришли для расчленения верхнего эоцена И. Класс (1955) и Г. И. Немков (1956). Характерный нуммулит веммельского яруса верхнего эоцена *Nummulites variolagus* de la Harpe, по данным указанных исследователей, в других местах встречается совместно с типичными нуммулитами среднего эоцена.

Казалось бы, приведенный выше аргумент лишает возможности и одновременно освобождает нас от необходимости сопоставления разрезов исследованной нами области со столь непрочно обоснованными стратиграфическими схемами Западной Европы. Учитывая некоторые обстоятельства, все-таки мы вынуждены, по мере возможности, дать такое

сопоставление. Необходимость этого вызвана тем, что, во-первых: западноевропейские подразделения прочно вошли в литературу по палеогену СССР, в равной мере и Армении; во-вторых, до сего времени для СССР также не существует общепринятой схемы деления палеогена; в третьих, в настоящее время в советской специальной литературе идут оживленные споры по некоторым вопросам расчленения палеогена Западной Европы и о возможности использования имеющихся схем.

Почти общепринятым для Западной Европы является включение отложений среднего эоцена в состав одного лютетского яруса, который свое название взял от древнеримского названия Парижа (*Lutetia*). Вопрос нижней границы его особых споров не вызывает и большинством исследователей начало лютетского яруса приурочивается к появлению *Nummulites laevigatus* (Brug.) и ряда других нуммулитов этой группы. В исследованной нами области этот вопрос решается однозначно: началом среднего эоцена (лютетского яруса) считается появление *Nummulites laevigatus* (Brug.).

Сложнее обстоит дело с принципами деления лютетского яруса на более дробные стратиграфические единицы. В частности, относительно числа подъярусов мнения исследователей расходятся. К лютетскому ярусу (А. Дувийе, 1906) относятся грубые известняки в франко-бельгийском бассейне в составе трех свит: нижней с *Nummulites laevigatus* (Brug), средней с *N. laevigatus* (Brug), *Orbitolites complanatus* и верхней—без фауны. В Аквитании к лютетскому ярусу причисляются слои Сен-Бартеlemi и Бос-д'Аппос с *Nummulites ataticus* Leym. *N. murchisoni* Brun., *N. irregularis* Desh., *N. laevigatus* (Brug.) *Assilina praespira* Roissy, *As. spira* (Roissy), *As. granulosa* (d'Arch.). *Discocyclus archiaci* Schlumb., *D. partii* Mich., известняки *Dausak* с *N. crassus*, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. bronngniarti* d'Arch. et Haime, *As. spira* (Roissy). *Orbitoides complanatus*. Слои Блей и нижние слои Боск с *Nummulites bronngniarti* d'Arch. et Haime, *N. ataticus* Leym., *N. millicaput* Boub., *Ass. exroneus* (Sow.). В Приальпийском бассейне отложения нижней свиты лютетского яруса отсутствуют. К средней свите лютета относятся слои Кюблиби и Брос с *Nummulites crassus*, *N. millicaput* Boub. к верхней свите—слои с *Assilina exroneus* (Sow). И наконец, в цизальпийском бассейне к лютетскому ярусу относятся слои Брюсафери и Новал с *Num. irregularis* Deich., *Assilina praespira* Roissy слои Санджовани-Илларионе с *Nummulites millicaput* Boub., *N. gizehensis* (Forsk), *Orbitoides complanatus* и слои Боро и Ронка с *Nummulites bronngniarti* d'Arch. et Haime.

Ж. Бусак (1906) принимает двухчленное деление лютетского яруса. Он выделяет в Западной Европе нижнелютетские отложения с *N. irregularis* Desh., *N. ataticus* (biaritzensis) Leym, *N. laevigatus* (Brug.) *As. spira* (Roissy) и верхнелютетские отложения с *N. perforatus* (ataticus) (Montf.), *N. millicaput* Boub., *As. granulosa* (d'Arch.). Такого же мнения придерживается М. Жинью (1952), который в подтверждение своей концепции приводит более полный список фауны нуммулитов. Им нижнелютетские отложения выделяются по фауне: *N. laevigatus*

(Brug.), *N. irgoniensis* Haim. верхнелютетские—по фауне *N. millescaput* Boub., *N. gizehensis* (Forsk.), *N. brongniarti* d'Arch et Haime, *N. perforatus* Leym. Общими для обеих свит считается *N. atacicus* Leym, для нижнего эоцена и нижнего лютета—*N. irregularis* и *N. murchisoni*, а для верхнего лютета и верхнего эоцена—*N. striatus*.

В Бельгии, в низах среднего эоцена, в качестве самостоятельного яруса выделяется брюссельский, а во Франции панизелийский ярусы. Оба они имеют местное значение и всеобщего признания не получили.

Лютетские отложения выделяются и в ряде других областей Европы, Средиземноморья и Азии. Но большинство из них сравнительно слабо датировано по фауне нуммулитов и, по-видимому, требует некоторой ревизии.

Приведенный обзор схем деления лютетского яруса показывает, что существуют в основном две схемы: первая придерживается трехчленного деления лютета, вторая—двухчленного. Мы придерживались трехчленного деления лютетского яруса. Это вызвано закономерностями развития нуммулитовой фауны Армении. При двухчленном делении лютетского яруса в основу кладется наличие или отсутствие, в основном, (*Brug*), *N. perforatus* (Montf.). Нашими исследованиями было обнаружено наличие мощной (местами до 1500 м) толщи, где в равной мере встречаются как *N. laevigatus* (*Brug.*), так и *N. perforatus*, причем совместное нахождение этих предполагаемых взаимоисключающих видов не является единичным случаем. Это обстоятельство и побудило необходимость принять для расчленения лютетского яруса исследованной области трехчленное деление.

Вопрос верхней границы среднего эоцена в западноевропейской литературе является самым спорным. Эти споры, в частности, вызваны трудностями определения стратиграфического положения выделенного в 1880 году Г. Дольфюсом оверзского яруса.

К оверзскому ярусу Ж. Бусаком в Приморских Альпах Франции относятся отложения, залегающие выше пород лютетского яруса и содержащие крупные *N. perforatus* (Montf.) и мелкие *N. striatus* (*Brug.*). Этим же принципом им к оверзскому ярусу отнесены вулканогенно-известняковые слои Ронча в разрезе Виченцы и мергельно-песчаные слои виллы Марбелла на берегу Бискайского залива. При этом оверзский ярус Ж. Бусаком включается в состав верхнего эоцена. В последующих работах А. Лаппаран, Р. Море, М. Женью все слои, относимые Ж. Бусаком к оверзскому ярусу, по факту крупности размеров нуммулитов включены в состав среднего эоцена, считая, что крупные нуммулиты приурочены только лишь к среднему эоцену.

А. Дувийе в Франко-Бельгийском бассейне к оверзскому ярусу относит пески оверза с *N. variolarius* (Lamar), в Аквитании—верхние слои Баска с *N. striatus* (*Brug.*). *N. variolarius* (Lamar.), *N. fabianii* (Prev.), *Discocyclus pratti* (Mich.) *D. radians* d. Arch., в Приальпийском бассейне—слои Ралигшток-Фадон и Вилепов-Либе с *N. striatus* (*Brug.*)

N. varilarius (Lamk), а в Сизальпийском бассейне—слои Приабона и Грапелле с *N. striatus* (Brug.), *N. fabianii* (Prev.). Выделенные А. Дувийе оверзские отложения включаются в состав верхнего эоцена.

Другим исследователем западноевропейского палеогена, Р. Абраром, оверзские отложения не выделяются. Концом люгетского яруса считаются им отложения с *N. perforatus* (Montf.), *N. brongniarti* d'Arch. et Haim *N. millicaput* Boub., *N. distans* Desh. *N. striatus* (Brug.). Начало верхнего эоцена знаменуется, по данным этого исследователя, появлением *N. fabianii* (Prev.) *N. inerassatus* d'la Harpe и массовым развитием появившейся в конце люгетского яруса *N. striatus* (Brug.).

Нами аналогами оверзского яруса считаются известняки агаракской свигы с *N. fabianii* (Prev.), *N. perforatus* (Montf.), *N. striatus* (Brug.) и *N. millicaput* (Boub.) и с многочисленными дискоциклинами (по данным Б. Ф. Мефферта) *Discocyclus sella* d'Arch., *D. pratti* Mich., *D. varians* Kaufm., *D. nummulitica* gumb.

Анализ приведенных выше данных и собранного нами материала приводит к заключению, что известняки со смешанной фауной и аналогичной с оверзским ярусом должны быть включены в состав верхнего эоцена. В пользу такого предположения можно привести следующие доводы: граница крупных стратиграфических единиц должна проходить там, где наблюдается более резкая смена фауны. Такая смена происходит не на границе известняков с вышележащими заведомо верхнеэоценовыми отложениями, а на границе с нижележащими. Так, например, отложения, находящиеся под известняками, характеризуются наличием большой группы нуммулигов, в том числе *N. perforatus* (Montf.), *N. atacicus* Leym., *N. millicaput* Boub., *N. brongniarti* d'Arch. et Haim., *N. gizehensis* (Forsk.), *As. exropens* (Sow.), из коих для вышележащих общими являются только два вида *N. perforatus* (Montf.) и *N. millicaput* Boub. (последний по данным А. А. Габриеляна), остальные виды в известняки оверза не переходят. Такое массовое вымирание форм говорит о резком изменении экологических условий, что является одним из основных критериев расчленения толщ. Как справедливо указывает А. Д. Яншин (1953), вымирание и исчезновение крупных нуммулитов являлось широким географическим явлением. Веским доказательством в пользу включения известняков оверза области в состав верхнего эоцена является и появление новых видов, в частности, *N. striatus* (Brug.) и *N. fabianii* Prev., которые далее в верхних слоях, в заведомо верхнеэоценовых отложениях, пользуются широким распространением и приобретают важное стратиграфическое значение. Правда, встречающиеся здесь дискоциклины известны и из более древних отложений, но пышным развитием они пользуются в верхнем эоцене, на основании чего и А. А. Габриеляном в верхнем эоцене выделяется обособленный дискоциклиновый горизонт. Косвенным, по достаточно аргументированным доводам в пользу необходимости включения известняков оверза в состав верхнего эоцена, является и наличие (правда, небольшого) перерыва в осадконакоплении на границе среднего и верхнего эоцена, выраженного

присутствием в ряде мест в основании известняков конгломератов базального характера. Аналогичным доводом в пользу выдвинутой концепции может служить большое сходство ритма осадконакопления в среднем и верхнем эоцене. В среднем эоцене начало осадконакопления знаменуется образованием известняков с конгломератами базального характера в основании. То же самое мы наблюдаем в начале верхнего эоцена.

Таким образом, вслед за А. Дувийе и Р. Абраром граница среднего и верхнего эоцена нами проводится по основанию слоев с *N. fabianii* (Prev.) и по фауне нуммулитов сопоставляется с оверзским ярусом Западной Европы.

Обзор фактического материала по стратиграфии палеогеновых отложений юго-восточной Армении показывает, что они хорошо датируются фаунистически. По фауне моллюсков удается выделить отдельные подотделы или ярусы. Такие же стратиграфические единицы можно выделить с некоторой условностью и по фауне микрофораминифер. В этом отношении особняком стоят крупные фораминиферы, в частности нуммулиты. Из известных в области нуммулитов ряд форм большинством исследователей считается руководящим для отдельных ярусов и даже подъярусов. Поэтому при обосновании возраста большинства стратиграфических единиц палеогенового разреза области ведущее место уделяется нуммулитовой фауне. Послойное изучение развития нуммулитовой и других крупных фораминифер южной Армении привело нас к несколько иному выводу. Нужно оговориться, что до наших исследований нуммулиты были известны сравнительно из немногочисленных пунктов. Нами эти пункты доведены до 150. Сравнительно отрывочный, следовательно, и спорадический характер сборов нуммулитовой фауны не дал предыдущим исследователям возможности проследить изменение видового состава нуммулитов по разрезам. Единичные сборы из каждого яруса препятствовали прослеживанию всех изменений видового состава фауны по восходящему разрезу как в качественном, так и в количественном отношении, и поэтому один, или изредка, два вида фауны для данного яруса возводились в ранг руководящей фауны. Прослеживание закономерностей распространения 16 видов нуммулитов и 5 видов дискоциклин, развитых в палеогеновых отложениях исследованной области, показывает, что ни один из них не характеризует определенную зону, горизонт, подъярус или даже ярус. Большинство форм крупных фораминифер для указанных стратиграфических единиц является сквозным (транзитным). С расширением наших знаний о распространении отдельных видов, вследствие новых находок, они все больше теряют свое стратиграфическое значение и в настоящее время для выделения отдельных стратиграфических единиц все чаще приходится прибегать к выделению не отдельных видов, а характерных комплексов. Нередки случаи, когда в пределах одного яруса встречается почти одинаковый в видовом отношении комплекс, который затушевывает границы между отдельными более мелкими стратиграфическими единицами. Поэтому при наших исследованиях применен в некоторой степени и статистический метод.

т. е. при включении данного вида в состав характерного комплекса учтено и количественное соотношение видов. Те виды, которые в данном отрезке разреза встречаются в единичных экземплярах, считаются нами для данного отрезка времени спорадическими и в состав комплекса не включаются.

Составленная нами схема распространения нуммулитов по всему разрезу палеогена двумя методами наглядно показывает, что при игнорировании количественного соотношения данного вида в определенном отрезке разреза затушевываются все границы. По этой схеме один и тот же вид мы вынуждены включить в комплекс, характеризующий несколько стратиграфических единиц. И, наоборот, при учете количественного изменения данного вида по разрезу границы между отдельными, даже мелкими стратиграфическими единицами отбиваются четко, и здесь в состав данного комплекса мы должны включить не все виды, входящие в состав породы данного отрезка разреза, а только лишь те, которые в данном отрезке времени дошли до своего оптимума развития. Это и естественно, так как ни один вид не возникает сразу и одновременно во всех местах. Для появления и достижения оптимума развития данного вида требуется определенный промежуток времени. Следовательно, момент появления вида не может служить стратиграфическим критерием. Только лишь после достижения оптимума-развития данный вид приобретает стратиграфическое значение, так как после некоторой эволюции каждый вид распространяется на значительной площади и приобретает коррелятивное значение, что и является одним из основных критериев для руководящего вида. При таком подходе многие виды, оказавшиеся на первый взгляд сквозными (транзитными), становятся руководящими. Такие виды и включены в комплекс характерных форм. Нами сделана попытка учесть при включении данного вида в характерный комплекс также и фактор размеров (величины) индивидуумов. При этом исходили из того положения, что помимо некоторых фациальных воздействий на величину индивидуумов важным фактором для средних размеров данного вида является и степень развития (зрелости) вида, причем такая зрелость (не индивидуума, вида) достигается одновременно после становления и оптимума количественного развития данного вида.

После такого подхода, при включении тех или иных видов в состав характерного подъярусного комплекса, нам удастся в составе среднего эоцена южной Армении выделить три свиты со следующими комплексами нуммулитов:

Средний эоцен—нижняя (Гандзакская) свита по фауне *Nummulites laevigatus* (Brug.), *N. globoluc* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe.

Средний эоцен—средняя (арпинская) свита—по фауне *Nummulites laevigatus* (Brug.), *N. irregularis*. Desh., *N. gallensis* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe., *N. uroniensis* Haime., *N. perforatus* (Montf.) *N. atacicus* Leym., *Assilina placentula*.

Средний эоцен—верхняя (азатекская) свита—по фауне *Nummulites atacicus* Leym., *N. perforatus* (Montf.), *N. millicaput* Boub., *N.*

brongniarti d'Arch. et Haime. *N. gizensis* (Forsk.), *Assilina exponens* Sow.

Верхний эоцен—нижняя (агаракская) свита по фауне *Nummulites striatus* (Brug.), *N. perforatus* (Montf.), *N. fabiaii* (Prev.), *N. millicaput* (Boub.).

Названия свит нами даны по праву приоритета тех стратотипических разрезов, где впервые выделены эти свиты, и где свита полнее характеризована фаунистически.

Нижняя (гандзакская) свита среднего эоцена лучше охарактеризована в районе сел. Гандзак Ехегнадзорского района (западный Даралагез). Стратотипический разрез средней (арпинской) свиты обнажается в среднем течении р. Арпа у сел. Гетап. Породы конечного члена среднеэоценовых образований—верхней (азатекской) свиты обнажаются к северо-западу от местности Бароши глух у сел. Азатек. Отложения Агаракской свиты (верхний эоцен), представленные известняками, прекрасным обнажением выступают у сел. Агаракадзор.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Габриелян А. А. Статья в сборн. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР». Изд. АН СССР, М., 1960.
- Docuillé H. Evolution des nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale. Bull. Soc. Geol. de France, serie IV, t. VI, Paris, 1906.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Изд. ИЛ, М., 1952.
- Класс И. Zur nomenklatur der Nordwesteuropaischen Ober. eocaens. News Lurb. Geol. und Paleontol. Monatsh, № 10, 1955.
- Немков Г. И. К вопросу о номенклатуре верхнего эоцена Северо-Западной Европы. БМОИП, отд. геол., 31, № 1, 1956.
- Немков Г. И. Находки гигантских нуммулитов в Армении. «Природа», № 8, М., 1956.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приуралья. Изд. Московского общества испытателей природы, М., 1953.

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИВОВ АРМЯНСКОЙ ССР*

(НИГМИ СНХ Арм. ССР)

По К. Н. Паффенгольцу (1941, 1948, 1959) и нашим данным (1957, 1958¹, 1958², 1959, 1960), на территории Армении мезозойские интрузивы отсутствуют, небольшая часть имеющихся интрузивов палеозойского возраста, а основная масса интрузивов, зарегистрированных в пределах республики, третичного возраста.

По данным же других авторов и, в частности, И. Г. Магакьяна (1952, 1954, 1959), А. А. Габриеляна (1959), А. Т. Асланяна (1958), в пределах Армении, кроме палеозойских и третичных, устанавливаются также юрские и меловые интрузивы.

А. Т. Асланян, помимо этого, выделяет предъюрские интрузивы монцитов среди пород Мегринского плутона (1958), для чего, на наш взгляд, нет достаточного основания.

Указанными выше авторами высказано мнение о существовании в Армении субвулканических интрузивов послесреднеюрского—доверхнеюрского возраста. В последнее время возраст этих интрузивов некоторыми исследователями подымается до «верхняя юра—нижний мел».

За субвулканические интрузивы принимаются небольшие штокообразные тела, дайки и силлы кварцевых порфиров, альбитофиров и др., сосредоточенные преимущественно в пределах распространения колчеданного оруденения—в вулканогенных толщах юры. Это дало основание для выводов о генетической связи колчеданного оруденения с субвулканами юрского возраста.

Однако все это является малообоснованными предположениями и не подтверждается фактическим материалом.

Можно не сомневаться в том, что многие образования, которые принимаются за субвулканические интрузивы, в действительности представляют или типичные эффузивы, или дериваты третичных гранитоидов.

Например, кварцевые порфиры Ахтальского месторождения, рас-

* Некоторые положения, развиваемые в статье, редакция считает дискуссионными.

рассматриваемые А. Т. Асланяном как интрузивные породы, являются типичными эффузивами, местами прослаиваемыми их брекчиями и туфами.

Эффузивный характер кварцевых порфиров доказывается еще и тем, что нигде в перекрывающих их порфиритах не наблюдается абсолютно никаких контактовых изменений, что, безусловно, имело бы место при интрузиях.

Силлы кварцевых альбитофиров Шамлуга являются дериватами широкоразвитой в районе гранитоидной интрузии.

Многочисленные жильные породы, широко развитые в вулканогенных толщах юры Алавердского района и представленные диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, габбро и др., безусловно связаны с внедрением гранитоидов. В соседних с Алаверди районах дайки подобных же основных пород прорывают отложения среднего эоцена.

Дайки основных пород прорывают массивы гранитоидных интрузивов (Ахпатский, Банушский и др. интрузивы), которые, в свою очередь, прорывают все формации вулканогенных пород юры. Таким образом, рассматриваемые фации жильных пород Алавердского района никак не могут быть связаны с эффузивными комплексами юры.

Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян (1954) рассматривают кварцевые порфириты и дайки диабазов Кафанского рудного поля как субвулканические образования, связанные с формированием эффузивных толщ средней юры. Однако первые из них иногда являются типичными эффузивами с фациальными переходами в брекчии и туфы, а вторые представляют жильные отщепления, связанные с третичными гранитоидными интрузиями, небольшие выходы которых отмечены на самом Кафанском месторождении. Колоссальный же Конгуро-Алангезский плутон этих интрузий расположен сравнительно недалеко от Кафанского рудного поля.

Кварцевые порфиры, развитые в Шамшадинском рудном районе, также являются типичными эффузиями, хотя они рассматриваются как субвулканические образования.

Юрский или более древний чем третичный возраст субвулканических интрузий устанавливается, якобы, по находке галек этих пород в базальных конгломератах основания верхней юры или эоцена.

Совершенно нормально, если в базальных конгломератах основания верхней юры или эоцена обнаруживается галька кварцевых порфиров, являющихся более древними, в большинстве случаев, эффузивными породами, относимыми по возрасту к верхам нижней или низам средней юры.

Такие находки сделаны А. Т. Асланяном в базальных конгломератах основания эоценовой толщи Алавердского района и А. М. Арутюняном в базальных конгломератах основания вулканогенной толщи верхней (?) юры Шамшадинского района.

Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян отмечают наличие в базальных конгломератах основания верхней юры Кафанского месторождения рудной

гальки и на этом основании приходят к заключению о доверхнеюрском возрасте колчеданного оруденения.

При обсуждении работы Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна нами было высказано отрицательное мнение (1954) о возможном наличии рудной гальки в базальных конгломератах основания верхней юры Кафана. Мы полагали, что поскольку рудная галька по свидетельству упомянутых авторов лежит на участке коренных рудных тел, то она не могла образоваться за счет их размыва и переноса. Для этого явно не хватает расстояния переноса, необходимого для обработки обломков руды и превращения их в рудную гальку.

При этих условиях скорее могла образоваться не рудная, а орудененая галька.

Проверка на месте ничего подобного не обнаружила и доказала несостоятельность подобных выводов, ибо в Кафане никакой рудной гальки не удалось обнаружить.

Заслуживает внимания тот интересный факт, что еще никем не обнаружены гальки жильных основных пород (диабазовые порфиры, диабазы, габбро-диабазы и др.) в конгломератах основания среднего эоцена или верхней юры, хотя и они некоторыми исследователями принимаются также за среднеюрские субвулканические образования.

Приведенный факт говорит о молодом послесреднеэоценовом возрасте основных жильных пород, так широко развитых в вулканогенных толщах юры Армении, несущих колчеданное оруденение.

Кислые разности жильных пород (альбитофиры, фельзитовые порфиры, кварцевые порфиры и др.), развитые в тех же вулканогенных толщах юры, также послесреднеэоценового возраста, ибо их дайки прорывают жилы основных пород.

Все это является определенным доказательством отсутствия генетической связи рассматриваемых жильных пород с эффузивными формациями юрского времени и свидетельствует о наличии такой связи их с гранитоидными неинтрузиями послесреднеэоценового периода.

Об этом же говорит определенное соответствие между составами гранитоидов и жильных пород, а также территориальная приуроченность последних к районам распространения гранитоидных интрузивов.

На территории республики особенно широким распространением пользуются типичные интрузивы гранитоидов.

По северо-восточному побережью оз. Севан обособляется пояс основных и ультраосновных интрузивов.

Гранитоидные интрузивы преимущественно сосредоточены в пределах юрских, третичных и, частично, в древних формациях кембрия—докембрия.

Наиболее древними являются основные интрузивы серпентинитов, габбро и диабазов, локально приуроченные к толще кристаллических сланцев кембрия—докембрия района сс. Арзакан и Анкаван. Эти интрузивы на больших протяжениях рассланцованы и имеют отчетливые следы дислокаций.

К. Н. Паффенгольц (1959) высказывает мнение о том, что рассматриваемые интрузивы по возрасту аналогичны допалеозойским гипербазитам Большого Кавказа.

Более молодыми являются гнейсы района с. Арзакан, которые приурочиваются к той же толще кристаллических сланцев кембрия—докембрия. Они, в свою очередь, секутся гранитами и гранито-гнейсами, приуроченными также к древнему комплексу пород.

К древним интрузивам отнесен Агверанский интрузив кварцевых диоритов, диоритов и габбро-диоритов, приуроченный к древним метаморфическим сланцам и прорванный, в свою очередь, лейкократовыми гранитами. Агверанский интрузив по возрасту сопоставляется с нижнепалеозойскими лейкократовыми гранитами Дзирульского массива.

Особое место среди глубинных пород Армении занимают третичные основные и ультраосновные интрузивы, образующие так называемый офиолитовый пояс, протягивающийся вдоль северо-восточного побережья оз. Севан и выступающий еще в Амасийском районе Армении.

Основные и ультраосновные интрузивы Севан-Амасийской зоны составляют только часть крупного гипербазитового пояса Малого Кавказа, имеющего северо-западное простирание и прослеживающегося от левобережья долины р. Аракс, через бассейны рр. Акяра-чай и Тертер, до северо-восточного берега оз. Севан, а оттуда и в Амасийский район Армении.

По литературным данным, рассматриваемый пояс в западном направлении протягивается в Малую Азию, а затем в Балканы, а в юго-восточном направлении—в систему Эльбурса.

В указанном поясе на территории Армении насчитывается свыше 20 (площадью до нескольких км² и меньше) интрузивных массивов основных и ультраосновных пород. Интрузивы вытянуты в северо-западном направлении, вдоль антиклинальных структур, сложенных породами верхнего мела и нижнего-среднего эоцена, и приурочены к линиям крупных дизъюнктивных нарушений (глубинные разломы).

Основные и ультраосновные породы представлены габбро, пироксенитами, перидотитами, дунитами и др.

Следует отметить, что вне офиолитового пояса Севана и Амасии в ряде точек республики встречены габбро преимущественно в жильной фации и краевых фациях кислых интрузий. Только в одном пункте, в верховьях р. Веди, констатирована штокообразная интрузия базальтов, среди которых отмечены отдельные небольшие массивы габбро.

Ультраосновные интрузивы прорывают отложения среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно олигоценом, чем и определяется их верхнеэоценовый возраст. Вединские интрузивные базальты также прорывают породы эоцена и перекрываются трансгрессивно отложениями олигоцена.

Верхнеэоценовый возраст гипербазитов впервые был установлен К. Н. Паффенгольцем, что нашло подтверждение в последующих работах других исследователей.

Наряду с этим, у некоторых геологов, изучавших офиолитовый пояс Армении и Азербайджана, возникло мнение о более древнем—меловом возрасте отдельных массивов основных и ультраосновных интрузий. Основанием для этого служили базальные конгломераты с галькой основных и ультраосновных пород, найденные в основании отложений сенона.

Нам кажется, что верхнеэоценовый возраст Севанской офиолитовой формации является более обоснованным, чем другие возрасты, приписываемые этим ультраосновным интрузиям, ибо слишком много имеется примеров прорыва ими среднеэоценовых пород и трансгрессивного перекрытия этих интрузивов отложениями олигоцена.

У Зодского перевала и с. Зод интрузив гипербазитов прорывает верхний мел и средний эоцен и трансгрессивно перекрывается вулканогенными породами олигоцена.

В ущельях Бабаджан и Памбак (северо-восточный берег оз. Севан), в базальных конгломератах основания нижнего сенона, наблюдаются гальки основных и ультраосновных интрузивных пород; рядом та же толща сенона прорывается интрузивом также основных и ультраосновных пород. Таким образом, не остается сомнений, что отмеченные гальки в базальных конгломератах принадлежат более древним интрузивам и не могут служить основанием для определения возраста севанских гипербазитов.

Третичные гранитоидные интрузивы имеют в пределах республики несравненно более широкое распространение, чем основные и ультраосновные интрузивы этого возраста. Они сосредоточены в Сомхето-Карабахской структурно-тектонической зоне, складчатой зоне Армении и имеют локальное, ничтожное проявление в Севано-Амасийской зоне гипербазитов.

Следует отметить территориальную приуроченность гранитоидных интрузивов к северо-западной, центральной и юго-восточной частям Сомхето-Карабахской структурно-тектонической зоны, что обусловлено ее структурно-тектоническими особенностями. Рассматриваемая зона, сложенная в ядре вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами юры, а на крыльях—породами мела и эоцена, обнаруживает тенденцию к ундулированию.

Гранитоидные интрузивы в этой зоне, в пределах Армении, приурочены к трем вздымающимся участкам, расположенным в ее северо-западной, центральной и юго-восточной частях и представленным соответственно Алавердской, Армутлинской и Шамшадинской брахиантиклинальными складками. Последние на месте фиксируются локальным выходом наиболее древних пород юры, представленных кварцевыми порфирами.

Складчатая зона Армении представляет крупный прогиб, заполненный палеогеновыми и неогеновыми отложениями, на фоне которых выделяются отдельные, сравнительно небольшие антиклинальные поднятия, сложенные более древними породами.

Гранитоидные интрузивы, в пределах рассматриваемой тектонической зоны, приурочены к антиклинальным поднятиям, разобщенным друг от друга большими синклиналильными областями. Таких основных антиклинальных поднятий в пределах складчатой зоны Армении пять: на северо-западе—Агстевское и Арзакано-Анкаванское, в центре—Веди-Айюцзорское и на юго-востоке—Сюникское и Кафанское. В соответствии с этим интрузивы группируются на северо-западе, в центре и на юго-востоке рассматриваемой тектонической зоны.

У исследователей Малого Кавказа существует единое мнение относительно третичного возраста гранитоидов складчатой зоны Армении (не считая древних комплексов) и юго-западной части Сомхето-Карабахской зоны (Привольное—Марц).

Однако по результатам исследований последних лет некоторые из гранитоидных интрузивов Сомхето-Карабахской зоны и складчатой зоны Армении (третичных по нашим определениям) рассматриваются как меловые.

В частности, к предсеноманскому возрасту относятся Шнох-Кохпский, Цавский и Шамшадинский интрузивы.

И. Г. Магакьян (1954, 1959), А. Т. Асланян (1958), Э. А. Хачатурян (1950), на основе находок гальки из пород Шнох-Кохпского интрузива в базальных конгломератах основания сеномана, считают возраст этого интрузива предсеноманским.

Изучение абсолютного возраста этого интрузива как будто также устанавливает его предсеноманский возраст.

Нам кажется, что гальки интрузивных пород в базальных (возможно в межформационных) конгломератах сеномана, обнажающихся у дороги, ведущей от районного центра Ноемберян к с. Джуджеванк, не принадлежат Шнох-Кохпскому интрузиву, а образованы из пород, по-видимому, более древнего интрузивного комплекса. Как известно, такие древние интрузивы обнажаются в Лок-Джандарском массиве и не исключается, что в других участках после размыва они перекрыты более молодыми образованиями и поэтому неизвестны нам. Тем более состав древних интрузивов совершенно аналогичен таковому неointрузивов Алавердского района.

Учитывая непосредственную близость места обнажения конгломератов от выходов Кохпского интрузивного массива, а также исключительную хорошую окатанность галек интрузивных пород, трудно допустить, что они были образованы из пород этого же интрузива. Обломки весьма крепких интрузивных пород на таких небольших расстояниях не могли так совершенно окататься.

Наконец, имеется прямой факт, подтверждающий послесеноманский возраст Кохпского интрузива. Еще в 1932 году К. Н. Паффенгольц, при картировании этого района, установил прорыв (к северной г. Кондах) известняков сеномана Шнох-Кохпским интрузивом. Этот факт впоследствии (1935) был нами подтвержден при разведках Ависи-Чалского участка барита и недавно (1962) повторно проверен.

В. Г. Грушевой, изучавший детально Шнох-Кохпскую интрузию, также считает ее возраст третичным.

Нами совершенно точно установлено, что Банушский интрузив своей юго-западной ветвью прорывает нуммулитовые туфопесчаники восточных склонов г. Лалвар. По нашим данным, Банушский, Ахпатский, Чочканский и Шнох-Кохпский интрузивы представляют апикальные части единого массива, поэтому у нас нет сомнения в послесреднеэоценовом возрасте и Шнох-Кохпского интрузива.

На основании находок гальки якобы из пород Цавского интрузива в сеномане левобережья р. Вохчи, А. Н. Соловкин первый определил его возраст как послесреднеюрский—досеноманский. Однако он находит, что данный интрузив тяготеет к интрузивам Конгур-Алагезского плутона, который явно имеет третичный возраст. В. Н. Котляр Цавский интрузив относит к Конгур-Алагезскому интрузивному комплексу, то-есть признает его третичный возраст.

Предсеноманский возраст Цавского интрузива поддерживается И. Г. Магакьяном (1954), С. С. Мкртчяном (1958), А. Т. Асланяном (1958) и рядом других исследователей, главным образом, на основании нахождения галек из пород якобы этого интрузива в конгломератах основания сеномана или путем сопоставления с другими интрузиями.

К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой считают Цавский интрузив одновременным с крупным Конгуро-Алагезским плутоном, то-есть принимают его третичный возраст.

На наш взгляд, Цавский интрузив и ряд мелких интрузивов, расположенных в Кафанской зоне, представляют краевую фацию Конгуро-Алагезского плутона, на глубине сливаются с ним, и, безусловно, имеют третичный возраст. Этот интрузив прорывает третичную складчатость.

Г. П. Багдасарян, определяя абсолютный возраст Цавского интрузива, также установил его третичный возраст.

Предсеноманский возраст Шамшадинской группы интрузивов И. Г. Магакьян (1954) определяет по их сходству со Шнох-Кохпским интрузивом и плагиогранитами сеномана бассейна р. Тавуш (Азербайджан).

Шамшадинские интрузивы, находящиеся в одной структурно-тектонической зоне с Алавердскими интрузивами и имеющие с последними большое петрохимическое сходство, мы считаем также третичного возраста.

Как вытекает из вышеприведенного, предсеноманский возраст отмеченных гранодиоритовых интрузивов определяется или по гальке в основании сеномана, или путем сопоставлений.

Однако ни тот, ни другой метод не являются прямым решением вопроса. Неизвестно, были ли вообще произведены или насколько детально были выполнены химические и петрографические анализы пород из интрузивных массивов и галек. Какая степень сходства пород из интрузивных массивов с породами галек? Насколько вообще объективно решен вопрос о сходстве пород?

Не исключается и то положение, что гальки интрузивных пород, наблюдаемые в базальных конгломератах, принадлежат древним комплексам интрузивов, которые имеют весьма близкий к неоинтрузивам состав.

Наряду с этим, третичный возраст рассматриваемых интрузий обоснован не менее основательно, чем это сделано для отнесения их к предсеноману.

Таким образом, предсеноманский возраст Шнох-Кохпского, Цавского и Шамшадинского интрузивов гранодиоритов следует признать необоснованным, ибо больше фактов за то, что они не мелового, а третичного возраста.

К. Н. Паффенгольц имеет крупные заслуги в вопросе правильного установления возраста интрузивов Армении. Его выводы по этому вопросу, сделанные еще в 30-х годах, прекрасным образом подтверждаются объективными исследованиями современного этапа.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Вартапетян Б. С. К вопросу о структуре Тежасарского массива щелочных интрузий. «Научн. труды Ереванского госунта», сер. геол. т. 59, 1957.
- Вартапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахталского месторождения Арм. ССР. «ДАН Арм. ССР», т. XXVIII, № 1, 1958¹.
- Вартапетян Б. С. Эрозионные срезы интрузива и соответствующие им формации руд на территории Арм. ССР. «Советская геология», № 9, 1958².
- Вартапетян Б. С. О Базумском интрузивном комплексе. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и географ. наук, ТХЦ, № 4, 1959.
- Вартапетян Б. С. Магматический контроль эндогенного оруденения на территории Арм. ССР. «Изв. Высш. уч. зав.», «Геология и разведка», № 2, 1960.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. «Тр. конференции по вопросам геологии Закавказья». Изд. АН Аз. ССР, 1952.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейна оз. Севан и р. Веди-Чай, Даралагеза и Нахкрая. Интрузивы Закавказья. «Тр. Груз. ГУ», вып. II, 1941.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. 1959.
- Хачатурян Э. А. О возрасте Кохпской интрузии. «Изв. АН Арм. ССР», т. III, № 8, 1950.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

К МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСУ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

(Институт геологических наук АН Арм ССР)

Общие сведения

Пегматитовые образования, пространственно и генетически тесно связанные с массивами щелочных и нефелиновых сиенитов, по сравнению с гранитными, изучены слабо. До сих пор нет общепринятой классификации щелочных пегматитов, не выяснены некоторые вопросы их морфологии, геохимии и генезиса. Изучение щелочных пегматитов имеет важное теоретическое и практическое значение. Этим объясняется все возрастающий интерес к этим своеобразным в минералогическом отношении образованиям.

Среди пегматитовых образований Мегринского плутона наиболее интересны щелочные пегматиты. Щелочные пегматиты Мегринского плутона впервые были установлены Ю. А. Араповым и В. С. Зорабяном (1942). В дальнейшем эти образования детально изучались А. И. Адамяном (1955). В 1955—1960 годах автором были выполнены детальные минералого-геохимические исследования щелочных пород плутона и связанных с ними пегматитов, результаты которых изложены в настоящей статье. Химические анализы минералов выполнены в ИГН АН Арм. ССР (зав. лабораторией А. К. Иванян). Химические определения редких элементов выполнены в ИГН АН Арм. ССР А. К. Иваняном (Cu, Mo, Pb, Ti, V, F, Cl), Д. В. Акопян и Д. А. Казарян (U и Th) и в ИМГРЭ АН СССР С. Быковой и Е. Н. Казаковой (Σ , TR, Y, Nb, Th). Фотопламениметрические определения Li, Rb, Cs—А. Е. Фабриковой в ИМГРЭ. Рентгеноспектральные анализы произведены в ИМГРЭ Р. Л. Баринским (TR и Y) и ГЕОХИ Э. Е. Вайнштейном (Zr, Hf). Рентгенометрические анализы—в ИМГРЭ (Ю. А. Пятенко), ЛГУ (С. С. Мартыновой) и ИГН АН Арм. ССР (Э. Х. Хуршудян). Спектральные анализы—в ИГН АН Арм. ССР Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном.

Полихронный Мегринский плутон верхнеэоцен-олигоценового возраста, как показали проведенные исследования, состоит из производных трех разновозрастных интрузивных комплексов (монцонитового, граносиенитового, гранитового) со своими жильно-магматическими сериями и поздне-послемагматическими проявлениями. Щелочные сиениты, с которыми связаны щелочные пегматиты, локализованы вдоль восточного и юго-восточного контакта гибридной монцонитовой интрузии с вулканогенно-осадочной толщей нижнего эоцена и палеозоя и образуют несколько пространственно разобщенных выходов. Как показали исследования А. И. Адамяна (1955) и выполненные нами минералого-геохимические исследования (Меликсетян Б. М., 1961), щелочные породы плутона находятся в тесной петрогенетической связи с монцонитами и сиенито-диоритами раннего комплекса. Представлены они лейкократовыми, пегматоидными и мелко-среднезернистыми щелочными сиенитами и нефелиновыми монцонитами, характеризующимися весьма незначительным развитием нефелина, высокой основностью плагиоклаза (№ 26—40), преобладающей ролью калиевого полевого шпата и присутствием сильно железистого биотита и роговой обманки, а также феррогастингсита, эгирин-авгита и альбита. Из аксессуариев характерна ильменит-сфен-апатит-флюоритовая ассоциация. Редки ортит, турмалин, бетафит, бадделейт, монацит, анатаз, циркон и др. (Б. М. Меликсетян, 1961).

Исключительно важное значение в генезисе щелочных сиенитов имели процессы ассимиляции (порфириров и известняков) и дифференциации (главным образом эманационного типа), приводящие в ходе кристаллизации к возникновению в локальных камерах верхнего структурного яруса вторичной легкоплавкой щелочной магмы, обогащенной щелочами, летучими и редкими элементами. Кристаллизация ее происходит несколько позже кристаллизации гибридного монцонитового расплава. Этим обусловлены извилистые контакты между щелочными сиенитами и монцонитоидами в одних случаях довольно резкие, в других—едва уловимые с проявлением в контактовой зоне щелочно-метасоматических процессов.

Наиболее крупный выход (25 кв. км) щелочных сиенитов, выделяемый в качестве субфазы монцонитового комплекса, расположен в юго-восточной части плутона (Шванидзорский комплекс). Ряд небольших выходов (площадью 4—10 кв. км) щелочных сиенитов и нефелиновых монцонитов известен в районе сс. Пхрут, Калер и горы Калакар вдоль восточного контакта монцонитовой интрузии.

В пространственном распределении щелочных пегматитов устанавливается отчетливо выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. Как правило, пегматиты тяготеют к эндоконтактовым зонам выходов щелочных пород и локализованы как в самих щелочных сиенитах, так и в монцонитах, сиенито-диоритах, а нередко и в метаморфических сланцах сс. Шванидзор—Алдара. В глубокоэродированных частях интрузии количество пегматитов резко сокращается. А. И. Адамяном

(1955) размещение пегматитов в приконтактовой зоне щелочных сиенитов объясняется наличием двух зон тектонических нарушений, совпадающих с приконтактовой зоной.

Пегматитовое поле щелочных сиенитов довольно обширное: представлено около 250—300 пегматитовыми жилами и гнездами, обычно образующих группы кучно расположенных, иногда взаимопересекающихся пегматитовых тел. Согласно А. И. Гинзбургу (1952), можно выделить сингенетические (шлировые) и эпигенетические (инъекционные) пегматиты. Наиболее распространены и разнообразны по морфологии тел эпигенетические пегматиты, среди которых встречаются выдержанные по мощности крутопадающие жилы, редко с раздувами, линзовидно-гнездобразные и трубчатые тела.

Из изученных и выделенных групп пегматитов отметим Калерскую группу, где на площади 5—6 кв. км развито 30—50, иногда довольно мощных, 2—3 м полевошпатовых и фельдшпатоидных жил; Пхрутскую, представленную серией нефелин-полевошпат-биотитовых и альбититовых маломощных жил и линз, и, наконец, целый ряд групп (Гюморацкая, Кармиркарская, Шванидзорская, Малевская, Тегутская, Шавзирская, Алдаринская и др.), объединяющих более 200 пегматитовых тел, иногда значительной мощности (3—4 м) в пределах Шванидзорского комплекса.

Типы щелочных пегматитов и их классификация

Общепринятой классификации щелочных пегматитов в настоящее время нет. Отдельные исследователи предлагают отличные друг от друга классификации, отвечающие местным особенностям генезиса щелочных пород и связанных с ними пегматитов, а также их химико-минералогических и текстурно-структурных особенностям. Как видно из оригинальных исследований, посвященных генезису и классификации щелочных пегматитов Ловозера и Хибин, в одном случае в основу положены минералогические принципы (В. И. Герасимовский, 1939, 1950; Э. А. Багдасаров, 1958), в другом—особенности химизма (А. С. Бородин, 1957) и в третьем случае применена текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов (К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. В. Еськова, 1959).

Существенными особенностями различных типов щелочных пегматитов Мегринского плутона, в отличие от гранитных, являются заметные различия в качественно- и количественно-минералогическом и химическом составах. Это довольно ясно иллюстрируется табл. 1 и 2 количественно-минералогического и химического состава в двух главных группах щелочных пегматитов. Анализ парагенетических ассоциаций главных пегматитообразующих минералов в разновозрастных пегматитовых телах и в его отдельных зонах и особенности химического состава показали, что в основу классификации мегринских щелочных пегматитов должны быть положены: а) химические особенности пегматитов ($Si : Al, K_2O : Na_2O, Fe : Mg$), а также концентрация и подвижность главных и ле-

тучих компонентов; б) парагенетические ассоциации минералов пегматитов или отдельных зон и в) структурно-текстурные особенности пегматитов и ассоциаций минералов замещающих комплексов.

А. И. Адамяном (1955) для Шванидзорского комплекса совершенно правильно выделяются две большие группы пегматитов: А. Полевошпатовые (ранние) и Б. Фельдшпатоидные (поздние). В пределах этих групп выделяются по структурным особенностям крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые разновидности, а по минералогическому составу среди первых—мономинеральные анортоклазиты, полевошпату-турмалиновые и полевошпатовые—мусковитизированные с корундом, а среди вторых—содалито-полевошпатовые, содалито-нефелинсиенитовые, конкринито-нефелинсиенитовые, меланито-нефелинсиенитовые, флюорито-биотито-апатито-нефелинсиенитовые и другие.

Следует, однако, отметить, что выделенные А. И. Адамяном структурно-минералогические типы щелочных пегматитов не охватывают всего разнообразия пегматитов и не учитывают их химико-минералогических и текстурных особенностей.

Исходя из соотношения $Si : Al$ и $K_2O : Na_2O$, щелочные пегматиты подразделяются на две большие группы:

А. Ранние, полевошпатовые (насыщенные глиноземом— $Si : Al > 3$ калиевые— $K_2O \gg Na_2O$).

Б. Поздние, фельдшпатоидные (пересыщенные глиноземом— $Si : Al < 3$ натриевые— $Na_2O \gg K_2O$).

Внутри каждой из выделенных групп, в зависимости от концентрации CaO , TiO_2 , FeO ; MgO , B , F , Cl и других редких элементов, а также от соотношения $K_2O : Na_2O$, $FeO : MgO$, $Fe_2O_3 : FeO$, $Ti : Nb : Ta$, $Th : U$, $TR : Y$ и образования характерных парагенетических ассоциаций минералов в различных зонах, отражающих дальнейшие стадии развития пегматитового процесса (возрастание концентраций K_2O , Na_2O , летучих и редких компонентов), выделяются типы (в калиевых—четыре, в натриевых—три), подтипы (по главному цветному минералу) и виды (по характерным редким и второстепенным минералам), характеризующиеся определенными структурно-текстурными особенностями. Схема классификации мегринских щелочных пегматитов приведена в табл. 3, где представлены все установленные в плутоне разновидности.

Морфология и внутреннее строение пегматитовых тел

Переходя к рассмотрению морфологии и строения описываемых щелочных пегматитов, следует отметить существенные различия выделенных групп и типов пегматитов, обусловленные условиями локализации и степенью их дифференцированности. Эти структурно-текстурные особенности щелочных пегматитов тесно увязываются с появлением определенных парагенетических ассоциаций и учитывались при настоящей классификации.

А. **Группа полевошпатовых пегматитов** имеет сравнительно широкое распространение в периферических частях выходов щелочных сиенитов,

Таблица 1

Пределы содержания главных пегматитообразующих минералов в щелочных пегматитах Мегринского плутона (в объемн. %)

Группы пегматитов	М и н е р а л ы											
	микро- клин	олиго- клаз	альбит	нефелин	содалит	мусковит	канкри- нит	эгирин	амфибол	биотит	гурмалин	корунд
А. Полевошпатовые	50-95	5-10	10-60	—	—	5-20	—	—	0-5	0-5	0-10	5-15
Б. Фельдшпатовидные	30-45	5-10	5-50	25-50	5-25	0-10	0-10	0-5	0-10	5-10	0-5	0-5

Таблица 2

Пределы содержания главных окислов в щелочных пегматитах Мегринского плутона (в объемн. %)*

Группы пегматитов	О к и с л ы										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
А. Полевошпатовые	60-61	0,1-0,2	16-20	3-5	1-1,5	0,05-0,1	0,3-0,5	1-1,5	3-4	8-10	
Б. Фельдшпатовидные	55-58	0,2-0,3	24-27	1-2,5	0,5-1	0,1-0,2	0,4-0,8	1,5-3	7,5-10	4-6	

* По данным А. И. Адамяна (1955) и автора.

Схема классификации щелочных пегматитов

Тип	Подтип	Вид (разновидность)	Тектурно-структурные особенности
1	2	3	4
<i>А. Группа полевошпатовых пегматитов — (насыщенные глиноземом — $Si:Al > 3$, существенно калиевые $K_2O \gg Na_2O$)</i>			
Существенно калипо- левошпатовые	—	Редких аксессуарных минералов не содержит	Зональность выражена слабо. Структура гиган- токристаллическая
Полевошпатовые (ка- липолевошпат-плаги- клязовые)	1. Полевошпат-турмалиновые 2. Полевошпат-титаномагнетитовые 3. Полевошпат-биотитовые	а) с аметистом и циртолитом б) с корундом и жильбертитом в) иногда с мусковитом и кварцем	Зональность не четкая: а) мелкокристаллическая, б) среднекристаллическая, в) крупнокристалли- ческая, г) пегматоидно-гигантокристаллическая, В мощных пегматитах уславливаются все че- тыре зоны, в маломощных — зона средне- или крупнокристаллического пегматита. Процессы замещения выражены слабо.
Полевошпат-мускови- товые	1. Полевошпат-мусковит-турмалино- вый 2. Полевошпат-мусковит-биотитовый 3. Полевошпат-мусковит-корундо- вый	а) с корундом и редкими минерала- ми б) с титанониобатами в) с турмалином	Зональность обычно ясная, местами затухевана вторичными процессами. Последовательность зон аналогична—II типа. Сильно проявлен процесс мусковитового замещения с образованием в цен- тральной зоне блокового мусковита. В зоне среднезернистого пегматита появляются „графиче- ские“ структуры срастания мусковита и мик- роклина

1	2	3	4
Калиполевошпат-мусковит-альбитовые	1. Полевошпат-альбит-турмалиновый 2. Полевошпат-альбит-мусковит-биотитовый 3. Полевошпат-альбит-биотит-турмалиновый	а) с мусковитом и корундом б) с кварцем и гадолинитом в) с мусковитом и редкими минералами	Зональность хорошая. Встречаются полнодифференцированные разности. Сильно проявлены метасоматические замещающие комплексы: а) кварц-мусковитовый и б) кварц-альбитовый. Замещающие комплексы развиваются не только по пегматоидной зоне, но и по зонам равномерногозернистого пегматита
<i>Б. Группа полевошпатово фельдшпатоидных пегматитов (пересыщенные глиноземом — $Si:Al < 3$, существенно натриевые $Na_2O \gg K_2O$)</i>			
Полевошпат-нефелиновые	1. Полевошпат — нефелин-феррогастингситовые 2. Полевошпат-нефелин-биотитовые 3. Полевошпат-нефелин-эгириновые	а) с эгирином, сфеном и ортитом б) с эгирином и феррогастингситом и перовскитом в) с сфеном и титанмагнетитом	Зональность ясная: а) аплитовая (нефелин-сфениновый), б) графическая (микроклин-нефелиновый), в) средне-крупнозернистая, г) пегматоидно-блоковая. Отдельные зоны иногда выпадают. Кроме отдельных зон пегматита, встречаются разнозернистые (мелко-средне-крупнозернистые) жилы
Полевошпат-нефелин-содалитовые	1. Полевошпат-нефелин-содалит-биотитовый 2. Полевошпат-нефелин-содалит-меланитовый 3. Полевошпат-нефелин-содалит-турмалиновый 3. Полевошпат-нефелин-содалит-двухслюдной	а) с пироксеном, бетафитом и др. б) с флюоритом и апатитом в) с мусковитом и вивикитом г) с альбитом и турмалином	Среди этого типа пегматитов также отмечаются равномернозернистые текстурные разности. Иногда даже без аплитовой и графической зон встречаются пегматитовые тела (особенно часто в фациальных пегматитах). Зона замещения проявлена слабо. Это в основном альбит-мусковитовый замещающий комплекс
Полевошпат-содалит-(нефелин)-канкринитовый	1. Полевошпат-содалит-канкринит-турмалиновый 2. Полевошпат-содалит-канкринит-мусковитовый 3. Альбит-нефелин-канкринит-биотитовый	а) с титано-ниобатами и хризобериллом б) с цеолитами и карбонатом	Зональность нарушена вторичными процессами. Сильно проявлен комплекс: а) альбитового замещения, слабее б) мусковитовый. В отдельных жилах или участках проявляется низкотемпературный — цеолит-карбонатный (халцедон) комплекс. Редки слабозональные альбититовые жилы и линзы с нефелином, биотитом и др.

а также в сиенито-диоритах, монцонитах и в пределах метаморфической толщи, где особенно часты сильно альбитизированные разности с ксенолитами сланцев.

По форме пегматитовые тела представлены выдержанными жилами с часто резкими контактами с вмещающими породами. Жилы, при мощности 0,2—0,6 м, прослеживаются на 10—30 м, а при мощности 2—3 м—на 100—200 м, редко более. Простираие пегматитовых жил обычно СЗ (300—340°), либо ЮЗ (220—260°) с крутыми углами падения.

Контакты полевошпатовых пегматитов, в которых не проявлен процесс мусковитового замещения, обычно резкие (с. Калер, раз. с. Астасур). Однако в контактах полевошпат-мусковит-альбитовых пегматитов характерны интенсивные экзоморфические явления, выраженные мусковитизацией и реже альбитизацией. С обоих контактов обычно маломощных жил (15—20 см) развивается полоса метасоматических изменений с нечеткой зональностью. В первой, близкой к зальбандам пегматита зоне, в ряде случаев весьма сходным со среднезернистым полевошпат мусковитовым пегматитом, развивается микроклин-альбит-мусковитовая ассоциация, сменяющаяся затем микроклин-олигоклаз-серицитовой и далее серицитизированной и хлоритизированной зонами сиенито-диорита. Очень редко в контакте с пегматитами проявлена альбитизация (в метаморфических сланцах с. Шванидзор).

В строении пегматитовых тел в целом наблюдается следующая зональность:

1. Зона мелкокристаллического полевого шпата (микроклина—75—90% и плагиоклаза № 16—21—около 10—20%). Местами в этой зоне встречается биотит, турмалин, корунд и редко амфибол. Мусковитизация слабая, а иногда и вовсе отсутствует. Мощность зоны 10—15 см в маломощных жилах, до 0,3—0,5 м в крупных.

2. Зона среднекристаллического полевого шпата, преимущественно калиевого. Характерно наличие сростаний микроклина и мусковита, напоминающих «графические структуры» (фиг. 1). Иногда отмечается биотит (5—10%), корунд, либо турмалин и титаномagnetит.

3. Зона крупнокристаллического микроклина. Сильно проявлен процесс мусковитового и альбитового замещения. Мусковит образует крупные пластинчатые и розетковидные выделения (фиг. 2).

4. Зона пегматоидного гигантокристаллического микроклина. В центральных частях таких структур отмечается крупноблоковый мусковит 3×10 см. Здесь же отмечаются крупнокристаллические агрегаты шерла, циртолита и сплошные массы сахаровидного альбита—до 60% (с. Алдара и Кармир-Кар), иногда в ассоциации с серым кварцем или аметистом. Размеры кристаллов кирпично-красного микроклина достигают 20 см в поперечнике. В более мелких жилах наблюдается развитие друзового микроклина в тесном сростании с мусковитом.

Следует отметить, что в некоторых пегматитах проявляются 2—3 и даже одна зона. В слабодифференцированных—это зоны мелкокристаллического и средне-крупнокристаллического сложения, а в диффе-

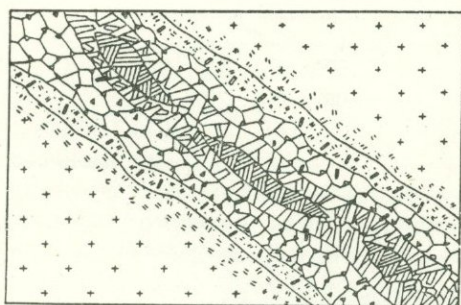
ренцированных, где сильно проявлены процессы замещения—зоны крупно- и гигантокристаллического строения (фиг. 3, 4).



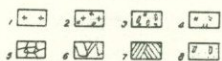
Фиг. 1. Зона среднезернистого полевошпат-мусковитового пегматита графической структуры.



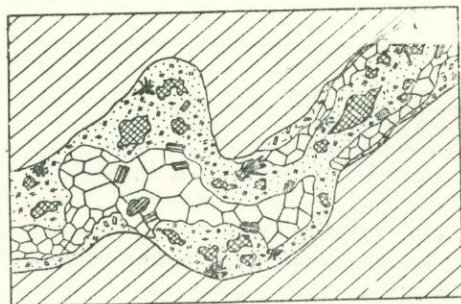
Фиг. 2. Асимметрично-зональный полевошпат-мусковитовый пегматит. Наблюдается разрастание пегматита за счет вмещающих пород. В ядре жилы крупнопластинчатый агрегат мусковита.



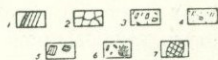
0 0.5 1.0 м



Фиг. 3. Зональное строение полевошпат-мусковитового пегматита. с. Калер. 1—сиенито-диорит; 2—грейзенизированный сиенито-диорит; 3—кристаллы корунда; 4—чешуйки мусковита; 5—зона крупнокристаллического микроклина с мусковитом; 6—друзовой микроклин; 7—зона блокового микроклина.



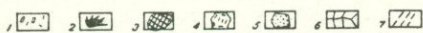
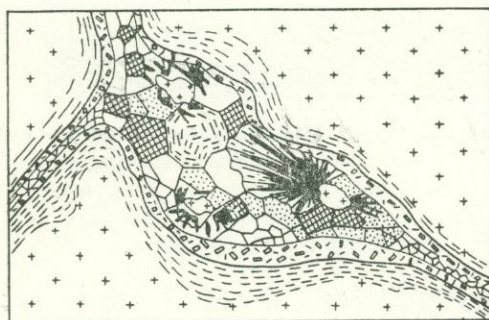
0 0.5 1 м



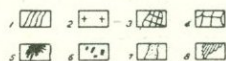
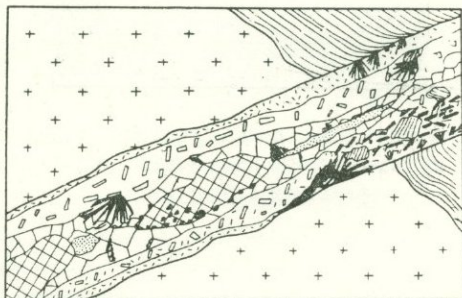
Фиг. 4. Замещенный кварц-альбит-мусковитовый пегматит. с. Алдара. 1—метаморфические сланцы; 2—крупнокристаллический микроклин; 3—зона средне-мелкозернистого пегматита; 4—альбит-мусковитовое замещение; 5—пластинчатые выделения мусковита; 6—турмалин; 7—кварц.

Б. Группа полевошпато-фельдшпатоидных пегматитов имеет более широкое распространение, чем полевошпатовая, и особенно широко развита в Шванидзорском комплексе. Занимают пегматиты большей частью внутренние зоны эндоконтакта щелочных сиенитов; очень редко встречаются в породах монцититового состава, меланократовых сиенитах и метаморфических сланцах. В отличие от ранних полевошпатовых пегматитов, фельдшпатоидные имеют меньшие размеры и обычно резкие кон-

такты с сиенитами; из экзоморфических явлений наблюдалась слабая нефелинизация, амфиболитизация и альбитизация. Мощность жил от 5—10 до 20—50 см. Редко отмечаются более мощные жилы до 1,5—2 м. Простираение жил не имеет определенного направления. По форме пегматитовые тела могут быть разделены на жилы, невыдержанные обычно по мощности (с раздувами и пережимами и разветвлениями) и линзовидные и трубчатые тела. По простираению жилы прослеживаются на 10—30 м, редко до 100 м. Фельдшпатоидные жилы имеют отчетливо выраженную зональность. Зональные пегматиты Шванидзорского комплекса изучены А. И. Адамяном (1949). От зальбандов к центру выделяются следующие зоны (фиг. 5, 6):



Фиг. 5. Полевозпат-нефелин-эгириновый пегматит с. Алдара. 1—зона графического и среднезернистого пегматита; 2—лучистые агрегаты эгирина; 3—блоковый микроклин; 4—монominеральная зона содалита; 5—участки альбитизации; 6—крупнокристаллический полевозпатовый пегматит; 7—контактная план-параллельная зона амфиболитизации.



Фиг. 6. Полевозпат-нефелиновый пегматит раз. с. Тегут. 1—мегаморфические сланцы; 2—меланократовые щелочные сиениты; 3—зона блокового нефелина; 4—зона блокового микроклина; 5—турмалин; 6—титаномангнетит; 7—мусковитовые агрегаты.

1. Сиенит-аплитовая зона, мощность которой доходит до 10—25 см, сложена микроклином (80—85%) альбит-олигоклазом, редко отмечается феррогастингсит и эгирин. Далее зона сиенит-аплитового состава сменяется зоной нефелин-микроклиновой. Мощность этой зоны сильно изменчива (от 5 до 25 см), а иногда и вовсе отсутствует.

2. Графическая зона сменяет аплитовую, нефелин-сиенитовую; для нее характерно законсервированное страстание нефелина и микроклина. А. И. Адамяном (1955) установлено, что нефелиновые вроски в микроклине гаснут одновременно и что N_p нефелина лежит в плоскости (010) и параллельна (001) микроклина, т. е. базопинакоид «с» (0001) нефелина перпендикулярен пинакоиду «Р» (001) микроклина. Ось N_p микроклина и нефелина образует угол 15° . В графической зоне 65—70% микроклина и 30—35% нефелина. Мощность графической нефелин-микроклиновой зоны 15—20 см.

3. Пегматоидная зона следует за графической и представлена в мощных дифференцированных разностях зонами блокового микроклина и нефелина (с. Тегут). Обычно же эта зона представлена грубозернистым агрегатом микроклина, нефелина и содалита. Здесь же встречаются довольно крупные выделения меланита, турмалина, феррогастингсита, биотита, мусковита, флюорита и апатита (фиг. 7, 8). К этой же зоне приурочены поздние замещающие комплексы—альбитизация, мус-



Фиг. 7. Зональный полевошпат-нефелин-феррогастингситовый пегматит. Видны микроклин-нефелиновые прорастания.



Фиг. 8. Полевошпат-нефелин-содалитовый пегматит с турмалином (черное).

ковитизация. В Пхрутской группе, реже в Шванидзорской—отмечаются типичные альбититы. Здесь же встречаются титано-ниобиевые, редкоземельные и радиоактивные минералы. Мощность зоны различная, иногда даже эта зона отсутствует.

4. Зона замещения. Парагенетический комплекс минералов замещения очень разнообразный: в одних пегматитах он проявлен довольно интенсивно, в других отсутствует. Состоит из содалита, конкритина, цеолита, кальцита, сахаровидного альбита, мусковита и редкометалльных минералов. Весь комплекс минералов замещения наблюдается только в крупных дифференцированных пегматитах сложного строения; обычно же они пространственно разобщены, одни минералы либо встречаются только в одних типах пегматитов, другая группа минералов—в других (фиг. 10, 11). Мощность зоны различная—5—15 см.

Следует также отметить, что выделенные зоны в зональных пегматитах отсутствуют, а в ряде случаев выделяются в виде самостоятельных обособленных жильных тел мелкозернистого, среднезернистого и крупнозернисто-пегматоидного сложения, состоящих из микроклина, альбит-олигоклаза, содалита, нефелина, феррогастингсита, биотита и др.

Минералогия щелочных пегматитов

В щелочных пегматитах проведенными исследованиями установлено свыше 65 минералов, из них 30 отмечаются впервые; последние ниже подразделены согласно обычной химической классификации:

Окислы

1. Кварц
2. Магнетит
3. Титаномагнетит
4. Мартит
5. Рутил*
6. Анагаз*
7. Ильменит*
8. Корунд
9. Шпинель*
10. Ганит*
11. Хризоберилл*
12. Бадделейт*
13. Уранинит*
14. Торинит*
15. Ураноторинит*
16. Перовскит
17. Пироклор
18. Гатчеттолит*
19. Бетафит*
20. Ильменорутил*
21. Фергусонит*
22. Эвксенит*
23. Бломстрандин*
24. Самарскит*
25. Эшинит*

Силикаты

1. Микроклин
2. Олигоклаз
3. Альбит
4. Биотит
5. Мусковит
6. Литиомусковит*
7. Жильбертит*
8. Хлорит
9. Нефелин
10. Содалит
11. Гакманит*
12. Канкринит
13. Натролит*
14. Шабазит*
15. Эгирин
16. Феррогастингсит
17. Роговая обманка
18. Элидог
19. Оргит
20. Турмалин
21. Меланит
22. Циркон
23. Циртолит*
24. Малаксн*
25. Торит*

26. Гадолинит*
27. Роуландит*
28. Иттриалит*
29. Церит*
30. Сфен
31. Лейкоксен

Фосфаты

1. Апатит
2. Хлорапатит*
3. Монацит
4. Ксенотим*

Карбонаты

1. Кальцит
2. Доломит
3. Лантанит*
4. Малахит

Сульфиды

1. Пирит
2. Халькопирит
3. Молибденит*
4. Галенит*

Фториды

1. Флюорит

Примечания: * Минералы, впервые описываемые для щелочных пегматитов района.

** Минералы, встречающиеся в материнских щелочных сиенитах, отмечены жирным шрифтом.

Все описываемые в настоящей работе минералы по степени распространенности условно подразделены на три группы: 1) главные пегматитообразующие, слагающие главную массу пегматита—80—90%; 2) второстепенные, составляющие 2—10% массы пегматита и 3) аксессуарные, содержание которых не превышает 1—2%. Для диагностики минералов использовано значительное количество химических, спектральных, рентгеноспектральных, рентгеноструктурных и др. анализов. Количественное содержание минералов пегматитов дается в табл. 1 и 4.

Ограниченные размеры настоящего сообщения не позволяют привести описание главных пороодообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов с данными оптического, химического, рентгеноспектрального, рентгенометрического и др. анализов. Эти данные будут приведены в специальной статье.

Процессы замещения в щелочных пегматитах

Вслед за магматической стадией формирования щелочных пегматитов протекают собственно метасоматические процессы флюидно-гидротермальной стадии, среди которых выделяется несколько изолированных

во времени явлений, сопровождающихся определенной парагенетической ассоциацией минералов (в том числе главная масса редкометаллических) и отражающих их геохимические особенности. В щелочных калие-

Таблица 4

Содержание аксессуарных минералов в щелочных пегматитах в процентах

Минералы	А. Группа полевошпатовых пегматитов		Б. Группа фельдшпатоидных пегматитов	
	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание
1. Магнетит	0,75—2,1	1,40	0,44—2,8	1,65
2. Гигантомагнетит	0,1—2,4	0,75	0,1—0,5	0,3
3. Сфен	0,01—0,2	0,12	0,5—3,5	1,5
4. Ильменит	ед. зн.—0,001	0,0006	0,01—0,1	0,06
5. Рутил	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
6. Анагас	0,001—0,004	0,0003	ед. зн.	ед.зн.
7. Апатит	0,4—0,8	0,6	0,5—3,0	1,7
8. Монацит	0,0005—0,002	0,0012	ед. зн.—0,0003	0,0001
9. Ксенотим	0,001—0,002	0,0015	ед. зн.—0,0006	0,0003
10. Ортит	0,001—0,200	0,105	0,01—0,8	0,4
11. Циркон	0,01—0,06	0,04	0,04—0,1	0,07
12. Циртолит	0,02—1,2	0,08	0,001—0,003	0,002
13. Малакон	0,01—0,1	0,06	ед. зн.	ед. зн.
14. Турмалин	0,5—5	2,5	1—7	3
15. Флюэрит	ед. зн.	ед. зн.	0,1—0,9	0,5
16. Корунд	1—6	3,5	001—0,3	0,2
17. Бадделейт	—	—	ед. зн.	ед. зн.
18. Ганит	ед. зн.	ед. зн.	—	—
19. Хризоберилл	ед. зн.	ед. зн.	0,0005—0,004	0,003
20. Шпинель	0,0005—0,001	0,0007	ед. зн.	ед. зн.
21. Торит-оранжит	0,0001—0,0003	0,0002	—	—
22. Иттриалит	0,0001—0,0002	0,00015	ед. зн.	ед. зн.
23. Церит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
24. Галлоинит	0,0001	0,0001	—	—
25. Ураноторианит	—	—	ед. зн.	ед. зн.
26. Уранинит	0,0001—0,0009	0,0005	0,0001	0,0001
27. Торианит	0,0001—0,0003	0,0002	0,0001	0,0001
28. Гранат	—	—	0,02—0,04	0,03
29. Меланит	—	—	0,0—3,2	0,25
30. Перовскит	—	—	0,001—0,003	0,002
31. Пироклор	ед. зн.	ед. зн.	0,0003—0,007	0,004
32. Гагчеттолит	ед. зн.	ед. зн.	0,0001—0,001	0,0005
33. Эшинит	—	—	0,0002	0,0002
34. Бетафит	0,0001—0,003	0,002	0,0002—0,0008	0,0005
35. Бломстрандин	0,001—0,001	0,0015	0,001—0,003	0,002
36. Эвксенит	0,0005—0,0007	0,0006	—	—
37. Самарскит	ед. зн.	ед. зн.	—	—
38. Виикит	ед. зн.	ед. зн.	—	—
39. Настуран	—	—	0,001	0,001
40. Молибденит	0,0002	0,0002	ед. зн.	ед. зн.
41. Халькопирит	0,001—0,003	0,002	ед. зн.	ед. зн.
42. Пирит	0,001—0,003	0,002	0,0005	0,0005
43. Галенит	ед. зн.	ед. зн.	0,001	0,001
44. Лейкоксен	0,001—0,005	0,003	—	—
Среднее из проб		17	ед. зн.—0,001	ед. зн.
				33

Примечание. Содержание аксессуарных минералов определено в искусственных шлихах из пегматитов путем подсчета зерен во фракциях шлихов с учетом удельного веса с последующим определением весового процента. „Ед. зн.“ означает, что минерал встречен в отдельных пегматитах или присутствует в единичных знаках.

вых пегматитах из поздних замещающих процессов проявлены ранняя и поздняя мусковитизация и альбитизация, а в натриевых—мусковитизация, альбитизация, канкринитизация, содалитизация и цеолитизация. Остановимся на краткой характеристике указанных процессов замещения.

Мусковитизация. Ранняя мусковитизация проявлена интенсивно в группе полевошпатовых пегматитов, в результате чего в пегматитах, залегающих в метаморфических амфиболитовых сланцах, образуется за счет гидролиза микроклина кварц-мусковитовый замещающий комплекс, приуроченный к внутренним зонам жил. В пегматитах же, залегающих среди сиенито-диоритов и щелочных сиенитов или содержащих значительное количество олигоклаза, при мусковитизации образуются «графические» структуры прорастания с микроклином и зоны блокового мусковита в ассоциации с корундом (корунд-мусковитовый замещающий комплекс). Здесь, кроме гидролиза микроклина, происходит замещение мусковитом плагиоклаза (№ 16—21) как пегматита, так и плагиоклаза сиенито-диоритов (№ 38—50) при разрастании его за счет вмещающих пород, в результате чего избыток инертного глинозема выделяется в виде корунда, обычно приуроченного к краевым зонам пегматита. В группе фельдшпатоидных пегматитов ранняя мусковитизация проявляется менее интенсивно и сопровождается лишь альбитизацией и незначительным количеством корунда.

Поздняя мусковитизация более характерна для полевошпатовых пегматитов (сс. Калер, Тегут). Образует локальные участки в центральных частях жил или развивается вдоль их зальбандов, с образованием жильбертитовых полос или желваков.

Альбитизация широко проявлена как в полевошпатовых, так и в фельдшпатоидных пегматитах. Устанавливается два этапа альбитизации. Ранняя представлена мелкозернистым альбитом (№ 6—8) и выполняет промежутки между нефелином и микроклином в среднезернистой и крупнозернистой зонах фельдшпатоидных пегматитов, либо в зоне среднезернистого и друзового микроклин-мусковитового сложения. Альбитизация как ранняя, так и поздняя более интенсивно проявлены в пегматитах, залегающих среди метаморфических сланцев. Поздняя альбитизация в виде сахаровидного альбита (№ 0—4) в составе кварц-альбитового замещающего комплекса приурочена к центральным зонам полевошпатовых пегматитов. В пределах метаморфической толщи нередко нацело замещенные кварц-альбитовым и более ранним кварц-мусковитовым комплексом пегматиты. В пегматитах калерской группы и в некоторых из шванидзорских поздняя альбитизация сопровождается обычно жильбертитом.

В группе фельдшпатоидных пегматитов поздняя альбитизация протекает, как правило, по пегматоидной зоне жил, расширяясь в участках раздувов. В полнодифференцированных разностях пегматитов альбитизация иногда захватывает весь объем пегматита с образованием типичных альбититовых линз и жил (сс. Пхрут, Гюмоац, Калер).

Содалитизация проявлена исключительно в дифференцированных разностях фельдшпатоидных пегматитов. Здесь, помимо раннего густоголубого содалита, встречающегося в графической и пегматоидной зоне, устанавливается и беловато-серый содалит (обычно гидросодалит), локализующийся в зоне замещения и развивающийся по нефелину.

Канкринитизация проявлена слабо, как и содалитизация, в зоне замещения дифференцированных пегматитов. Канкринитизация, развивающаяся обычно по нефелину, сопровождается также либнеритизацией.

Цеолитизация отмечается крайне редко в отдельных разностях фельдшпатоидных пегматитов и, как правило, тесно ассоциирует с кальцитом, образуя своеобразный цеолит-карбонатный замещающий комплекс.

В связи с проявлением указанных выше замещающих комплексов образуются соответствующие ассоциации редкометалльных и аксессуарных минералов, что иллюстрируется парагенетическими диаграммами и таблицей.

Геохимия аксессуарных элементов

В минералах из щелочных пегматитов, как это видно из диаграммы (фиг. 9), принимает участие более 70 элементов, из них Na, K, Al, Si, Ca, Mg, Fe являются главными пегматитообразующими элементами; TR, Y, Nb, Ti, Th, U, Be, Zr, V, F, Cs, Mo, Pb слагают самостоятельные редкие аксессуарные минералы часто в соединении с главными; остальная, преобладающая часть элементов встречается в виде изоморфных, адсорбированных и иных примесей. По комплексу наиболее характерных редких элементов описываемые щелочные пегматиты и, особенно калиевые, близко стоят к гранитным пегматитам. Наибольшим распространением среди редких элементов пегматитов (табл. 5) пользуются те, которые в материнских щелочных сиенитах встречаются в повышенных количествах, а в пегматитах, кроме того, образуют большое число собственных минералов. Указанные геохимические особенности редких элементов группы калиевых и натриевых пегматитов иллюстрируются геохимической диаграммой и таблицей средних содержаний элементов. Ниже приводится краткая геохимическая характеристика и поведение наиболее характерных для щелочных пегматитов аксессуарных элементов.

Литий накапливается преимущественно в калиевых пегматитах (0,03%) и в меньшей степени — в натриевых. Намечается два этапа концентрации лития. В ранний этап литий в виде изоморфной примеси накапливается в микроклинах (0,001—0,003%), биотитах (0,003%), феррогастингсите (0,003%), нефелине (0,001—0,003%), титаномagnetите (0,003%), олигоклазе (0,001%) и др.; в поздний этап — в результате процессов метасоматической мусковитизации и альбитизации. При этом значительного привноса лития не происходит. Высвободившийся из микроклина и биотита литий перераспределяется в мусковитах, канкрините и др. поздних минералах: мусковите (0,01—0,03%), турмалине (0,05%), содалите (0,003%), канкрините (0,01%) и др. редких аксес-

Таблица 5

Средние содержания некоторых редких элементов в щелочных сиенитах, полевошпатовых (калиевых) и фельдшпатовидных (натриевых) пегматитах*

Элементы	Содержание в вес. %			Элементы	Содержание в вес. %		
	щелочные сиениты	калиевые пегматиты	натриевые пегматиты		щелочные сиениты	калиевые пегматиты	натриевые пегматиты
Li	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	Sb	—	—	$0,5 \cdot 10^{-2}$
Be	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	Bi	—	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Rb	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	Ga	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Sr	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	Sn	—	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Ba	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	Zr	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$
Sc	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Hf	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Ti	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	Nb	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$10,0 \cdot 10^{-1}$
V	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	Y	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Cr	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	TR	$9,1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
Mn	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	U	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Th	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Ni	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	B	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	P	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-1}$
Mo	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	S	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	$8,0 \cdot 10^{-1}$
Zn	—	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	F	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-1}$
Pb	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	Cl	$3,0 \cdot 10^{-2}$	—	$5,0 \cdot 10^{-2}$

* По данным химических (Ti, Cu, Mo, Pb, Nb, TR, U, Th, B, P, S, F, Cl), рентгеноспектральных (Zr, Hf, TR), спектральных (Li, Be, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Sb, Bi, Ga, Y) и пламеннофотометрических (Bi, Rb, Cs) анализов.

сориях (0,001—0,01%). В некоторых жилах образуется литиомусковит (0,3—1,0%). Наглядно вырисовывается связь лития с щелочами, бором, бериллием, железом и магнием.

Бериллий в главной своей массе рассеивается в алюмосиликатах пегматитов. Бериллий в ходе развития пегматитового процесса в большей степени накапливается в фельдшпатоидных жилах. В рассеянном состоянии он установлен: в эгирине (0,0003%), феррогастингсита (0,001%), биотите (0,003%), мусковите (0,01%), содалите (0,003%), нефелине (0,0003%), ганите (0,01%), корунде (0,01%), флюорите (0,01%) и в ряде редкоземельных минералов. Кроме того, в полевошпат-мусковитовых пегматитах установлены хризоберилл и гадолинит, а в фельдшпатоидных—хризоберилл в довольно своеобразной ассоциации с мусковитом, корундом, нефелином и содалитом.

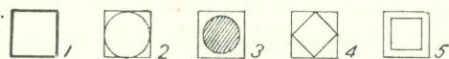
Рубидий являет собой пример элемента, рассеивающегося преимущественно в калиевых минералах. Поэтому и накопление его в группе калиевых пегматитов (0,03%) в десятки раз выше, чем в натриевых (0,001%). Содержание рубидия в калиевых полевых шпатах—0,015—0,02%, в биотитах из фельдшпатоидного пегматита—0,03%, а полевошпатового—0,27%, в мусковитах, соответственно: 0,07% и 0,14%. Максимальной концентрации рубидий достигает в поздние стадии процесса.

Стронций в пегматитах накапливается в меньшей степени,

чем в породах, но в то же время содержание его довольно значительно. Стронций в основном маскируется в Са-содержащих минералах: олигоклаз-андезине (0,03—0,1%), эгирине (0,03—0,1%), роговой обманке (0,1—0,3%), апатите (0,3—1,0%) а в зеленом (1—3%), канкрините, эпидоте, ортите, сфене, меланите, турмалине флюорите (0,03—0,1%) и еще в 15 минералах.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	O	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			
1	H							He	Li	Be	B	C	-	O	F	-	2		
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	-	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	4
5	Cu	Zn	Ga	Ge	As	-	-	Ar	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	-	-	-	-	6
7	Ag	-	-	Sn	Sb	-	-	-	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	-	-	-	8
9	-	-	Tl	Pb	Bi	-	-	Rn	-	Ra	-	Th	-	U	-	-	-	-	10

TR	La	Ce	Pr	Nd	-	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
----	----	----	----	----	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----



Фиг. 9. Геохимическая таблица распространенности элементов в щелочных пегматитах. 1—элементы, встречающиеся в щелочных сиенитах в повышенных содержаниях. Элементы, образующие самостоятельные минералы: 2—в натриевых и 3—в калиевых пегматитах. Элементы, встречающиеся в повышенных концентрациях: 4—в ряде минералов и 5—в отдельных минералах.

Барий, как и стронций, содержится в пегматитах в меньших количествах, чем в сиенитах. При этом калиевые пегматиты в 3 раза богаче барием натриевых. Барий, благодаря кристаллохимической близости с калием, накапливается в калийсодержащих минералах: микроклинах (0,3—1,0%), биотитах (0,01—0,03%), мусковитах (0,1—0,3%), а также в эгирине, феррогастингситах, нефелине, содалите, апатите, гранате, цирконе, ортите, цеолите (0,01—0,03%). Стронций и барий являются характерными элементами пегматитов.

Скандий благодаря своим литофильным свойствам и кристаллохимическому родству с железом и магнием рассеивается в темноцветных минералах пегматитов: в биотите (0,001%) и феррогастингситах (0,003%), причем в основном из фельдшпатоидных пегматитов. Однако в пегматитах, в отличие от щелочных сиенитов, скандий в основном накапливается в редкоземельных и ниобиевых минералах, где он замещает иттербий: в монаците—0,3%, циртолите и малаконе—0,003—0,01%, титанониобатах—0,003—0,01%, редко (в эвксените и фергусоните)—0,03—0,1%, торите, церите, ортите и др.

Элементы группы железа являются малохарактерными элементами пегматитов, за исключением титана. Повышенные содержа-

ния ванадия, никеля, хрома, марганца (0,003—0,01%) устанавливаются в железо-магниевого минералах контаминированных амфиболовых, биотитовых, титаномагнетитовых, турмалиновых разностях пегматитов «линии скрещения». Как видно из таблицы, содержание этих элементов в пегматитах того же порядка, что и в породах. В виде следов они устанавливаются почти во всех аксессуарных минералах.

Титан. Геохимическая роль титана в пегматитовом процессе весьма значительна. Будучи распространенным элементом (0,2—0,3%) пегматитов, он очень близок по своим кристаллохимическим свойствам к ряду весьма редких элементов: Nb, Ta, Zr, TR, W, Sn и др., во многом определяя их геохимическое поведение.

Для щелочных пегматитов титан является характерным элементом, особенно группы фельдшпатоидных пегматитов. Распределение его в отдельных типах фельдшпатоидных пегматитов неоднородное и колеблется в широких пределах (от 0,08 до 1,5%). Титан в том или ином количестве присутствует во всех минералах. В пегматитах, обогащенных титаном (в виде сфена, ильменита, рутила, меланита), ниобий и тантал собственных минералов не образуют. Повышенным содержанием титана в пегматитовом расплав-растворе объясняется отсутствие также собственно танталовых и ниобовотанталовых минералов. Все минералы ниобия представлены титано ниобитами; высоко его содержание также в магнетитах (1—3%), в биотитах, феррогастингите (0,2—0,3%) и др.

Медь и молибден. Интересным в геохимическом отношении является разделение судьбы меди и молибдена. Молибден накапливается преимущественно в калиевых пегматитах, где он входит в решетки микроклина (0,001%), биотита (0,03%), мусковита (0,01—0,03%), альбита (0,003%) и др., а медь—в натриевых, и преимущественно в магнетите (0,01—0,03%), биотите (0,01—0,03%), феррогастингите (0,003%), турмалине (0,01%), меланите и в содержании (0,001%) в алюмосиликатах и (0,003—0,01%) во всех аксессуарных минералах. При проявлении замещающих гидротермальных процессов образуют редкие—халькопирит и молибденит.

Свинец и цинк. В группе калиевых пегматитов концентрация свинца в 10 раз выше, чем в материнских породах и связан он здесь с калиевыми минералами: микроклином (0,003—0,01%), мусковитом (0,003%), биотитом (0,01—0,03%) и др. Помимо рассеянного, в калиевых минералах свинца заметную роль играет радиогенный свинец, присутствующий во всех уран-торийсодержащих минералах (0,03—0,1 до 0,3—1,0%) и галенит—в замещенных типах пегматитов.

Цинк, как и следовало ожидать, концентрируется в железо-магневых силикатах (0,01%) и в магнетите (0,01—0,03%) и редко образует в пегматитах «линии скрещения» ганит.

Сурьма и висмут. Спектроскопически Sb и В; устанавливаются в дифференцированных сложнзамещенных пегматитах и связаны главным образом с титано-ниобиевыми и редкоземельными минералами. Сурьма в виде адсорбированной примеси, а висмут также в виде висмут-микролитовой молекулы входят в состав сложных титано-ниобатов. Со-

держание сурьмы достигает 0,03—0,3%, а висмута—0,003—0,03%, редко 0,3% (в фергусоните). В тяжелых фракциях шлихов всегда присутствует 0,003—0,01% висмута и 0,01% сурьмы.

Галлий ведет себя как типичный рассеянный элемент, тесно связанный с алюминием и отчасти—с трехвалентным железом. Галлий преимущественно накапливается в группе фельдшпатоидных канкринитовых, содалитовых и нефелиновых разностях (0,01%, редко 0,03—0,06%). Спектральным анализом галлий обнаружен в более чем 35 минералах: нефелине (0,003—0,01%), содалите (0,003—0,01%), мусковите (0,1—0,3%), биотите (0,01—0,03%) феррогастингсита (0,01%), калишпате (0,001—0,003%); максимальные концентрации обнаружены в корунде (0,3%), шпинели (0,1%), ганите (0,3%), хризоберилле (0,03—0,1%), магнетите (0,03%) и в целом ряде акцессорных минералов.

Германий. Редко содержание германия в щелочных пегматитах достигает 0,001%. В виде изоморфной примеси германий концентрируется в алюмосиликатах. Часто встречается в акцессорных минералах щелочных пегматитов: сфене (0,001%), ортите, титаномагнетите (0,001%), хризоберилле (0,003%), гадолините, вииките, роуландите, меланите и церите (0,003%).

Олово и вольфрам являются геохимически нехарактерными элементами пегматитов. Вольфрам отмечался редко в сфене и циртолите (0,01%). Олово, более тесно связанное с титаном и ниобием, почти всегда отмечается в титановых и ниобиевых минералах в содержаниях—0,003—0,01% в биотите и мусковите (0,001—0,003%), а также в цирконах, хризоберилле, перовските (0,001—0,003%). Характерно преимущественное накопление в пегматитах и минералах калиевой группы.

Цирконий и гафний в ходе развития пегматитового процесса, несмотря на исключительно тесную кристаллохимическую связь, ведут себя несколько различно. В процессе формирования ранних калиевых пегматитов накопление Hf, по сравнению с цирконием, происходит в большей степени, чем в поздних натриевых. В то же время и в тех, и в других поздние генерации циркона циртолитового типа всегда обогащены гафнием. Так, в розовом цирконе из фельдшпатоидного пегматита содержится 0,80% HfO₂, в бесцветном цирконе из мусковитовых пегматитов—1,61%, а в циртолите—2,55% HfO₂. Соответственно отношение Zr/Hf в них—86, 38 и 25. Содержание циркония и гафния в пегматитах сильно варьирует, однако в среднем натриевые более обогащены им, чем калиевые: отношения Zr и Hf соответственно 80 и 50. Такое поведение Zr и Hf обусловлено, как это полагают Э. Е. Вайнштейн и А. И. Тугаринов (1958), более низкой подвижностью комплексных соединений гафния по сравнению с цирконием в резко щелочной среде, причем с высокой концентрацией калия подвижность соединений гафния возрастает в большей степени, чем циркония. Цирконий при недостатке кремнезема в фельдшпатоидных пегматитах образует бадделейт. В пегматитах цирконий образует циркон, циртолит и бадделейт, а также рассеивается в эгирине (0,01—0,03%), феррогастингсита (0,01%), биотите (0,03%), меланите (0,3—1,0%), титано-ниобатах и др.

Ниобий и тантал в щелочных пегматитах распределены неравномерно. Фельдшпатоидные натриевые пегматиты обогащены ниобием в большей степени, чем танталом. Последний более характерен для калиевых пегматитов. Возрастание концентрации ниобия в пегматитах, по сравнению с щелочными сиенитами, в 6—10 раз приводит к образованию 10 титано-тантало-ниобатов. Причем калиевые и натриевые пегматиты характеризуются своей особенной ассоциацией титано-тантало-ниобатов; первые—эвксенитом, самарскитом, блонстриандитом, приоритом, фергусонитом, а вторые—первоскитом, пирохлором, гатчеттолитом, бетафитом, ильменорутилом, эшинитом и виикитом. Таким образом, в калиевых концентрируются иттрий-урановые титано-ниобаты с значительной примесью тантала, а в натриевых—цериево-ториевые с незначительной ролью тантала. В этих минералах содержание Nb_2O_5 —10—50%, Ta_2O_5 —0—30%. Ниобий, кроме того, рассеивается еще в 20 минералах: биотите (0,03%), мусковите (0,01%), роговой обманке (0,01%), ильмените, сфене (0,1—0,3%), рутиле и анатазе (0,3—1,0%), циртолите, малаконе (0,03—0,1%), меланите (0,01—0,03%), ортите (0,01%), ксенотиме, иттриалите (0,03—0,1%). Тантал, помимо участия в составе ниобатов в виде примеси, установлен в рутиле (0,03%), сфене (0,03—0,1%), ильмените (0,01%) и др.

Иттрий более характерен для группы полевошпатовых пегматитов, где его концентрация в 3 раза выше, чем в фельдшпатоидных. Для щелочных сиенитов и пегматитов плутона характерно заметно повышенное содержание иттрия. Последний встречается как в рассеянном состоянии, так и в виде собственных минералов: ксенотима, гадолинита, редко иттриалита (в полевошпатовых пегматитах) и иттрийсодержащих титано-тантало-ниобатов (от 10 до 30% иттрия). Главная масса иттрия, находящегося в рассеянном состоянии, в фельдшпатоидных пегматитах приурочена к сфену, флюориту, ортиту и апатиту, а в полевошпатовых—к циртолиту, ториту, цериту, роуландиту, эвксениту, фергусониту и ксенотиму. Спектральным анализом иттрий установлен в сфене (1—2,0%), ортите (0,1—0,3%), монаците (0,3—1,0%), апатите (0,03—0,1%), меланите (0,1—0,3%), торите (0,3—1,0%), церите-роуландите (0,3—1,0%), флюорите (0,3—1,0%), бадделеите (0,003%), а также в виде следов в биотите, мусковите, микроклине, уранините, эпидоте и др.

Редкие земли являются наиболее характерными редкими элементами щелочных пегматитов. Концентрация TR по сравнению с сиенитами в калиевых достигает 1,5, а в натриевых более 2,5 раз (табл. 5). Редкоземельные минералы являются наиболее распространенными; среди последних можно выделить две группы: а) ортит и монацит и б) церит, лантанит и роуландит. Первая группа связана с ранними этапами концентрации редких земель, вторая—с поздними. При этом в ранних этапах значительная роль принадлежит цериевой подгруппе, а в поздних—иттриевой. Указанная закономерность разделения редких земель характерна и для поздних генераций сфенов, апатитов, ортитов, цирконов и т. д. В ходе развития пегматитового процесса, благодаря различной подвижности комплексных соединений TR, в калиевых про-

исходит преимущественное накопление иттриевой подгруппы, а в натриевых—цериевой подгруппы. Значительная масса редких земель связана с титано-тантало-ниобатами. Причем резко селективно-иттриевые (фергусонит, эвксенит, самарскит) и частью комплексные (бетафит, блонстрандин и виикит) более характерны для калиевых пегматитов, а селективно цериевые (пирихлор, гатчеттолит, эшинит)—для натриевых пегматитов. В виде примеси редкие земли в основном цериевой подгруппы отмечены в сфенах (1—2%), цирконах (0,1—0,3), ортите (21,0%), сфенах (1,0%), апатитах (0,43%), биотите (0,003%), мусковите (0,001%), эпидоте (0,3%), корунде, хризоберилле, бадделеите (0,1%), гадолините (1—3%), циртолите (0,3—1,0%), меланите (0,3%), турмалине (0,1%), нефелине, содалите, плагиоклазе (0,001%) и др.

В составе редкоземельных элементов преобладают Ce и La, далее идут Nd, Gd и в обычном порядке остальные редкоземельные элементы. В ходе развития пегматитового процесса как в группе полевошпатовых, так и фельдшпатоидных прогрессивно возрастают редкие земли иттриевой подгруппы.

Торий и уран, наряду с редкими землями, являются характерными элементами пегматитов. Калиевые пегматиты обогащаются ураном в большей степени, чем торием. Отношение Th/U—в щелочных сиенитах 4,5, в калиевых—1,0, а в натриевых пегматитах—2,5. А концентрация урана в щелочных пегматитах по сравнению с породами возрастает в 4—5 раза, а тория—в 1,5—2 раза (табл. 5). Уран и торий в виде примеси установлены почти во всех исследованных минералах: торий рассеян в микроклине (0,003%), нефелине (0,005%), содалите (0,004%), мусковите (0,022%), биотите (0,006%), турмалине (0,003%), эпидоте (0,006%), кальците (0,016%). Кроме того, образует собственные минералы: торит, ураноторианит, торрианит и бреггерит. Из аксессуаров, где установлен торий, отметим сфен (0,1—0,2%), апатит (0,05%), циркон (0,03—0,1%), ортит (1—2%), монацит (10,0%), ксенотим (5,0%), малакон (3,0%), танталониобаты (3—10%), церит, иттриалит, роуландит (5—10%). Уран образует уранинит, бреггерит и урано-иттриевые ниобаты в калиевых пегматитах, а в натриевых входит в состав ториевых редкоземельных и ниобиевых минералов. В рассеянном состоянии уран установлен в микроклине, нефелине, содалите, мусковите, альбите (0,0003—0,0005%), турмалине, феррогастингсита (0,0002%), кальците (0,007%), сфене (0,01—0,03%), апатите (0,003—0,01%), цирконе (0,03—0,1%), циртолите (0,3—1,0%), меланите (0,003%), торите (1—3%), титанониобатах (3—5%) и в ряде других.

Уран и торий в указанных минералах имеют несколько форм нахождения, но главная роль принадлежит изоморфной. В ходе развития пегматитового процесса и минералообразования наблюдается общность в поведении урана и иттрия (TRY) с одной стороны и тория и редких земель (TRCe)—с другой.

Бор весьма характерный элемент группы магматических эманаций в пегматитах. Он одинаково широко в виде турмалина распространен в калиевых и натриевых пегматитах. В геохимическом отношении

довольно необычной представляется ассоциация шерла с содалитом, нефелином и флюоритом.

Фтор в виде флюорита и фторапатита широко распространен в щелочных и, особенно, в натриевых пегматитах. Содержание его достигает 0,6%.

Хлор накапливается в натриевом конце пегматитового процесса, когда образуются, особенно в замещенных пегматитах, содалит, канкринит и зеленый хлорапатит.

Фосфор является ведущим среди летучих компонентов пегматитов, в отдельных разностях которых содержание его достигает 0,5—1,0%. Входит в состав апатита, монацита, ксенотима, циртолита и др.

Сера, как и другие летучие компоненты, более характерна для фельдшпатоидных пегматитов. Входит в состав распространенных содалита и канкринита.

Минералого-геохимические особенности щелочных пегматитов

Выше отмечались особенности минерального состава и распределение редких акцессорных элементов в минералах, суммированных в табл. 6. Сравнение мегринских щелочных пегматитов с известными пегматитовыми полями других тектоно-магматических зон (Вишневых гор, Ловозера, Хибин, Памбак) указывает на ряд специфических черт, обусловленных местными условиями образования щелочных пород и связанных с ними пегматитов:

1. Четко выделяются две серии (фазы) пегматитовых образований: ранние калиевые безнефелиновые полевошпатовые и поздние, натриевые фельдшпатоидно-полевошпатовые.

2. По сравнению со щелочными сиенитами, ранние калиевые пегматиты резко обеднены нефелином, а поздние натриевые—обогащены им.

3. Процессы гибридности, результатом которых являются щелочные сиениты, наследуются связанными с ними пегматитами, что выражается в широком развитии сфена, роговой обманки, магнетита, эгирина, олигоклаз-андезина, турмалина, меланита и др.

4. О явлениях гибридизированности нефелинсиенитовой магмы фельдшпатоидных пегматитов свидетельствуют высокие содержания Fe, Ti, Mg, Ca и необычные парагенетические ассоциации минералов: турмалина с нефелином и содалитом, хризоберилла с нефелином, урановых минералов с нефелином и др.

5. Ранние калиполевошпат-мусковитовые (калиевые) пегматиты характеризуются иттриево-ураново-нисбатанталовой минерализацией с подчиненной ролью редкоземельно-ториевой и редкометалльно-рудной (табл. 6).

6. Поздние фельдшпатоидные (натриевые) пегматиты характеризуются редкоземельно-ториево-титанониобиевой, циркониево-бериллиевой и галогенно-боровой минерализацией (табл. 6).

7. Минералого-геохимические особенности щелочных сиенитов наследуются щелочными пегматитами и особенно натриевыми пегматита-

Таблица 6

Распределение ассоциаций главных, второстепенных и акцессорных минералов
в щелочных пегматитах Мегринского плутона

Минералы	Группы пегматитов		
	ранние, калиевые полевошпатовые, полевошпат-мусковитовые пегматиты	поздние, натриевые полевошпатово-фельдшпатоидные пегматиты	
Главные пегматитообразующие минералы	Микроклин, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), амфибол, биотит	Калинзтровый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз-олигоклаз-андезин), биотит, нефелин, содалит, канкринит, эгирин, феррогастингсит, меланит	
Минералы поздних наложенных замещающих комплексов	Альбит, мусковит, кварц, корунд	Альбит, мусковит, содалит, канкринит, шабазит, натролит, карбонат	
Акцессорные минералы	Минералы Th и U	Торит, торизанит, уранит (бреггерит)	Торит, торизанит, ураноторианит
	Минералы Nb, Ti и Ta	Эвксенит, самарскит, фергусонит, блонстрандин-приорит	Пирохлор, гатчеттолит, бетафит, ильменорутил, блонстрандин-приорит, эшинит, виикит
	Минералы Y и TR	Монацит, ортит, итриалит, церит, ксенохим, гадолинит	Монацит, ортит, церит, роуландит, лантанит
	Минералы Zr	Циртолит, малакон, циркон	Циркон, малакон, бадделейт
	Минералы Be	Гадолинит	Хризоберилл
	Минералы Pb, Cu, Zn, Mo	Халькопирит, молибденит, ганиг	Халькопирит, галенит
	Минералы Fe и Ti	Магнетит, сфен, титано-магнетит, пирит, лейкоксен	Сфен, титано-магнетит, перовскит, магнетит, ильменит, анатаз, лейкоксен
Минералы F, B, P, Cl, S	Турмалин, фторапатит, флюорит	Флюорит, турмалин, хлорапатит, содалит, канкринит	
Второстепенные минералы	Лимонит, шпинель, жильбертит, эпидот, кальцит	Малахит, эпидот, корунд, шпинель, кальцит	

ми, выражающиеся в повышенном содержании Ti, Nb, TR, Y, U, Th, Ba, Sr, Zr, Mo.

8. По совокупности структурно-минералогических и редкоэлемент-

ных особенностей пегматиты полевошпатовой группы близки к гранитным пегматитам «линии скрещения», а пегматиты фельдшпатоидной группы к промежуточным типам между гранитными и пегматитами основных пород.

Генезис щелочных пегматитов

Как показали исследования, в результате ассимиляции известняков и порфиритов и последующих процессов дифференциации (главным образом эманационного типа) в различных частях гибридной «монцитовой» магмы образовались локальные участки вторичной щелочной магмы, дальнейшая эволюция которых привела к обособлению крупных очагов пегматитового расплава. Ранние порции расплав-растворов характеризовались калиевым характером ($K_2O \gg Na_2O$) и были обогащены Y, U, Nb, Ta, Be, Th и др. В результате образовались безнефелиновые полевошпатовые пегматиты.

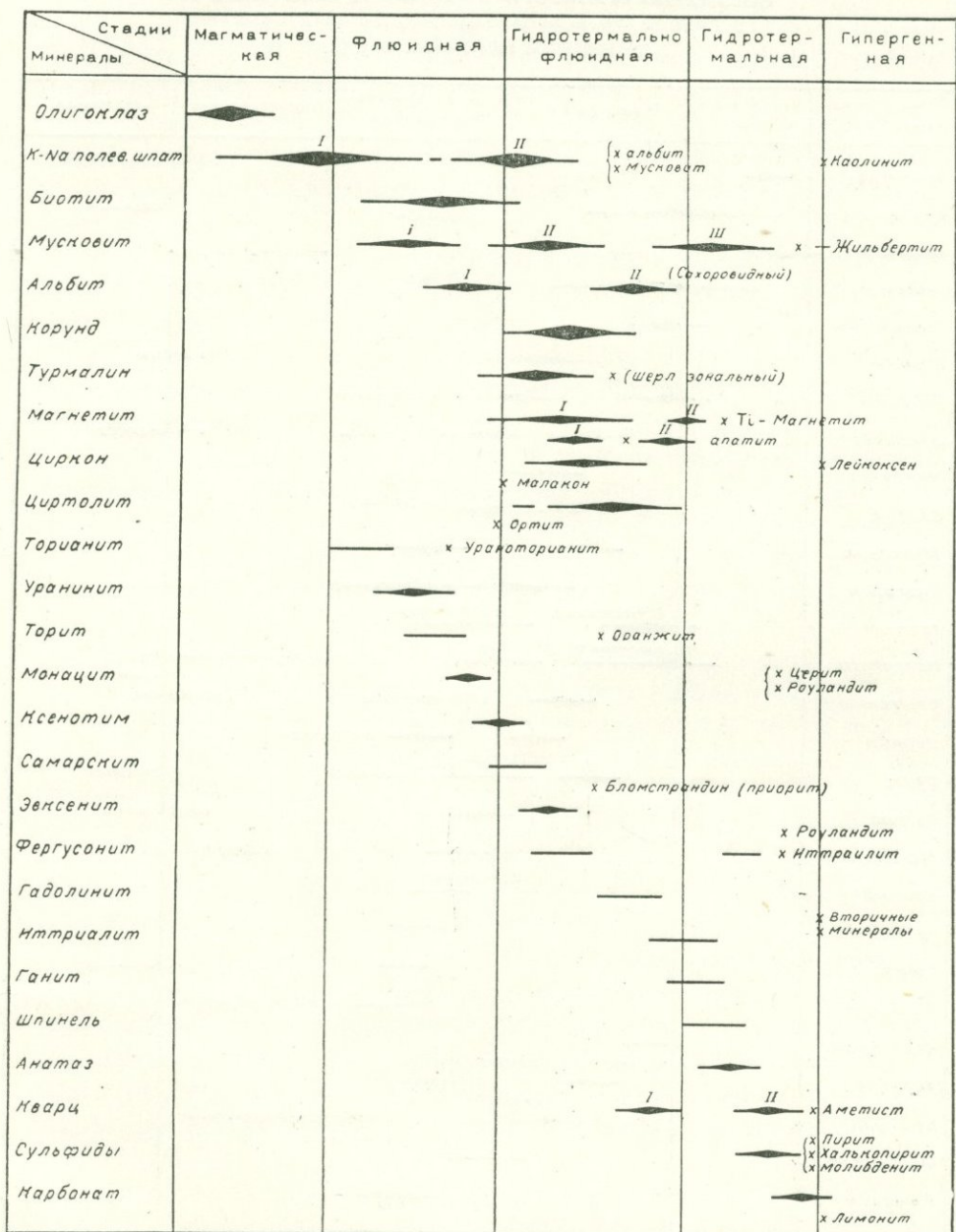
На ранних стадиях пегматитового процесса, как это видно из диаграммы 10, образуются зоны мелко- и среднезернистого пегматита, сложенного микроклином. В дальнейшем, в результате K-метасоматоза намечается разрастание маломощных пегматитов за счет вмещающих сиенитов и сиенито-диоритов. Вслед за этим начинается поздний калиевый этап, обуславливающий перекристаллизацию среднезернистого пегматита, с образованием «графических» структур срастания микроклина с треугольно-тетраэдрическими выделениями мусковита. Дальнейший гидролиз микроклина приводит к образованию мономинеральных блоков мусковита во внутренних частях жил. В эту стадию происходит дальнейшее разрастание пегматита за счет сиенито-диоритов, причем процесс мусковитизации захватывает и основные плагиоклазы пород, что приводит к выделению высвободившегося инертного глинозема в виде корунда. Вслед за мусковитовым замещением протекает процесс альбитизации, который сопровождается выделением кварца, тантало-ниобиевых, уранотриевых и бериллиевых минералов.

В гидротермальной стадии протекают процессы жильбертитизации и образуется мелкоагрегатный мусковит как в теле пегматита, так и во вмещающих породах. В конце гидротермальной стадии образуются сульфиды, иттриалит, оранжит, аметист, карбонаты и др.

Несколько позже происходит внедрение расплав-растворов, имеющих существенно натриевый характер ($Na_2O \gg K_2O$) и обогащенных TR, Th, Ti, Nb, B, Cl, F, S и др. При этом образуются полевошпат-нефелиновые (содалитовые) пегматиты. В зависимости от объема внедрившегося расплава происходит процесс его перераспределения и дифференциации.

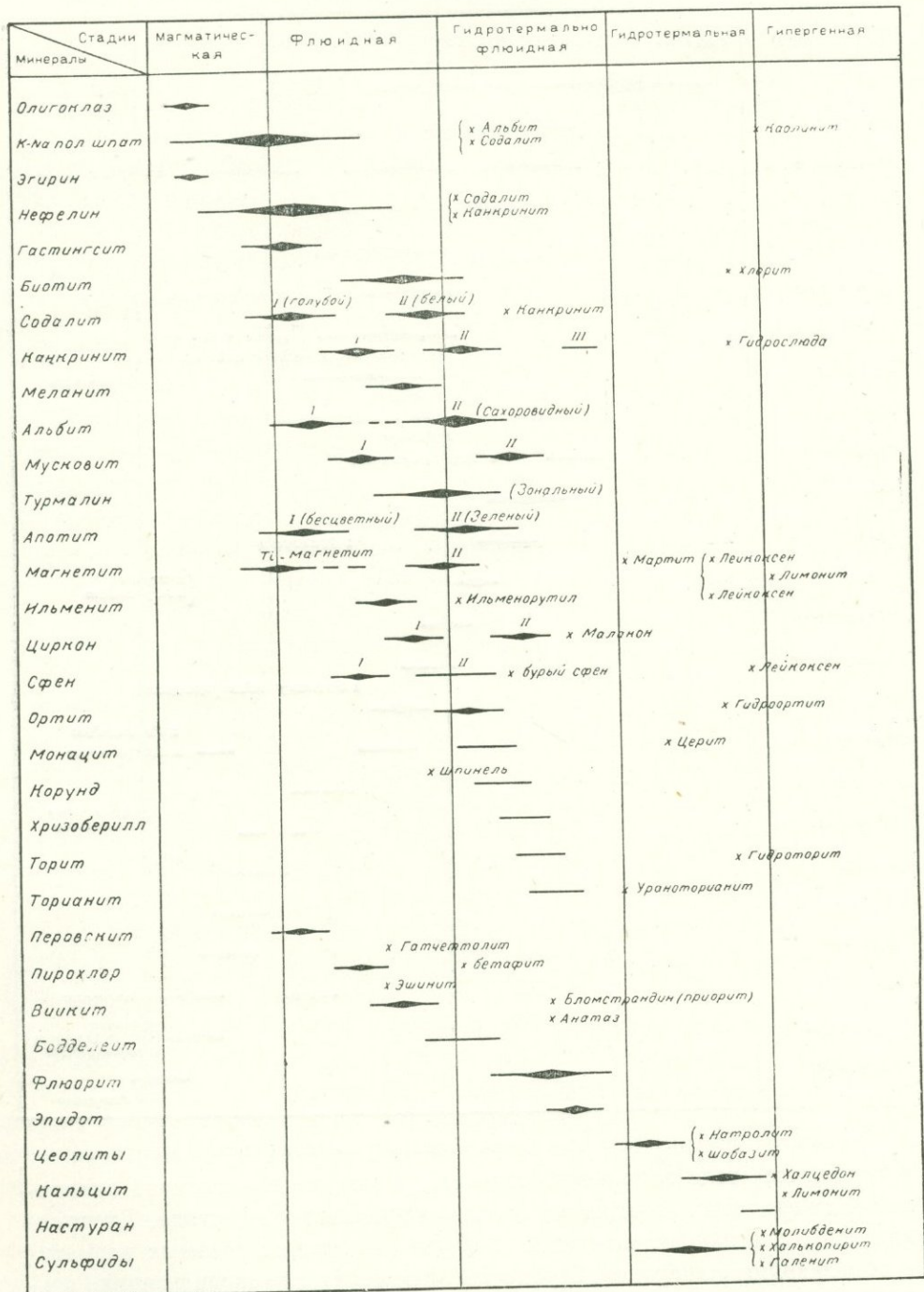
При внедрении небольших объемов пегматитового расплава образуются маломощные слабозональные равномерно (мелко—средне) зернистые полевошпат-фельдшпатоидные пегматиты. При внедрении более значительных масс расплава образуются пегматитовые (жилообразные

СХЕМА
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ
В ПОЛЕВОШПАТ-МУСКОВИТОВЫХ ЖИЛАХ ШЕЛОЧНЫХ ФАЦИЙ



Фиг. 10. Парагенетическая диаграмма калиевых полевошпатовых пегматитов. и трубчатые) тела зонального строения, с хорошо выраженной аплитовой и графической зонами микроклин-нефелинового состава. Внутренние зоны слагают пегматоидно-блоковые выделения главных пегматообразующих минералов. Процессы замещения (мусковитизация, альбитизация, содалитизация и др.) приурочены к центральной пегматоид-

С Х Е М А
последовательности выделения минералов
в группе фельдшпатоидно-полевошпатовых
пегматитов щелочных фаций



Фиг. 11. Парагенетическая диаграмма натриевых фельдшпатоидных пегматитов.

ной зоне. Ассоциируемые в фельдшпатоидных пегматитах цветные составные компоненты: феррогастингсит, меланит, эгирин, биотит, турмалин и титаномagnetит проявляются, как правило, отдельно. Это обусловлено соотношением $\text{FeO} : \text{MgO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ и присутствием CaO , TiO_2 , MgO , B_2O_3 и др. В формировании фельдшпатоидных щелочных пегматитов выделяются четыре стадии (фиг. 11).

I. Магматически флюидная. В эту стадию идет образование зоны равномернозернистого нефелин-полевошпатового пегматита и образование графической микроклин-нефелиновой зоны, а также цветных компонентов.

II. В флюидную стадию выделяется главная масса микроклина, нефелина-I, содалита-I, частью биотита, некоторые редкие и редкоземельные минералы и образуется пегматоидно-блоковая зона.

III. Флюидно-гидротермальная стадия характеризуется выделением главной массы микроклина-II, содалита-II, канкринита, мусковита, альбита, титанониобиевых, радиоактивно-редкоземельных и др. минералов.

IV. В гидротермальную стадию протекают сложные сравнительно низкотемпературные процессы замещения; образуются жильбертит, цеолиты, кальцит, кварц, сульфиды и вторичные редкоземельные минералы.

Гипергенная стадия во всех пегматитах проявлена слабо и выражена в образовании вторичных редкоземельных и радиоактивных минералов.

Изучение строения, распределения редкометальной минерализации, поздних замещающих комплексов и поведения редких элементов позволяют утверждать, что щелочные пегматиты возникли путем непосредственной кристаллизации остаточного расплава-раствора (из локальных неглубокозалегающих камер)—как результат глубокозашедших процессов эманационной дифференциации—и последующего развития, собственно метасоматических процессов, главными из которых являются ранний и поздний калиевые и натриевые этапы (А. Е. Ферсман, 1940; К. А. Власов, 1961; А. И. Гинзбург, 1958 и др.).

Минералого-геохимические особенности щелочных сиенитов, ранних калиевых и поздних натриевых пегматитов говорят, возможно, о разобщенности их очагов и даже существовании множества небольших очагов пегматитового расплава, однако общий закономерный ход дифференциации и кристаллизации щелочной магмы происходит на ранних этапах при повышенной активности калия, а на поздних—натрия.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
- Арапов Ю. А., Зорабян В. С. О нефелиновых и щелочных сиенитах восточной части Мегринского района. «Изв. Арм. ФАН СССР», № 8, 1942.
- Багдасаров Э. А. Щелочные пегматиты Африканды. ЗВМО, вып. 3, 1959.
- Багдасарян Г. П. Щелочные пегматиты Центральной Армении. «ДАН Арм. ССР», № 4, 1954.
- Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований «пегматитов» Хибинского щелочного массива. «Тр. ИМГРЭ», вып. 1, 1957.

- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И. Пегматиты Ловозерского щелочного массива. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 18, 1939.
- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. В кн. «Минералогия и генезис пегматитов», 1960.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд. АН СССР, 1962.
- Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин. «Сов. геол.», № 1, 1961.
- Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-геогр., № 5, 1959.
- Меликсетян Б. М. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегринского плутона. Зап. Арм. отд. ВМО, № 2, 1962.
- Меликсетян Б. М. О находке хризоберилла в щелочных пегматитах Мегринского плутона Зап. Арм. отд. ВМО, № 2, 1962.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель-циркония и гафния в изверженных породах. Сбор. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд. АН СССР, 1959.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. АН СССР, 1940.

Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ РАЧИ

(Геологический институт АН Груз. ССР)

Почти до конца тридцатых годов текущего столетия петрографическим изучением кристаллических пород южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи никто не занимался. Из имевшихся к тому времени работ общегеологического характера, относительно более интересными в петрографическом отношении являются работы Г. М. Смирнова [10], Л. К. Конюшевского [6] и И. Г. Кузнецова [7, 8, 9]. Поэтому правы авторы монографии «Петрография Грузии» Д. С. Белянкин и В. П. Петров, отметившие, что «граниты и прочие кристаллические породы, выходящие на Главном хребте в истоках рек Чвешура, Чанчахи и их северных притоков, не были до сих пор предметом специальных исследований» (I, стр. 174).

Специальное петрографическое исследование указанного района впервые нами было предпринято в 1936—1938 годах [11, 12, 4], в результате чего в палеозойских гранитоидах Верхней Рачи мы выделили порфировидные и равномернозернистые разновидности. Помимо них, наше внимание привлекли своеобразные кварцевые диориты темно-серого цвета, образующие участки неправильной формы в гранитоидах. Было замечено, что вследствие обогащения гранитоидным материалом в этих породах происходит убывание темноцветных минералов и увеличение размера зерен.

В связи с проводимыми в 1960—1961 годах исследованиями древних кристаллических пород южного склона Большого Кавказа петрологическим отделом Геологического института АН Грузинской ССР, нам довелось обработать материал по палеозойским гранитоидам, развитым в Верхней Раче в районе ледников Чанчахи, Тбилиса, Молиса и Ноцарула. Гранитоиды в большей своей части представлены довольно крупнозернистыми неоднородными породами, имеющими равномернозернистую и порфировидную структуры и гнейсовидную текстуру.

Неоднородный состав гранитоидов обусловлен главным образом переменным составом калишпата и цветных минералов; из последних преобладают роговая обманка и биотит. Неоднородность вызвана также наличием большого количества слабо гранитизированных участков (ксенолитов) различных вмещающих материнских пород. Их определение порой становится возможным на основании минерального состава и реликтовых структур. Среди развитых здесь пород встречаются полосчатые соссюритовые породы, порфириновые породы, измененные габброиды и гранитоиды.

Полосчатые соссюритовые породы

Полосчатость этих пород обусловлена чередованием зеленых, зеленовато-серых и бесцветных полос, возникших вследствие инъекции кварца. Среди полос относительно слабо измененными являются зеленовато-серые соссюритовые полосы, представляющие собой преобразованный материал исходных пород, возможно, вулканогенно-осадочного происхождения. В них, в начальной стадии изменения, кварц не наблюдается или наблюдается в незначительном количестве. В мутных, непрозрачных полосах намечаются просвечивающие образования, состоящие из актинолита и плагиоклаза, указывающие на начало преобразовательного процесса.

По мере возрастания инъецированного кварца полосчатость приобретает все большую четкость, происходит индивидуализация новообразованных минералов—плагиоклаза и роговой обманки, которые начинают играть роль порфиробластов.

В некоторых преобразованных породах инъецированный кварц не наблюдается; в осветленных участках начинают вырисовываться контуры плагиоклаза, появляется совершенно бесцветный хлорит и апатит. Сфен и остатки соссюрита содержатся в небольшом количестве. При сильном пропитывании породы кварцем, за счет соссюритового вещества появляется только серицит и единичные зерна сфена; остатки соссюритового вещества начинают просвечивать более интенсивно.

Инъецированный кварц обычно мелкозернистый, редко он образует сплошные участки и крупные зерна, вокруг которых располагается его мелкозернистый агрегат. Порой так же ведет себя плагиоклаз, зачаточные зерна которого постепенно приобретают правильные очертания или образуют сплошные участки. Роговая обманка имеет тенденцию к приобретению кристаллографических очертаний и к увеличению размера.

Хлорит особенно интенсивно выделяется в одной из начальных стадий преобразования исходной породы. Тогда же, по-видимому, образуются минералы группы эпидота и кальцит. В породах, содержащих хлорит, встречаются остатки роговой обманки. Некоторые рассматриваемые породы из цветных минералов содержат только хлорит, который всегда сильно загрязнен либо рудным минералом, либо соссюритовым веществом.

После хлорита появляется калишпат тэ в виде оторочек вокруг пла-

гиоклаза, то в виде мелких самостоятельных зерен или в массе такого же мелкозернистого кварца и, наконец, в виде жилок, секущих все минералы породы. Величина зерен калишпата постепенно увеличивается, у него появляется решетчатое строение. В результате описанного выше процесса порода приобретает кварцево-диоритовый состав. Однако упорядочения минерального состава и структуры пока не происходит, преобразовательный процесс все еще продолжается.

Выделение акцессорных минералов связано с преобразовательным процессом. В самой начальной стадии появляется сфен с ясным плеохроизмом, характерным для сфена гибридных пород, обнаруживающий кристаллографические очертания. В дальнейшем количественная роль названного минерала уменьшается. Затем выпадает рудный минерал, который долго остается в качестве ведущего акцессорного минерала и, наконец, апатит, выпадающий в большом количестве в стадии интенсивного окварцевания и перед кристаллизацией калишпата, и в период интенсивной альбитизации плагиоклаза; он часто расположен цепочками вдоль кварцевых инъекций. Циркон, который в описанных породах присутствует спорадически, появляется вместе с калишпатом или в интервале выделений хлорита и калишпата.

Выделение минералов группы эпидота и кальцита в одних случаях происходит в начале преобразовательного процесса, в период интенсивного окварцевания, в других—на его конечной стадии.

Образованные на разных стадиях минералы группы эпидота отличаются как своим агрегатным состоянием, так и иногда минеральным составом. В начальной стадии образуется цоизит, а в конечной—эпидот и клиноцоизит.

По своему химическому составу полосчатые соссюритовые породы отвечают среднему составу основных пород типа диабазов и порфиритов по Дэли, с некоторым повышенным содержанием SiO_2 и CaO . Повышенное содержание первого из них вызвано наличием привнесенного кварца, а высокий состав CaO обусловлен содержанием в породе соссюрита.

В породах, где количество кварцевых инъекций большое и наблюдаются зачатки плагиоклаза, содержание SiO_2 и Na_2O относительно высокое, а CaO —низкое. Значительно уменьшается содержание MgO .

В химическом составе тех пород, в которых в результате метасоматического процесса возникли почти полностью плагиоклазовые породы с примесью хлорита и серицита, наблюдается высокое содержание SiO_2 и Na_2O и низкое— CaO , MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

Привнесенный натрий, вступая в реакцию с SiO_2 , CaO и Al_2O_3 , образует плагиоклаз среднего состава; избыток CaO , MgO и железа из породы выносятся.

Интенсивный привнос кремния, видимо, обычно сопровождается привносом натрия. Однако бывают случаи, когда привносится только кремний, в результате чего выделяется большое количество кварца.

Дальнейшее изменение исходных пород ведет к образованию пород, в которых полосчатая текстура полностью утрачена и они похожи на

магматические интрузивные породы. Эта стадия метасоматоза в данном случае является конечной.

Исходя из минерального и химического состава данных пород, а также структуры, они большей частью представлены кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами.

По числам П. Ниггли, полосчатые сосюритовые породы попадают в VI сечение развернутого тетраэдра, т. е. в полосу изверженных пород.

Измененные порфириновые породы

Эти породы в подавляющем большинстве случаев представлены неоднородными шлироподобными образованиями, что вызвано новообразованной роговой обманкой, преимущественно актинолитом, который вместе с плагиоклазом образует шлиры и полосы. Последние располагаются в контакте с вмещающим гранитоидом и похожи на жилки. В состав шлир, наряду с роговой обманкой, входит также новообразованный совершенно свежий беспорядочно распределенный плагиоклаз. Любопытно отметить, что названные минералы встречаются и в гранитоидах.

Относительно слабо измененные порфириновые породы имеют ясно выраженную порфириновую структуру с гиалопилитовой основной массой, стекло которой раскристаллизовано и образована мутная, просвечивающая землистая масса.

Изменение этих пород проявляется в нарушении структуры и минерального состава, выразившихся в образовании кварца, плагиоклаза и актинолита, представляющих собой продукты взаимодействия привнесенного вещества с минералами-«хозяевами».

В участках, сильно загрязненных материалом исходных пород, плагиоклаз в большом количестве содержит сосюритовое вещество, возникшее в результате раскристаллизации стекла основной массы порфиритов.

К полосам роговой обманки приурочены акцессорные минералы. Это особенно касается крупнозернистого низкотемпературного апатита и частично сфена. Эти минералы, по-видимому, возникли в результате одного и того же процесса.

Измененные габброиды

Из рассматриваемых пород менее измененными являются роговообманковые габбро. В них реликтовая габбровая структура почти полностью сохранена. Некоторое отклонение от этой структуры вызывает кучное расположение лучистой роговой обманки.

В состав роговообманковых габбро входят в разной степени сосюритизированный и пренитизированный плагиоклаз и роговая обманка ($cNg=12-20$, $-2v=68-85$, $Ng-Np=0,015-0,024$); редко наблюдается хлорит и еще реже цоизит. Акцессории—сфен, апатит и рудный минерал.

Плагиоклаз, в присутствии в породе значительного количества привнесенного кварца не всегда подвергается изменению.

Появление одних аксессуариев или исчезновение других тесно связано с привнесенным веществом. Например, в окварцованных габбро увеличивается количество апатита и рудного минерала. Частично это распространяется и на циркон, особенно в породах, богатых биотитом. Сфен в связи с указанным процессом уменьшается.

В начальной стадии окварцевания кварц в этих породах располагается в интерстициях между плагиоклазами в виде единого ксеноморфного зерна. Причем контуры его гладкие. Нарастание процесса окварцевания выявляется в увеличении не только количества, но и величины его зерен. В данном случае контуры между кварцем и плагиоклазом становятся несколько зазубренными; края последнего минерала подвергаются деанортитизации. В результате этих процессов минеральный состав в целом остается без изменения, однако сильно нарушается структура исходной породы, с возникновением гипидиоморфной структуры.

В некоторых случаях между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки располагается кварц в виде агрегата мелких зерен, в результате чего возникает порфиroidная структура, где роль порфиroidных вкрапленников играют плагиоклаз и роговая обманка.

Следующая стадия преобразования заключается в появлении небольшого количества часто пертитового калишпата, который подобно кварцу располагается в интерстициях между кристаллами плагиоклаза. Иногда он вместе с кварцем или самостоятельно образует жилки. Имеются также разности пород рассматриваемого типа, где калишпат встречается в виде крупных зерен. В них в небольшом количестве появляется биотит и возрастает количество аксессуариев, особенно апатита и циркона. В этих породах главным цветным минералом является хлорит, а роговая обманка содержится в малом количестве. Общий минеральный состав этих пород одинаковый, однако содержание эпидота и пренита изменчиво. Они присутствуют то в большом количестве, то вовсе отсутствуют. Различаются они также по степени катаклаза. Общим для всех пород этой разности является содержание аксессуарного ортита, размеры зерен которого иногда достигают 2—3 см. Наряду с этим встречаются и такие породы рассматриваемого ряда, в состав которых ортит не входит. Они отличаются от ортитсодержащих разностей значительно большим содержанием калишпата и присутствием в качестве цветного минерала только хлорита. В них также встречаются эпидот и пренит.

В отношении химического состава эти породы характеризуются относительно высоким содержанием кремнекислоты. Относительно высоким является также содержание Na_2O , что вызвано привнесением натрия, который происходил в конце привноса кремния и продолжался после его прекращения. Привнос натрия вызывает альбитизацию (деанортитизацию) плагиоклаза. Далее он постепенно очищается от продуктов его разрушения; образуются альбитовые каемки вокруг материнского плагиоклаза.

Гранитоиды

Эти породы формируются на конечных стадиях метасоматического процесса, когда реликтовые минералы и структуры всех охарактеризованных выше исходных пород полностью исчезают.

Главной их особенностью является наличие значительного количества калийсодержащих минералов—биотита и калишпата, а также акцессориев, в основном апатита и рудного минерала. Биотит нередко представляет собой единственный цветной минерал, расположенный между другими минералами породы—плагноклазом, кварцем и калишпатом. В разностях, где еще сохранилась роговая обманка, наблюдается ее биотитизация и хлоритизация. Реже встречаются и минералы группы эпидота; их роль в данных породах незначительная.

В гранитоидах содержание апатита изменчиво, он всегда приурочен к кварцу и связанному с ним цветному минералу, что указывает на его возникновение в связи с привнесением кремния—с процессом окварцевания породы. С увеличением количественной роли этого процесса возрастает также количество апатита, которое максимального своего значения достигает в биотитовых и порой в хлоритсодержащих гранитоидах.

Окварцевание протекает в течение всего преобразовательного процесса исходных пород, а биотитизация, затем хлоритизация—на завершающей его стадии. Сфен встречается в разностях, богатых минералами группы эпидота. В отдельных случаях его цепочки образуют жилкоподобные тела; иногда встречаются вытянутые его массы, напоминающие жилки в совокупности с кварцем и минералами группы эпидота. Сфен нередко повторяет их очертания. Содержание циркона незначительное. Он, по-видимому, возникает на конечной стадии становления гранитоидов.

Таким образом, гранитоиды представляют собой результат конечных стадий метасоматического процесса. В этих породах состав плагноклаза даже при интенсивной деанортитизации не кислее олигоклаза, обычно же он значительно основнее. Калишпат присутствует всегда, но его количество никогда не превышает 15—20%. Он так же, как и биотит, образуется в результате привноса калия в конце длительного процесса метасоматической гранитизации. Жилки калишпата и биотита секут все другие составные части породы, но относительно более поздним иногда является биотит, секущий калишпат. Эти два минерала в рассматриваемых породах редко присутствуют одновременно: иногда один из них отсутствует. Хотя окварцевание протекает в течение всего преобразовательного процесса, завершающей все же является калишпатизация.

В ы в о д ы

1. Суммируя вышеизложенный материал, приходим к заключению, что исходными породами гранитоидов в подавляющем большинстве случаев являются основные магматические породы и, вероятно, их туфы. Среди них по реликтовым структурам и уцелевшему от преобразования минеральному составу устанавливаются диабазы, порфириты, габбро и плагноклазовые амфиболиты.

Материнские осадочно-вулканогенные породы ввиду их интенсивного преобразования не поддаются определению. К продуктам их преобразования мы условно относим полосчатые соссюритовые породы, исходя из их числовых характеристик по Ниггли, указывающих на изверженную природу этих пород. На основании же однообразно зернистого соссюритового состава рассматриваемых пород и отсутствия в них реликтовых магматических структур, столь характерных для остальных вышеописанных пород, мы допускаем их первичную осадочно-вулканогенную природу.

2. В начале стадии изменения различные основные магматические породы четко разграничиваются друг от друга, несмотря на присутствие в том или ином количестве привнесенного кварца.

Почти всегда в габбро-диабаз-порфиритовых породах вторичная лучистая роговая обманка замещается хлоритом. Это происходит в начале преобразовательного процесса, в то время, когда в породе появляется кварц. Далее количественная роль кварца растет и начинается деанортитизация плагиоклаза. Наблюдаются выделения минералов группы эпидота, реже пренита. Эта стадия привноса кремния, видимо, сопровождается и привносом натрия. На следующей стадии привносится калий; она знаменуется появлением биотита, нередко включающего сагениит и небольшого количества серицита. Первый из названных минералов возникает за счет роговой обманки. В некоторых сильно измененных габбро-диабаз-порфиритовых породах, утративших реликтовые структуры, биотит образуется за счет серицита плагиоклазов. Завершающим преобразовательный процесс является калишпатизация.

В сильно гранитизированных породах реликтовая роговая обманка содержится в малом количестве или отсутствует вовсе. Второй тип роговой обманки, образующей в гранитоидах жилки и скопления, образуется значительно позднее, в результате наложенного процесса [4].

3. Наши исследования показали, что исходные породы бедны акцессориями; ведущими из них являются рудный минерал, иногда апатит и сфен. В начальной стадии преобразования полосчатых соссюритовых пород, которое начинается инъекциями кварца, зарождается сфен. С увеличением привноса кремния, выражающегося в возрастании количества кварца, а также в частичной альбитизации (деанортитизации) плагиоклаза, указывающей на привнос также натрия, растет количество акцессорного апатита. Тонкопризматические и игольчатые его кристаллы связаны с инъекциями кварца, иногда располагающиеся вдоль них цепочками.

В преобразованных габброидах различаются два поколения апатита—материнской породы, приуроченный к плагиоклазу, и в большом количестве новообразованный, связанный с инъекциями кварца и цветным минералом. Циркон является непостоянным акцессорным минералом; в слабо измененных породах он не встречается. Появление его спорадических зерен связано с образованием калийсодержащих минералов. Оритит менее распространенный акцессорный минерал, чем циркон. Он

появляется только лишь в самом начале привноса калия и в том случае, если в породе присутствуют минералы группы эпидота. Некоторые акцессорные минералы встречаются постоянно. В породах различного состава встречаются различные морфологические виды акцессориев. Это особенно наглядно видно на примере апатита. Формы его кристаллов в слабо и сильно измененных породах являются различными. В первых из них апатит тонкопризматический и игольчатый, со следующими кристаллографическими формами: призмы $10\bar{1}0$ и дипирамиды $10\bar{1}1$. В сильно измененных породах апатит часто крупный, короткостолбчатый и толстопризматический с развитием призм $10\bar{1}0$, дипирамид $10\bar{1}1$ и пинакоидов 0001 .

Таким образом, от слабо преобразованных исходных пород основного состава к сильно измененным, приобретшим кислый состав, призматические и игольчатые кристаллы апатита превращаются в короткостолбчатые. Растут также размер и количество этого минерала. Сфен является также непостоянным акцессорным минералом. Он лишен кристаллографических очертаний и представлен дендритоподобными и жилкообразными тельцами. Иногда его зерна образуют вытянутые цепочки. Очень редко встречаются плохоразвитые клиновидные формы кристаллов сфена. Дендритоподобный сфен чаще всего наблюдается в слабо преобразованных сосюритовых породах, а в габброидах он почти не содержится. Клиновидная форма сфена как будто является более характерной для сильно преобразованных пород. В последних наблюдается уменьшение количества этого акцессория. В целом же в направлении от менее преобразованных пород к более преобразованным количество акцессорных минералов постепенно растет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, 1945.
2. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1961.
3. Заридзе Г. М. О проблеме генезиса гранитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1952.
4. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудопроявления. Госгеолтехиздат, 1959.
5. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии, Госгеолтехиздат, 1961.
6. Конюшевский Л. К. Мышьяковые и сурьмяные месторождения в верховьях р. Лухумис-цхали и бассейна р. Чвешуры. «Мин. сырье», № 10, 1927.
7. Кузнецов И. Г. Геологическое строение курорта Шамшови, бассейн р. Чанчахи в Центральном Кавказе. «Тр. ВГРО», вып. 151, 1931.
8. Кузнецов И. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чвешуры в Центральном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, рег. геол. и гидрогеол., сб. 1, 1933.
9. Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений на Большом Кавказе. Зап. ВМО, ч. 69, № 2—3, 1940.
10. Смирнов Г. М. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губ. Мат. для геол. Кавк., сер. 3, кн. 7, 1908.
11. Татришвили Н. Ф. К петрографии южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. «Тр. Груз. геол. управ.», вып. 5, 1941.
12. Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат Груз. ССР, 1948.

А. М. ДЕМИН, Э. Э. СЕНДЕРОВ

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СИЕНИТ-ДИОРИТОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КAVKAZA
(на примере Заканского массива)

(Московский государственный университет)

Сиенит-диориты слагают небольшие массивы, приуроченные к западной окраине Передового хребта и сопряженные с Пшекиш-Тырныаузской зоной разломов. Массивы вытянуты узкой полосой в северо-западном направлении. В междуречье Малой и Большой Лабы расположен Заканский массив, а в левобережной части Малой Лабы сиенит-диориты выступают на хребте Ахцархва в виде узкого клина, ограниченного разломами. В бассейне р. Уруштена они наблюдаются на хребте Мастакан, а на юго-востоке—в верховьях Кяфара, Зеленчука и др. В большинстве случаев массивы сиенит-диоритов ограничены от других пород разломами. Для сиенит-диоритов верховий Зеленчука (г. Карабек) В. Н. Робинсон [15] устанавливает посленижнекарбонный возраст.

Краткие сведения о геологии и петрографии сиенит-диоритов Северо-Западного Кавказа приводятся в работах В. Н. Робинсона [15], Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [8], Н. Е. Ефремова [9], В. А. Затоковенко [11], П. С. Самодурова [16], Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [12], Г. Д. Афанасьева [2], А. А. Каденского [13], Ю. Н. Хильтова [17] и др. Геохимическим же изучением этих пород никто не занимался. В настоящей статье в какой-то мере восполняется этот пробел и по-новому трактуется происхождение сиенит-диоритов.

Заканский массив сиенит-диоритов

Заканский массив сиенит-диоритов вытянут в северо-западном направлении; длина его 3 км, максимальная ширина не превышает 800—1000 м. На юге и юго-западе массив контактирует по разлому с песчаниками нижнего карбона и сланцами нижней юры. На северо-востоке отмечаются тектонические контакты сиенит-диоритов с амфиболовыми гнейсами. На севере наблюдается контакт сиенит-диоритов с серпентинитами уруштеновского комплекса. Серпентиниты на контакте карбона-

тизированы, содержат небольшое количество альбита и кварца (5—10%). В сиенит-диоритах в эндоконтакте увеличивается количество цветных минералов.

Сиенит-диориты—крупнозернистые породы, состоящие главным образом из зеленовато-черного амфибола и призматических зерен розового или белого полевого шпата, выделения которого иногда достигают 3 см. Полевые шпаты обычно принимают ориентированное расположение, согласное с вытянутостью массива. Характерной особенностью пород является неравномерное распределение в них амфибола и полевых шпатов, вследствие чего они приобретают то диоритовый, то сиенитовый облик. Нередко встречаются участки, сложенные исключительно амфиболом. Эти участки являются переработанными ксенолитами ультраосновных пород. В массиве наблюдаются милонитовые зоны. Выделяются две разности пород—серые и розовые. Розовый цвет породам придает микроклин. Серые разности распространены преимущественно в южной и юго-западной частях массива. К северу серые разности постепенно переходят в розовые.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав габбро-диоритов и сиенит-диоритов
Заканского массива (в объемных %)

№ образцов	930	676	300 среднее из 2	Среднее* из 15	1035 среднее из 5
	габбро-диориты		сиенит-диориты		
Плагиоклаз	70,7	69,0	55,0	57,5	40,2
Микроклин	—	1,2	13,0	17,5	18,9
Кварц	—	—	1,7	—	0,2
Рогов. обманка	18,0	17,0	20,0	21,1	16,1
Хлорит	4,5	3,8	2,0	1,7	16,2
Эпидот и цоизит	4,1	5,0	2,5	0,4	10,0
Карбонат	0,1	0,4	0,5	—	0,3
Сфен	0,6	0,6	2,4	1,2	2,5
Апатит	1,4	1,6	1,2	0,6	0,7
Циркон	—	—	0,1	—	0,1
Магнетит	0,6	1,4	1,6	—	0,8
Сумма	100	100	100	100	100

* Анализы заимствованы из работы П. С. Самодурова [6], 1035 сиенит-диорит хребта Ахцархва.

Минералогический состав пород массива определяется главным образом плагиоклазом, роговой обманкой, переменным количеством калинатрового полевого шпата, иногда вместе с небольшим количеством кварца. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и цоизитом, серицитом и кальцитом, а аксессуарные—сфеном, апатитом, цирконом и магнетитом (табл. 1). Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Амфибол составляет 15—20% породы, а в крайних меланократовых разностях—80—90%. Обычно это широкопризматические зерна непра-

вильной формы, однако более идиоморфные, чем выделения калинатрового полевого шпата. По оптическим свойствам амфибол относится к обыкновенной роговой обманке. $2V$ от -64° до -66° , $CNg=15-16^\circ$. Окраска по Ng —зеленая, по Nm —желтовато-зеленая. Роговая обманка замещается актинолитом, эпидотом и хлоритом, по трещинкам, кроме того, развивается рудный минерал. Изредка в роговой обманке наблюдаются реликты моноклинного пироксена.

Плагиоклаз образует более крупные зерна неправильной формы, однако несколько более идиоморфные, чем зерна роговой обманки. Плагиоклаз почти нацело замещен серицитом и соссюритом. Свежие участки сохраняются местами. По составу это андезин-олигоклаз от № 27 до 32. В розовых сиенит-диоритах, относительно богатых калинатровым полевым шпатом, плагиоклаз часто альбитизирован до альбит-олигоклаза (№ 10—13). Альбит-олигоклазы имеют свежий облик. Плагиоклаз является обычно преобладающим минералом в породе.

Калинатровый полевой шпат образует ксеноморфные выделения. Часто они достигают величины, в 2—3 раза превышающей размер остальных зерен. По ориентировке индикатрисы и большому отрицательному углу оптических осей ($-2V=80-82^\circ$)—это микроклин. Часто наблюдается микроклиновая решетка, простые двойники и пертитовые вроски альбита.

Кварца в породе мало. Он ассоциируется в массиве с микроклином, заполняя промежутки между зернами других минералов и обладает волнистым погасанием.

Хлорит развивается по роговой обманке и биотиту, плеохроирует в зеленых тонах, интерферирует в сине-фиолетовых, часто ассоциирует со сфеном, лейкоксеном и магнетитом.

Минералы группы эпидота-цоизита развиваются по роговой обманке и по плагиоклазу, а также заполняют трещинки в породе.

Акцессорные минералы—апатит, сфен, магнетит—присутствуют в сиенит-диоритах в значительных количествах.

По периферии массива сиенит-диориты катаклазированы и милонитизированы. Здесь в них значительно увеличивается количество эпидота, хлорита и кальцита (до 50%).

При микроскопическом изучении выявляется гибридный характер описываемых пород, который подчеркивается непостоянством количественных отношений минералов и неравномерным распределением в них микроклина. В южной части массива он присутствует в малых количествах и редко. Породы здесь по составу близки к габбро-диоритам. В северной части массива в собственно сиенит-диоритах количество микроклина велико. Обилие апатита и его явная приуроченность к микроклину указывают, согласно А. Н. Заварицкому [10], на гибридный характер пород. Обильные выделения апатита отмечает и Г. Д. Афанасьев [1], в связи с образованием порфиробласт микроклина в метасоматических гранитоидах Главного хребта.

Жильной серией сиенит-диориты бедны. Наиболее часто встречаются жилы плагиоклазитов, состоящие главным образом из олигоклаза

№ 12—13, и обычно незначительного количества микроклина и кварца, а также мусковита, хлорита и амфибола. Это мелко- и среднезернистые породы белого или бледно-розового цвета. В последних роль микроклина несколько повышается.

Из жильных пород основного ряда наблюдаются единичные дайки лампрофиров.

Гидротермальные явления представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами со слабой сульфидной минерализацией в виде редкой вкрапленности пирита и халькопирита.

Химический состав сиенит-диоритов

Цифры, приведенные в табл. 2 и 3, и график фиг. 1 указывают на своеобразии изучаемых пород. Не останавливаясь пока на особенностях поведения Na_2O и K_2O , отметим, что породы массива содержат разные

Таблица 2

Химический состав пород Заканского массива

№ образцов	676	9156	671	410	177	1035		952а	940а
Название пород	габбро-диориты	сиенит-диориты				сиенит-диорит хр. Ах-цархвы	гибридный сиенит-диорит Бердяуша	жильные породы сиенит-диоритов (плаггиоклазиты)	
SiO_2	44,98	49,83	51,29	47,61	53,54	48,44	51,22	68,76	59,27
TiO_2	1,76	1,43	1,08	0,12	0,69	1,62	2,49	0,00	0,08
Al_2O_3	15,38	15,49	15,17	16,52	18,64	17,75	14,08	16,54	21,98
Fe_2O_3	5,45	4,51	4,87	4,15	3,98	4,93	5,87	0,51	0,73
FeO	8,31	6,40	4,20	4,69	4,43	5,80	7,80	0,60	0,24
MnO	0,18	0,16	0,15	0,23	—	0,13	0,20	0,01	—
MgO	7,44	5,65	4,31	4,57	4,01	5,86	4,02	0,82	—
CaO	9,34	7,20	6,64	8,64	5,00	7,46	6,40	2,11	7,17
Na_2O	2,45	2,33	2,91	3,10	3,72	1,90	3,20	5,75	7,70
K_2O	1,49	4,22	4,48	3,30	3,16	3,24	2,80	3,09	1,56
P_2O_5	1,10	0,85	0,86	0,45	0,41	1,41	0,15	0,02	0,07
H_2O^-	0,14	0,13	0,22	2,79	0,40	0,61	1,66	0,06	0,02
CO_2	1,46	1,01	не опр.	не опр.	не опр.	—	не опр.	1,64	не опр.
SO_3	0,17	0,15	0,27	не опр.	не опр.	0,02	не опр.	0,13	0,19
Cl	0,14	0,12	не опр.	не опр.	не опр.	сл.	не опр.	0,16	не опр.
п.п.п.	1,62	1,86	3,32	3,07	1,50	1,82		1,86	1,47
BaO	не опр.	не опр.	не опр.	0,35	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	99,83	100,23	99,35	99,59	99,64	100,99	99,89	100,37	100,46

Примечание: анализы обр. 676, 671, 9156, 952а, 940а, 1035 выполнены в спектрхим. лабор. геол. ф-та МГУ Т. Л. Жлановой; анализ обр. 177—взят из работы П. С. Самодурова [16]; анализ обр. 410 заимствован из работы Е. И. Дьяконовой-Савельевой [8]; анализ сиенит-диоритов Бердяуша взят из работы А. Н. Заварицкого [10].

количества окиси калия. Более богаты ею те разности, которые содержат порфиروبласты калишпата и которые обычно окрашены в розовый цвет.

В отношении других компонентов можно говорить о более равномерном распределении, причем отмечаются такие особенности химиче-

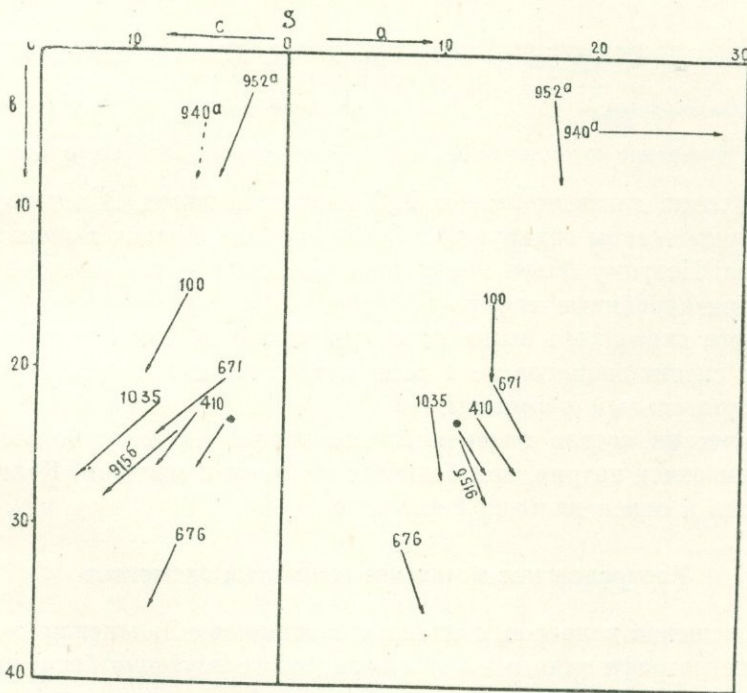
Таблица 3

Числовые характеристики пород Заканского массива по А. Н. Заварицкому

№ образцов	a	c	b	S	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a:c
676	7,8	6,8	31,1	54,3	42,2	41,6	16,2	71,2	15,4	2,9	-13,8	1,2
9156	11,5	4,9	21,4	59,4	42,6	40,6	16,8	45,4	16,2	2,1	-9	2,3
671	13,6	3,8	20,8	61,8	41,1	36,6	22,3	49,5	20,5	1,6	-7,4	3,6
410	12,6	5,65	22,74	59,01	38,7	36,4	24,8	58,8	16,7	0,1	-13,1	2,2
177	13,5	6,4	15,5	64,6	51,6	48,4	0	64,2	26,3	1,0	-3,5	2,1
1035	9,6	8,0	22,1	60,3	44,4	47,7	7,9	47,3	38,6	2,5	-6,6	1,2
Сиенит-диорит Бер- дяуша	11,4	3,9	23,5	61,2	53,0	29,0	18,0	63,0	15,8	3,6	-4,3	2,9
952a	17,2	2,4	2,4	78,0	38,9	55,5	5,6	73,8	16,7	0	+19,2	7,2
940a	20,0	5,4	4,5	70,1	17,5	0	82,5	88,2	14,3	0,1	-5,2	3,7

Примечание: В табл. 3 приведены пересчеты соответствующих анализов табл. 2.

ского состава сиенит-диоритов, как преобладание CaO над MgO, повышенное содержание Al_2O_3 и т. д. Наблюдается очень большое сходство химического состава гибридных сиенит-диоритов Бердяушского плутона, изучавшихся А. Н. Заварицким [10] и сиенит-диоритов Закана и Ах-цархвы, анализ одного образца которых также приведен в табл. 2 и 3.

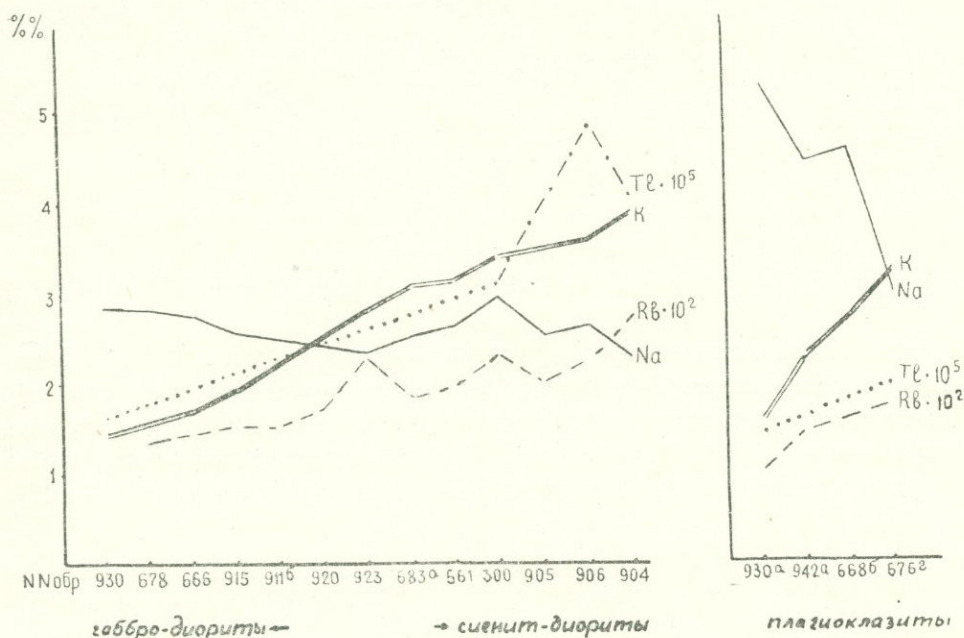


Фиг. 1. Диаграмма составов пород Заканского массива. Звездочкой отмечен сиенит-диорит Бердяуша.

Гибридный характер состава пород виден в том, что наряду с относительно большим содержанием фермических компонентов и недосыщенностью кремнеземом наблюдается высокое содержание щелочей.

Серые разности пород, бедные калиевым полевым шпатом, по хи-

мическому составу можно отнести к диоритам или даже к габбро-диоритам. В розовых разностях, богатых микроклином, сумма щелочей увеличивается и породы гораздо ближе подходят по составу к сиенитовой группе. Таким образом, химические анализы указывают на неоднородность пород массива. Следует иметь в виду, что название габбро-диорит



Фиг. 2. Изменение содержаний Na, K, Rb, Tl в породах Заканского массива.

не всегда точно для всех бедных K_2O разностей пород. В некоторых из них под микроскопом обнаруживается микроклин, правда в очень малом количестве. Поэтому более правильное название этих разностей будет микроклинизированные габбро-диориты.

В свете сказанного выше ясно, что название Заканского массива массивом сиенит-диоритов не совсем правильно и является скорее общим собирательным термином.

Химический состав плагиоклазитов характеризуется большим содержанием окиси натрия, при бедности железом и магнием. Количество кремнезема и окиси кальция переменено.

Распределение в массиве щелочных элементов

Для решения вопросов, связанных с генезисом Заканского массива, помимо петрографического и петрохимического изучения было проведено исследование геохимических особенностей распределения натрия, калия, рубидия и таллия в интересующих нас породах. Были анализированы образцы серых габбро-диоритов, розовых сиенит-диоритов, плагиоклазитов Заканского массива, а также несколько образцов пород комплекса малых интрузий [2] и пород, вмещающих Заканскую интрузию.

Определение Na, K и Rb производилось методом фотометрии пламени в ИГЕМ АН СССР. Схема установки описана в работе И. Г. Гуревича и Е. И. Ханаева [5]. Определение Tl производилось по методу Н. Т. Воскресенской [4]. Точность определения Na и K составляет $\pm 3\%$. Точность определения Rb $\pm 8\%$. Так как Tl определялся в области, близкой к пределу чувствительности метода, ошибка при его определении составляет $\pm 30\%$.

Содержания натрия относительно постоянны во всех анализированных разностях пород (табл. 4). Можно заметить лишь весьма незначительное обеднение Na сиенит-диоритов по сравнению с габбро-диоритами южной части массива.

Таблица 4

Содержание Na, K, Rb, Tl и их соотношения в породах Заканского массива
(в вес. %)

№ образцов	Na	K	Na/K	Rb	K/Rb	Tl	Rb/Tl
666	2,76	1,68		0,014	120	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	серые габбро- диориты
678	2,85	1,54		0,013	118	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	
930	2,89	1,42		не опр.	—	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	
Среднее для обр. 666, 678, 930	2,83	1,55	1,8	—	—	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	
683a	2,47	3,05		0,018	169	не опр.	переход- ные раз- ности
9116	не опре- делено	не опре- делено		0,015	—	"	
9156	2,59	1,9		0,015	127	"	
920	не опр.	не опр.		0,017	—	"	
928	2,97	2,81		0,022	128	"	
300	2,99	3,35		0,023	146	$0,3-10^{-4}$	розовые сиенит- диориты
661	2,61	3,10		0,019	163	не опр.	
904	2,22	3,34		0,027	148	$0,4 \cdot 10^{-4}$	
905	2,47	3,45		0,020	172	$0,4 \cdot 10^{-4}$	
906	2,64	3,56		0,024	143	$0,5 \cdot 10^{-4}$	
Среднее для пяти по- следних	2,59	3,46	0,75	0,023	150	$0,4 \cdot 10^{-4}$	
930a	5,41	1,56	3,5	0,010	156	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	плаггио- клазиты- жильная серия
6686	4,54	2,70	1,7	не опр.	—	не опр.	
942a	4,39	2,23	2,0	0,014	159	$< 0,2 \cdot 10^{-4}$	
676r	3,13	3,38	0,9	0,017	199	$\sim 0,2 \cdot 10^{-4}$	

Если учесть, что богатые и бедные калием разности занимают примерно одинаковые площади, среднее содержание в массиве можно принять равным 2,72%. Это значение мало отличается от данных, которые приводит А. П. Виноградов [3] для диоритов (3,0%) и гранитов (2,77%).

Калий ведет себя в породах массива совершенно отлично. Розовые

сиенит-диориты более чем в два раза богаче калием, чем серые габбро-диориты (фиг. 2). Значение содержаний К увеличивается соответственно от 1,55% до 3,46%, причем это изменение происходит, как это показывают анализы образцов 915, 928, 683а, не резко. Первая цифра занимает промежуточное положение между значениями, приведенными А. П. Виноградовым [3] для основных (0,8%) и средних (2,31%) пород; вторая незначительно превышает его данные для гранитов (3,34%).

Увеличение содержания в породах калия не сопровождается сколько-нибудь заметным выносом натрия (табл. 5).

Таблица 5
Пересчитанные на атомные проценты средние
содержания Na и К в породах массива

	Серые габбро-диориты	Розовые сиенит-диориты
Атомн. % Na	0,12	0,11
Атом % К . . .	0,04	0,09
Na+K	0,16	0,20

В породах жильной серии нельзя отметить постоянства содержаний ни натрия, ни калия. В различных образцах этих пород (табл. 6) имеет место уменьшение содержаний натрия при увеличении содержаний калия, в то время как сумма щелочей меняется незначительно. Концентрации калия в анализированных образцах жильных пород не превышают его концентраций в сиенит-диоритах (табл. 4).

Таблица 6
Атомные проценты содержаний натрия и калия
в жильных породах

№ образцов	Na	К	Na+K
930а	0,24	0,04	0,28
668б	0,20	0,07	0,27
842а	0,19	0,06	0,25
976г	0,14	0,09	0,23

Rb и Tl не образуют в силикатных породах самостоятельных минералов, а повторяют в основном поведение К, вследствие близости их ионных радиусов. В родственных породах отношения концентраций этих элементов к калию и между собой отличаются постоянством, и имеются многочисленные примеры использования этих отношений для решения петрогенетических вопросов, в том числе и для Кавказа [7].

Содержание рубидия постепенно увеличивается от 0,013% в габбро-диоритовых разностях до 0,027% в сиенит-диоритах. Эти значения не выходят за пределы величин 0,007% и 0,04%, которые являются, по А. П. Виноградову [3], средними содержаниями Rb соответственно в диоритах и гранитах.

Величины отношения K/Rb того же порядка, что обычно приводимые значения этих отношений [18], и весьма близки к данным для Мало-Лабинского массива на Кавказе [7]. Представляет интерес относительное обогащение K сиенит-диоритов, по сравнению с габбро-диоритами, следствием чего является увеличение K/Rb от 120 в последних до среднего значения 150 в сиенит-диоритах.

Изучаемые породы характеризуются бедностью Tl , и даже более богатые им собственно сиенит-диоритовые разности содержат намного меньше таллия, чем среднее его содержание в гранитах ($2,5 \cdot 10^{-4} \%$) по А. П. Виноградову [3]. В то же время эти значения довольно близки к $5,5 \cdot 10^{-4}$ Tl в гранитах Мало-Лабинского массива на Кавказе [7]. Так же как и Rb , Tl накапливается в более богатых калием разностях пород в соответствии с общеизвестной тенденцией поведения этих элементов (фиг. 2).

Из-за невысокой точности определений Tl , что было уже отмечено выше, значения отношений Rb/Tl приблизительны, и мы не считаем в нашем случае целесообразным их использование в качестве геохимического критерия для решения петрогенетических вопросов.

Были определены содержания K , Na , Rb и Tl в микроклинах из сиенит-диоритов и из порфиробласт порфиробластовых гранитов Главного хребта. Эти данные, которые приводятся в табл. 7, показывают, что содержания и отношения определявшихся в полевых шпатах элементов весьма близки. Отношения K/Rb в анализированных полевых шпатах превосходят это отношение в породах Заканского массива, особенно в габбро-диоритах.

Таблица 7

Содержания Na , K , Rb и Tl в микроклинах (в вес. $\%$)

	Na	K	Rb	K/Rb	Tl	Rb/Tl
Микроклин из обр. 300, 943	2,95	8,61	0,031	278	$0,7 \cdot 10^{-4}$	~ 400
Микроклин из порфиробласта в гранитоидах 1 л. хребта	1,86	9,7	0,047	206	$0,9 \cdot 10^{-4}$	~ 500

Довольно большое содержание натрия в микроклине можно сравнить с отмеченным А. Н. Заварицким [10] обилием натрия в микроклинах рапакиви Бердяушского плутона. Он пишет, что химический анализ показывает большее содержание альбита, чем подсчет его видимых частиц. Г. Д. Афанасьев [1] объясняет это явление неравномерностью метасоматического развития калиевого полевого шпата при обильном содержании подчас незаметных включений альбита. Это является еще одним доводом в пользу метасоматического происхождения микроклина в сиенит-диоритах.

Сопоставления содержаний Na , K , Rb и Tl в породах Заканского массива и в образцах пород комплекса малых интрузий показывает

приблизительно одинаковые концентрации и отношения определявшихся элементов во всех этих породах (табл. 8). Так же как и в породах Заканского массива, в анализированных образцах наблюдается увеличение отношений K/Rb параллельно с увеличением содержаний калия.

Во вмещающих Заканский массив серпентинитах и гнейсах отношения определявшихся элементов отличны от таковых в породах комплекса малых интрузий (табл. 8). Отмечается резкое преобладание Na над K.

Таблица 8

Содержания Na, K, Rb, Tl в породах комплекса малых интрузий
и во вмещающих Заканский массив породах (в вес. %)

	Na	K	Na/K	Rb	K/Ra	Tl	Rb/Tl
1316—гранит—хр. Ахцархвы . . .	3,80	3,53	1,1	0,025	141	$0,4 \cdot 10^{-4}$	~600
784—диорит хр. Магишо . . .	2,70	1,53	1,8	0,013	118	сл.	—
1655—сиенит-диорит Ахцархвы . . .	2,65	2,75	1,0	0,020	138	сл.	—
696—серпентинит	0,12	0,01	12,0	сл.	—	0	—
655—амфиболовый гнейс . . .	3,56	0,45	7,9	0,005	90	0	—

З а к л ю ч е н и е

Анализ приведенных выше петрографических и геохимических данных позволяет наметить две стадии в формировании сиенит-диоритов. На первом магматическом этапе образовались габбро-диориты с жильной серией плагиоклазитов и меланократовых пород. Неравномерность распределения в массиве цветных и светлых минералов указывает на гибридный (контаминированный) характер магматических расплавов, поступивших по разлому к месту формирования породы. Во вторую, метасоматическую стадию произошло формирование сиенит-диоритов в результате проникновения в габбро-диориты в местах наибольшей проницаемости существенно калиевых растворов, вызвавших микроклинизацию и образование небольшого количества кварца. Увеличение количества K в породе (табл. 4), так же как и микроклина, происходит постепенно по мере приближения к разлому, ограничивающему массив с севера. Поступавшие растворы, вероятно, производили некоторое перераспределение окисного железа в породе, что вызвало появление окраски полевых шпатов [14]. Аналогичная стадия метасоматического образования микроклина выделена в сиенит-диоритах Бердяуша и А. Н. Заварицким [10].

Микроклинизация и порозовение накладываются и на жильную серию плагиоклазитов. Однако, если в сиенит-диоритах привнос K не сопровождается сколько-нибудь заметным выносом Na из породы (табл. 5), в жильных породах метасоматическое замещение плагиоклаза микроклином сопровождается выносом Na (табл. 6). Увеличенное отношение K/Rb в сиенит-диоритах и, особенно, в микроклине сиенит-диоритов по сравнению с габбро-диоритами показывает, что производившие микроклинизацию растворы не являются генетически родственными остаточными дифференциатами магматических расплавов, из которых об-

разовались габбро-диориты. В противном случае должно было бы наблюдаться обратное явление, так как известно, что Rb, имея больший ионный радиус, чем K, обладает меньшим ионным потенциалом, и по отношению к K оттесняется в сторону остаточных растворов, обогащая последние продукты кристаллизации.

Начало процесса микроклинизации было отделено от момента внедрения габбро-диоритов промежутком времени, который был не меньше, чем время, необходимое для образования серии жильных пород. Цифра 240 ± 20 млн. лет абсолютного возраста микроклина сиенит-диоритов, полученная калий-аргоновым методом в возрастной лаборатории ИГЭМ АН СССР, указывает на близость времени формирования гранитов Главного хребта [6] со второй стадией формирования сиенит-диоритов, т. е. с микроклинизацией габбро-диоритов и превращением их в сиенит-диориты.

Значение K/Rb отношений в богатых калием гранитах Главного хребта и в сиенит-диоритах, а также в микроклине сиенит-диоритов и в полевых шпатах гранитоидов Главного хребта по данным настоящей работы и работы А. М. Демина и Д. Н. Хитарова [7] отличны между собой. Однако, по сравнению с серыми габбро-диоритами, граниты и полевые шпаты гранитов Главного хребта, так же как сиенит-диориты и их микроклины, характеризуются одной и той же общей тенденцией—повышением K/Rb. Так, например, в двуслюдяных микроклиновых и лейкократовых гранитах K/Rb отношение составляет соответственно 180 и 172. Так же как и сиенит-диориты, гранитоиды Мало-Лабинского массива характеризуются бедностью Tl [3, 7]. Принимая во внимание эти факты вместе с данными абсолютного возраста микроклина сиенит-диоритов, можно предполагать о связи процессов микроклинизации, приведших к окончательному оформлению сиенит-диоритов с магматизмом зоны Главного хребта.

Авторы выражают глубокую благодарность чл. корр. АН СССР Г. Д. Афанасьеву, по инициативе которого была проведена эта работа и докт. геол.-мин. наук И. Д. Старынкевич-Борнеман, с любезного разрешения которой им была предоставлена возможность определения щелочных элементов в ИГЕМ АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Явление микроклинизации гранодиоритов батолитовых тел Северного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1949.
2. Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 69, 1950.
3. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
4. Воскресенская Н. Т. Колориметрические методы определения мелких количеств таллия. ЖАХ, т. XI, вып. 5, 1956.
5. Гуревич И. Г., Ханаев Е. И. Определение K горных пород и минералов методом фотометрии пламени. «Изв. АН СССР» сер. геол., № 6, 1956.
6. Дёмин А. М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Б. Кавказа в бас. р. Теберды. «Изв. Высш. учебн. завед.», «Геология и разведка», № 9, 1960.

7. Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рубидия и таллия в отношении к вопросам петрологии. «Геохимия», № 6, 1958.
8. Дьяконова-Савельева Е. Н. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Б. Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. Сев. Кавк. экспед., 1933, СОПС и Петр. ин-т АН СССР, 1936.
9. Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1938.
10. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 96, 1937.
11. Затоковенко В. А. Петрология интрузивного комплекса района г. Ятыргварты на Северном Кавказе. Тезисы докладов научн. сессии Ин-та земной коры, март 1941, Изд. ЛГУ, 1941.
12. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Гос. тех. изд-во Грузинской ССР, Тбилиси, 1947.
13. Каденский А. А. Магматическая геология передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд. АН СССР, 1959.
14. Меланхолин Н. М. Два типа окрасок железистых полевых шпатов. «ДАН СССР», т. 60, № 4, 1948.
15. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. «Тр. Всесоюзн. геол. разв. объединенн.», вып. 226, 1932.
16. Самодуров П. С. Геолого-петрографическая характеристика сиепито-диоритов Б. Лабы на Северном Кавказе. Рост. гос. унив., 1945.
17. Хильтов Ю. Н. Геология и петрография Архызского интрузивного комплекса. Изд. АН СССР, 1959.
18. Delenn J. J., Ahrens L. H. The distribution of Li, Rb, Cs and Pb in Some Jugoslavian granites. *Geochem et Cosmochem. Acta*, v. 12, № 1/2, 1957.

Г. М. ЗАРИДЗЕ, Т. Г. КАЗАХАШВИЛИ, И. И. КИКНАДЗЕ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЫРТЫКСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

(Геологический институт АН Груз. ССР)

Кырткская свита метаморфических сланцев и гнейсов развита в среднем и верхнем течении р. Кыртык левого притока реки Баксан, между Главным и Передовым хребтами. Ширина полосы выхода этой свиты с востока на запад постепенно увеличивается от 2—2,5 до 4—4,5 км, достигая иногда 5—6 км. Простираение свиты в целом довольно выдержанное, северо-восточное, с некоторыми отклонениями в ту или другую сторону, с падением на юго-восток в пределах $130\text{—}170^\circ$ и с углом падения $45\text{—}60^\circ$ в западной части развития свиты и $30\text{—}50^\circ$ в восточной ее части. Таким образом, она слагает крупную моноклинал, если не принимать во внимание часто наблюдаемую здесь мелкую складчатость и пльчатость. Вместе с тем следует отметить, что описываемые сланцы встречаются также южнее указанного выхода в ущелье р. Ирик среди гранитов и гранито-гнейсов в виде небольших пачек, где имеют уже противоположное падение. Видимая мощность кырткской свиты колеблется от 800—900 м в восточной части, до 3000—4000 м в западной (см. геологич. схему).

Д. С. Кизевальтер [7] кырткскую свиту считает наиболее древней в центральной части Северного Кавказа. В качестве довода он приводит ее более высокую степень метаморфизма. На первый взгляд это предположение кажется правдоподобным, так как в свите большим распространением пользуются гнейсы. Однако, в результате детального изучения большого количества фактического материала, мы пришли к заключению, что эти гнейсы образовались не вследствие интенсивного регионального метаморфизма, а путем многостадийного процесса метасоматических замещений, выразившихся в окварцевании, (вплоть до образования кварцитов) наложенной альбитизации, с получением плагиогнейсов и микроклинизации и возникновением микроклиновых гнейсов.

Процесс альбитизации с образованием порфиробластов альбита

почти ничем не отличается от аналогичного процесса в чегемской свите метаморфических сланцев [2, 7], где породы, полученные подобным путем, не называют плагиогнейсами.

Кроме того, следует отметить, что кыргызская свита отличается от всех остальных метаморфических толщ сильным окварцеванием, выраженным в присутствии различной мощности пропластков и линз кварца, благодаря чему сланцы приобретают гнейсовый облик и при полевых исследованиях могут быть определены как гнейсы. Вследствие обильного внедрения кварца свита в целом производит впечатление преимущественно гнейсовой.

Кварц, внедренный в сланцевую толщу, нередко образует птигматы и линзы. Одновременно инъекции кварца вызывают плейчатость.

Типичные микроклиновые гнейсы являются переходными породами между слюдяными сланцами и гранитами, в которые они постепенно превращаются вследствие более далеко зашедшего процесса метасоматической гранитизации.

Вопреки мнению предыдущих исследователей мы считаем, что кыргызские граниты, аналогично всем остальным гранитам бассейна реки Баксан, метасоматические образования.

В западной части свиты в гнейсах в большом количестве содержатся, согласные со сланцеватостью, жилы лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов, а в восточной части, где развиты в основном слюдяные сланцы, указанные образования почти не встречаются. Это говорит о том, что в кыргызской свите процесс метасоматической гранитизации нарастает с востока на запад.

Любопытно отметить, что плоскости гнейсовидности в гранитах, по нашим данным, имеют такое же простирание и падение, как и вмещающие сланцы.

Мы полагаем, что большая часть гранитов реки Ирик, следующего выше по течению притоку реки Баксан, а также левого склона долины Баксан между реками Кыргыз и Ирик, образованы в результате гранитизации пород кыргызской свиты, останцы которых там кое-где уцелели. Местами наблюдается постепенный переход от уцелевших, сланцевых останцев через гнейсы в граниты.

Абсолютный возраст биотитового сланца кыргызской свиты, определенного по биотиту кали-аргоновым методом М. М. Рубинштейном, 320 ± 20 млн. лет, что соответствует карбону (возраст метаморфизма).

Предыдущие исследователи в кыргызской свите описывают слюдяные сланцы, микроклиновые двуслюдяные гнейсы и плагиогнейсы.

На основании детального микроскопического изучения, в кыргызской свите нами выделяются следующие породы: двуслюдяные и биотитовые сланцы, инъецированные кварцем, двуслюдяные сланцы с порфиробластами альбита, инъецированные кварцем, двуслюдяные сланцы с андалузитом, двуслюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом, кварциты, хлорит-биотит-мусковитовые сланцы с андалузитом, хлорит-биотитовые сланцы с порфиробластами альбита, хлорит-мусковитовые сланцы с порфиробластами альбита, хлорит-мусковитовые сланцы, инъе-

цированные кварцем, мусковитовые сланцы, инъецированные кварцем, амфиболиты, биотитизированные амфиболиты, инъецированные кварцем, хлорит-плагиоклазовые сланцы, инъецированные кварцем, а также биотитовые, двуслюдяные и хлорит-биотитовые гнейсы.

Следует отметить, что в восточной части кыргызской свиты породы более однообразные и представлены в основном хлорит-мусковитовыми и двуслюдяными сланцами, часто с порфиробластами альбита, сильно напоминающими породы чегемской свиты [2, 7]. В западной же части преобладают биотитовые, силлиманитовые и андалузитовые сланцы и гнейсы.

Породы кыргызской свиты представляют собой хорошо рассланцованные, серые различных оттенков породы. В зависимости от мощности внедряющихся кварца и альбита они то тонко-, то толстослоистые и имеют соответственно то сланцеватую, то гнейсовую текстуру. Прослойки кварца нередко образуют раздувы и линзы.

Мусковитовые разновидности на плоскостях сланцеватости имеют серебристый цвет и шелковистый блеск, а хлоритовые—зеленоватый оттенок. Кроме того, наблюдаются послойные налеты гидроокислов железа. В андалузитовых сланцах макроскопически видны крупные призматические кристаллы андалузита с хорошо развитой спайностью плоскости по (110).

Двуслюдяные и биотитовые сланцы, инъецированные кварцем. Данные породы встречены нами в верховьях р. Субаши, в верхнем и среднем течении р. Кыргыз и реже в верховьях р. Ирик.

Структура этих пород грано-лепидобластовая. Для них характерны прослойки слюд с преобладанием биотита, который находится в тесном сростании с мусковитом. Биотит обычно светло-бурый (маложелезистый) и большей частью свежий, местами в незначительной степени подвергнут хлоритизации. Обычно в него включен циркон с плеохроичным ореолом. Нередко наблюдаются сетки сагенита. Мусковит в разрезах с хорошо видимой спайностью часто имеет сравнительно низкие цвета интерференции—оранжевые и красные первого порядка. Белая слюда большей частью образована за счет биотита и также иногда содержит включения циркона.

Часто присутствует силлиманит в виде пронизывающих главным образом биотит, а также кварц тонких волокон и пучков фибролита. Силлиманит производит впечатление образовавшегося за счет биотита. Кварц двух генераций. Один в небольшом количестве—мелкозернистый с волнистым угасанием; является, по всей вероятности, сланцевым кварцем и нередко содержит волосовидные включения рутила, пронизан пучками силлиманита-фибролита. Кварц второй генерации обычно включений не содержит; он всегда имеет выдержанное ровное угасание, образует крупные зерна с гладкими незазубренными контурами, внедрен по сланцеватости и часто образует раздувы и линзы, хорошо наблюдаемые в обнажениях.

Кварц второй генерации производит метасоматическое замещение сланцевого материала, уцелевшие остатки которого включены в нем. В

некоторых случаях количественная роль этого кварца настолько возрастает, что сланцевый материал остается в виде тонких прерывистых прослоев или же отдельных клочков. В двуслюдяных сланцах, помимо кварца первой генерации, встречаются в различной степени измененные и уничтоженные кварцем второй генерации небольшие зерна плагиоклаза. В шлифах некоторых образцов, взятых на правом склоне ущелья р. Кыртык, ниже устья ее правого притока р. Мкяра, содержатся довольно крупные зерна граната. Последний разъедает и замещает биотит и в свою очередь разъедается и замещается кварцем с ровным угасанием, поглощающим более ранние минеральные образования.

Встречаются зерна апатита, реже сфена. Рудные минералы, представленные ильменитом, пиритом и гидроокислами железа, рассеяны по шлифу; они наблюдаются также в виде полос по трещинам спайности мусковита.

Изредка среди зерен кварца с ровным угасанием содержатся неправильной формы зазубренные зерна ортоклаза со следующими константами: \perp (001) Ng 90° , Nm 4° , Np 86° ; $2v = -84^\circ$; \perp (001) Ng 90° , Nm 0° , Np 90° ; $2v = -80^\circ$; \perp (001) Ng 90° , Nm 0° , Np 90° ; $2v = -81^\circ$. Калий привносился либо одновременно с кварцем, либо несколько позднее, так как ортоклаз обволакивает кварц.

Биотитовые разновидности имеют аналогичный состав; от двуслюдяных сланцев они отличаются отсутствием мусковита или его весьма незначительным содержанием. В биотитовых сланцах силлиманит содержится чаще.

Двуслюдяные сланцы с порфиробластами альбита, инъецированные кварцем. Эти породы встречены нами в ущельях р. Сурбаши, Мкяра, Уллусенги и по правому склону долины р. Кыртык.

Структура их гранолепидобластово-порфиробластовая. Состоят они из слоев биотита и мусковита, которые резорбируются кварцем. Биотит и мусковит по оптическим свойствам не отличаются от вышеописанных. Кварц с волнистым угасанием иногда содержит включения рутила. Характерным для этих пород является позднее образование порфиробластов плагиоклаза-альбита (№ 6—10). Последний большей частью несдвойникованный или образует простые двойники, раздвигает прослоиды, и в то же время замещает их. Иногда замещение неполное и тогда уцелевшие от замещения слюда и кварц включены в альбит, с сохранением прежней ориентации, в результате чего создаются ситовидные структуры. Означенные порфиробласты иногда вытянуты вдоль сланцеватости, обычно свежие, местами слабо пелитизированные. В целом охарактеризованный порфиробластовый плагиоклаз обычно свежий, местами слабо пелитизирован.

Данные порфиробласты подобны аналогичным образованиям чегемской свиты, описанные Д. С. Кизевальтером и нами [4, 7].

В некоторых случаях к ним приурочены крупные зерна апатита. Иногда, помимо порфиробластов, наблюдаются мелкие прожилки альбита, расположенные вдоль сланцеватости породы.

Из второстепенных минералов, помимо апатита, встречаются сфен, рудные минералы и гранат. Циркон при вытеснении биотита кварцем и альбитом остается в виде включений в последних. Рассматриваемые сланцы, аналогично другим сланцам кыртыкской свиты, инъецированы вдоль сланцеватости крупнозернистым кварцем с равным угасанием, который постепенно вытесняет все ранеобразованные минералы, сланцевые прослои, порфириобласты альбита, которые сильно изъедены и зазубрены. На участках с обильным внедрением данного кварца количество порфириобластов заметно уменьшается, вплоть до того, что иногда среди кварцевой массы наблюдаются лоскуты альбита и остатки слюд и кварц становится сильно доминирующей составной частью породы.

Между зернами кварца с ровным угасанием нередко располагаются гидроокислы железа. Кроме того, иногда порфириобласты альбита секутся жилками кварца, карбоната и рудных минералов. Последние представлены псевдоморфозами гидроокислов железа по пириту.

При увеличении количества равноугасающего кварца исчезает кварц первой генерации; в некоторых случаях стирается также сланцеватость.

Двуслюдяные сланцы с андалузитом. Эти сланцы встречены нами довольно большом количестве в ущелье р. Субаши и ее притоках, реже они обнажаются в ущелье р. Мкяра, а еще реже в ущелье р. Уллусенги. Структура их гранолепидобластово-порфириобластовая. Состоят из прослоев биотита и мусковита, в большинстве случаев с резким преобладанием первого. К слюдяным прослоям в небольшом количестве приурочен мелкозернистый кварц. Характерным для этих сланцев является содержание большого количества крупных зерен андалузита, местами плеохроирующего от розового по Np до бесцветного или слабо зеленоватого по Ng , $2V = -82^\circ$; часто образует порфириобласты, которые сильно изгибают и поворачивают биотит и в то же время разъедают и уничтожают его. Одновременно андалузит захватывает прослои слюд, зерна кварца и рудного минерала, наподобие тому, как это имеет место в случае образования порфириобластов альбита.

Наряду с крупными встречаются и мелкие зерна андалузита. В некоторых шлифах вместе с порфириобластами андалузита наблюдаются порфириобласты альбита с ситовидной структурой. При этом часто замечается, что в участках с преобладанием альбита количество андалузита уменьшается и наоборот.

Кое-где в образцах из ущелья р. Субаши встречены вытянутые вдоль сланцеватости призматические зерна турмалина, окрашенного в центре в сине-зеленый цвет, в периферийных же частях в коричневый, с характерным для него плеохроизмом. Турмалин сечет андалузит. Иногда в этих сланцах встречается и гранат. Из второстепенных минералов содержатся апатит, циркон, сфен и рудный минерал.

В эти сланцы инъецирован крупнозернистый кварц, с ровным угасанием, который уничтожает и замещает прослои слюды, андалузит и плагиоклаз. Андалузит местами сильно изъеден этим кварцем. Следует отметить, что последний разъедает все минералы, кроме турмалина, ко-

торый помимо того, что остается нетронутым, иногда в виде хорошо образованных кристаллов содержится среди агрегата кварцевых зерен.

При уничтожении кварцем плагиоклаза и слюд образуются крупные зерна апатита. Рудный минерал, содержащийся в некоторых шлифах в большом количестве, видимо образуется за счет распада железосодержащих минералов на месте или путем переотложения.

Двуслюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом. Эти сланцы, так же как предыдущие, развиты в ущелье р. Субаши, реке р. Мкяра, а также в верховьях р. Ирик.

В них также можно порой наблюдать крупные зерна зеленоватого андалузита. Структура их гранолепидобластовая и порфиробластовая. Прослой слюд имеют такой же характер, как и во всех предыдущих разновидностях пород и сильно изъедены и частью вытеснены андалузитом, кварцем и в некоторых случаях альбитом. Сланцевый мелкозернистый кварц обычно содержится в небольшом количестве.

Андалузит, как и в предыдущих сланцах, образует крупные порфиробласты с ситовидной структурой, разъедающие и замещающие слюды и нередко включающие в себя их остатки, а также мелкозернистый кварц. Андалузит местами плеохроирует от розового по Np до зеленоватого и бесцветного по Ng ; $2V = -82^\circ$. Помимо порфиробластов, наблюдаются мелкие его зерна. Силлиманит содержится нередко в значительном количестве и представлен как игольчатой разновидностью с $2V = +30^\circ$, так и фибролитом. Он обычно пронизывает биотит, отчасти мусковит, а также кварц. Помимо андалузита и силлиманита в этих породах в переменных количествах встречаются хорошо образованные зерна граната. В одном случае в шлифе из верховьев р. Сабаша встречено одно зерно ставролита с характерным для него плехроизмом от золотисто-желтого до бесцветного.

В некоторых образцах наряду с порфиробластами андалузита встречаются и порфиробласты альбита с ситовидной структурой.

Иногда мусковит, по-видимому новообразованный, дает радиально-пластинчатые розетковидные агрегаты.

Эти сланцы, как и все остальные, инъецированы крупнозернистым кварцем с ровным угасанием.

В одном случае среди кварца встречены мелкие неправильные зерна ортоклаза.

Наряду с кварцем, имеющим ровное угасание, изредка наблюдается кварц с резким волнистым угасанием, который также разъедает андалузит. В таких случаях мы имеем три генерации кварца. Один мелкозернистый сланцевый, второй крупнозернистый с резким волнистым угасанием, связанный с гранитами Главного хребта и хребта, и третий с ровным угасанием более молодой, который образует линзы в породах кыргызской свиты.

Заканчивая описание данной разновидности сланцев, следует вспомнить мнение С. П. Соловьева [9], который считает, что в кристаллических сланцах Кавказа андалузит и силлиманит встречаются раздельно. Однако нередко в породах кыргызской свиты, вопреки указанию С. П. Со-

ловьева, мы наблюдали сланцы с одновременным и притом обильным содержанием андалузита и силлиманита. Ввиду этого, зональность, выделенная указанным автором, с индексминералами силлиманитом и андалузитом в действительности не подтверждается. Помимо этого, С. П. Соловьев нигде не заметил, что андалузит, образуя порфиробласты, раздвигает, замещает и уничтожает слюдяные прослои, хотя это очень наглядно видно в шлифах.

Кварциты. Кварциты представляют собой светлые плотные породы с массивной текстурой. Распространены они в северо-западной и частично в северной части Кыртыкской толщи.

По нашим представлениям, они образовались в результате окварцевания (кремниевый метасоматоз) сланцев. Среди зерен кварца наблюдаются изъеденные и оплавленные разрозненные мелкие листочки биотита и мусковита, а иногда клочки альбита, хлорита и рудных минералов. Слюды сохраняют некоторую линейность в расположении. Кварциты образуются там, где привнос кремния проявлен наиболее интенсивно.

Хлорит-биотит-мусковитовые сланцы с андалузитом. Эти породы встречены нами в основном в ущелье р. Мкяра. Структура гранолепидобластово-порфиробластовая. Данная разновидность сланцев отличается от вышеописанных двуслюдяных сланцев с андалузитом лишь по составу прослоев, в которых к биотиту и мусковиту присоединяется хлорит и, кроме того, заметным преобладанием мусковита над биотитом. По-видимому, здесь наряду с интенсивной мусковитизацией биотита происходила также его хлоритизация. Хлорит обычно светло-зеленый, слабо плеохроичный с аномально-синими цветами интерференции. Количество порфиробластов андалузита непостоянно. Помимо андалузита, в этих породах содержатся ситовидные порфиробласты альбита. Здесь также наблюдается инъецированный крупнозернистый кварц с ровным угасанием, который уничтожает и замещает все остальные минералы породы.

Хлорит-биотитовые сланцы с порфиробластами альбита. Данная разновидность сланцев встречена нами на правом склоне долины р. Кыртык, ниже устья р. Мкяра. Сланцевый материал представлен хлоритом и биотитом, а также мелкозернистым кварцем. Между полосами сланца внедрены порфиробласты альбита (см. табл. 1) с ситовидной структурой; он несдвойникованный, или же обнаруживает простые двойники. Альбит раздвигает и как бы подрезает сланцевые прослои и содержит в себе остатки уничтоженных им хлорита, биотита и мелкозернистого кварца. Описываемые разновидности, так же как и все предыдущие, инъецированы крупнозернистым кварцем с ровным угасанием.

Хлорит-мусковитовые сланцы с порфиробластами альбита. Эти сланцы доминируют по правому и левому склонам р. Кыртык от устья р. Мкяра до р. Джугуртау. Кроме того, они встречены в ущелье р. Мкяра и в верховьях р. Ирик.

Данная разновидность сланцев по составу и структуре сильно напоминает одноименные сланцы чегемской свиты [2] и отличается лишь тем, что здесь, помимо хлорита и мусковита, часто присутствует и био-

тит. Все три минерала тесно срощены друг с другом, с образованием прослоев, к которым приурочен мелкозернистый кварц и нередко в большом количестве линейно расположенные скопления и зерна рудного минерала.

Альбит образует порфиробласты, создавая очковые текстуры, раздвигает и замещает сланцевый материал.

Породы эти обычно инъецированы крупнозернистым кварцем с резким волнистым угасанием, который замещает и уничтожает как сланцевые прослои, так и альбит. Затем внедряется кварц, также крупнозернистый, но с ровным угасанием, напоминающий кварц послеюрских эльджуртинских гранитов. Он уничтожает все предшествующие породообразующие минералы.

Таким образом, в рассматриваемых породах наблюдается кварц трех генераций. В результате воздействия двух последних возникает микроплойчатость.

Характерным для описываемых сланцев является присутствие кучно расположенного турмалина, окрашенного частью в бурые, частью же в зеленые цвета и образующего сравнительно небольшие призматические зерна. Турмалин содержится обычно среди кварца третьей генерации. Встречаются и крупные призмы, которые в центре синие, а на периферии зеленовато-бурые. Кроме турмалина, с этим же кварцем связаны зерна рудного минерала, заключенные между его зернами, а также в виде жилок, секущих альбит и кварц второй генерации. Возможно, что часть рудного минерала связана с кварцем второй генерации. Изредка встречаются остатки уничтожаемого кварцем андалузита (р. Мкяра). Из второстепенных минералов, в этих сланцах наблюдаются циркон, апатит и сфен.

Таблица 1
Результаты измерения порфиробластов альбита по спайности
⊥ (001)

Ng	Nm	Np	Npl	2v
81°	22°	70'	6	+78
78°	25°	66°	5	+80
77°	20°	75°	8	—
81°	22°	69°	7	±80

Хлорит-мусковитовые сланцы, инъецированные кварцем. Эти сланцы встречены нами по обеим склонам р. Кыртык ниже устья р. Мкяра, в ущелье р. Уллусенги и кое-где в верховьях р. Субаши. Они также очень напоминают одноименные сланцы чегемской свиты. В их состав входят срощенные друг с другом хлорит и мусковит, к которым приурочены вытянутые образования гидроокислов железа, зерна и скопления рудных минералов, сфен и циркон. Хлорит светло-зеленый или грязно-зеленый и почти изотропный, местами в нем содержится сетка сагениита. К данным прослоям иногда приурочены прослои мелкозернистого кварца.

Эти сланцы инъецированы волнистоугасающим кварцем, отдельные индивиды которого имеют зазубренные контуры. Затем внедряется кварц последующей генерации с ровным угасанием. Количество кварца обеих генераций изменчиво. По всей вероятности, в описываемых сланцах процесс окварцевания более интенсивный, вследствие чего порфиروбласты плагиоклаза (альбита) уничтожены; это видно из того, что местами среди кварца наблюдаются изъеденные остатки альбита, реже остатки андалузита (р. Мкяра).

Мусковитовые сланцы, инъецированные кварцем. Эти породы встречены нами на левом склоне р. Кыртык. Слюдяные прослои здесь представлены исключительно мусковитом. К нему приурочено большое количество рудного минерала и бурого карбоната. Между прослоями мусковита внедрен крупнозернистый кварц с ровным угасанием и с торцевой структурой. Среди кварца иногда наблюдаются остатки мусковита и частично рудных минералов.

Амфиболиты. Среди пород кыртыкской свиты неизменные или слабо измененные амфиболиты встречаются редко. Они нами наблюдались в ущелье р. Уллусенги и на левом склоне р. Кыртык.

Амфиболиты представляют собой черные или темно-серые хорошо рассланцованные породы. Главными составными частями их являются роговая обманка и плагиоклаз.

Роговая обманка зеленая по Ng и соломенно-желтая по Np; $c:Ng=18^{\circ}-20^{\circ}$; $2v=83^{\circ}-84^{\circ}$.

Плагиоклаз ряда андезина (№ 30—45) обычно мутный—пелитизированный, серицитизированный и иногда эпидот-цоизитизированный. Кроме того, встречается свежий, по-видимому, новообразованный сдвойникованный плагиоклаз ряда альбита. К роговой обманке часто приурочены призматические зерна клиноцоизита; реже встречается эпидот. Обычно содержится большое количество зерен сфена, ильменита, лейкоксена, апатита и рудных минералов, представленных вкрапленностью ильменита, иногда окруженного каемкой сфена и замещающегося гидроокислами железа. В плагиоклазах встречаются также выделения кальцита.

Амфиболиты обычно в той или иной мере инъецированы кварцем, двух генераций—один с волнистым угасанием, а другой крупнозернистый, с гладкими контурами и с ровным угасанием; последний образует гнезда.

Под влиянием кварца, на границе с ним роговая обманка сначала бурееет, а затем переходит в биотит. Количество биотита в породе находится в тесной зависимости от количества кварца. Вместе с тем, кварц разъедает и альбитизирует плагиоклаз.

В ущелье р. Уллусенги встречена амбифоловая сланцеватая порода несколько иного облика. В кварцплагиоклазовой массе рассеяны удлиненные порфиробласты роговой обманки сине-зеленой по Ng и соломенно-желтой по Np; $c:Ng=18^{\circ}$. Она аналогична роговой обманке из чегемской свиты. В породе в очень большом количестве содержатся скопления и зерна рудного минерала.

Чаще, чем амфиболиты в кыргызской свите, встречаются биотитизированные амфиболиты, инъецированные кварцем. Эти породы имеют тонкогнейсовую текстуру; обнажаются они в ущелье р. Субаши, по склонам р. Кыртык и в верховьях р. Ирик. От описанных амфиболитов они отличаются большим количеством биотита и соответственно меньшим роговой обманки и реликтового плагиоклаза, вместо которого развивается альбитизированный свежий, более крупный плагиоклаз, константы которого следующие: \perp (001)—Ng 87°, Nm 12°, Nr 79°, Pl № 15; 2v+86; \perp (010)—Ng 6°, Nm 84°, Nr 87, Pl № 15.

Порфиробласты последних нередко включают в себе остатки роговой обманки и биотита с образованием ситовидных структур. Вместе с тем, в данных породах содержится значительное количество привнесенного кварца, большей частью с ровным и, кроме того, волнистым угасанием, под влиянием которого происходит биотитизация роговой обманки и альбитизация плагиоклаза. По-видимому, одновременно с привнесением кремния привносились и щелочи. В некоторых случаях плагиоклаз совершенно уничтожается и порода превращается в биотитовый сланец с большим количеством внедренного кварца.

В описываемых биотитизированных амфиболитах встречается также очень большое количество сфена и рудного минерала, часто представленного окружающим сфен титаномагнетитом. Помимо того, в переменных количествах содержится апатит.

В целом, порода может быть определена как биотит-роговообманковый плагиоклазовый гнейс.

Хлорит-плагиоклазовые сланцы, инъецированные кварцем. Эти сланцы встречены нами в ущельях рек Субаши и Уллусенги. Они представляют собой биотитизированные рассланцеванные амфиболиты, послойно инъецированные кварцем. Хлорит расположен линейно, он светло-зеленый с аномальными синими цветами интерференции. К нему приурочен биотит, за счет которого он, по-видимому, образован. Биотит же образован за счет роговой обманки.

В этих породах так же, как и в амфиболитах, много сфена, апатита и рудного минерала. Иногда встречается гранат и циркон. Рудные минералы нередко образуют прожилки.

Рассматриваемые породы могли бы быть отнесены к плагиогнейсам, если бы не явно внедренный впоследствии кварц. Кварц иногда с волнистым, но чаще с ровным угасанием замещает плагиоклаз и хлорит, нередко образуя линзы.

Биотитовые, двуслюдяные и хлорит-биотитовые гнейсы. Эти породы представляют собой серые, в той или иной мере осветленные породы с явной гнейсовой, иногда очковой текстурой. Встречаются они главным образом в верховьях р. Кыртык (реки Субаши и Мкяра), а также в ущелье р. Уллусенги.

Состоят они из прослоев сланцев, сложенных одним биотитом, в различной степени хлоритизированным биотитом, или биотитом и мусковитом. Прослои эти раздвигаются и поглощаются внедряющимися лейкократовыми минералами в следующей последовательности: плагио-

клязом (олигоклаз-андезин № 23—35), кварцем с волнистым угасанием, затем микроклином и далее снова кварцем с ровным угасанием. Последний, как видно из предыдущих описаний, пользуется повсеместным распространением в породах кыргызской свиты и, главным образом, в западной ее части.

Характерно, что слюдяные прослои при приближении к гранитам все более мусковитизируются и, кроме того, иногда замещаются силлиманитом, который пронизывает плагиоклаз и кварц. В хлорите и биотите встречается сагениит, который в виде отдельных волосовидных включений наблюдается и в кварце. Иногда присутствует и новообразованный мусковит, пронизывающий плагиоклаз в виде радиально-пластинчатых агрегатов. По всей вероятности, процессу микроклинизации предшествует мусковитизация.

Микроклин в гнейсах встречается в переменных количествах, которое возрастает при приближении к гранитам. В некоторых разностях микроклин играет ничтожную роль. В таких случаях, порода может быть определена как плагиогнейс.

Микроклин почти всюду решетчатый, разъедает и замещает плагиоклаз, который остается в нем в виде включений, а при более интенсивной микроклинизации—в виде пертитов. Процесс микроклинизации сопровождается альбитизацией плагиоклаза.

С увеличением количества микроклина уменьшается содержание плагиоклаза. Зерна плагиоклаза вместе с уцелевшими остатками биотита и мусковита иногда включены в микроклин. Наблюдаются и включения кварца.

Из аксессуарных минералов встречены циркон и апатит. С увеличением интенсивности микроклинизации апатит укрупняется.

Последним образуется кварц с ровным угасанием, который уничтожает и захватывает плагиоклаз, кварц ранней генерации и микроклин. Кроме того, жилки этого кварца пересекают микроклин.

Иногда вместе с кварцем появляются секущие микроклин жилки кальцита. Иногда кварц с ровным угасанием пронизан силлиманитом, но в меньших количествах. Из этого следует, что силлиманит образовывался в разное время.

Гнейсы, как уже отмечалось, постепенно переходят в граниты. Но местами процесс гранитизации не доходит до образования гранитов, как например, в ущелье р. Уллусенги, и заканчивается образованием гнейсов.

Мы здесь не будем останавливаться на описании гранитов р. Кыргыз, но небезынтересно отметить, что они представлены в основном мусковитовыми разновидностями. Они так же, как сланцы и гнейсы кыргызской свиты, содержат гнезда, линзы и жилки кварца с ровным угасанием, секущие все порообразующие минералы гранитов.

Среди описанных метаморфических сланцев и гнейсов кыргызской толщи встречаются кварцевые и пегматитовые жилы, аплиты и гранулиты.

Таблица 2

Химический состав пород кыргызской свиты (аналитик В. С. Нижаарадзе)

Проценты весовые

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
65,0	0,34	15,34	1,65	4,75	0,08	3,48	1,54	2,01	2,43	0,24	2,36
69,97	0,21	13,0	2,20	4,60	0,05	1,82	1,68	2,05	2,06	0,20	2,00
67,04	0,36	14,15	3,06	3,74	0,06	1,74	1,96	2,20	4,16	0,38	1,06
61,98	0,52	19,6	1,38	6,62	0,08	1,84	0,98	2,30	2,47	0,42	1,01
45,96	0,41	29,32	2,63	7,77	0,06	3,53	0,98	2,80	3,86	0,31	2,0
60,99	0,38	18,74	3,53	4,03	0,07	2,81	0,38	1,29	4,56	0,46	2,24
65,94	0,38	17,62	2,66	3,64	0,06	2,54	0,70	0,84	3,28	0,46	1,42
66,2	0,21	19,61	1,95	4,25	0,04	3,22	0,56	0,35	1,58	0,58	1,1
46,2	0,21	19,71	3,88	8,92	0,04	7,27	9,1	0,59	2,64	0,4	1,03
48,97	0,25	15,82	5,36	8,64	0,04	6,34	8,50	3,37	1,42	0,24	1,02

1. Биотитовый сланец с андалузитом; наблюдаются инъекции кварца и порфиробласты альбита; верховье р. Мкяра.

2. Двуслюдяной сланец с андалузитом; имеются инъекции кварца в большом количестве и порфиробласты альбита; верховье р. Мкяра.

3. Хлорит-биотит-мусковитовый сланец с порфиробластами альбита; наблюдаются инъекции кварца; верховье р. Мкяра.

4. Двуслюдяной сланец с андалузитом, силлиманитом, гранатом, ставролитом; имеются инъекции кварца в меньшем количестве; верховье р. Субаши.

5. Двуслюдяной сланец с гранатом; инъекции кварца не наблюдаются; р. Субаши.

6. Хлорит-мусковитовый сланец с порфиробластами альбита; имеют место инъекции кварца; верховье правого притока р. Кыртык.

7. Хлорит-биотит мусковитовый сланец с порфиробластами альбита; имеются инъекции кварца; верховье правого притока р. Кыртык.

8. Хлорит-биотитовый сланец с порфиробластами альбита; наблюдаются инъекции кварца; верховье правого притока р. Кыртык.

9. Амфиболит; частичная биотитизация роговой обманки; ущелье р. Джугуртау.

10. Амфиболит; левый склон р. Кыртык.

Из таблицы химических анализов видно, что породы кыргызской свиты, не инъецированные кварцем, по содержанию кремнекислоты близко стоят к основным магматическим породам. С увеличением приноса кремния увеличивается количество щелочей, особенно калия. Одновременно происходит уменьшение содержания закиси железа и увеличение его окиси. Однако мы не исключаем, что среди исходных пород кыргызской свиты, помимо базитов, были также осадочные и туфогенно-осадочные породы, как это отмечается С. П. Соловьевым [9].

В ы в о д ы

1. Кыргызская свита кристаллических сланцев и гнейсов образовалась в результате метаморфизма осадочных образований, среди которых существенную роль, по всей вероятности, играли основные магматические породы. Это видно из того, что в них большим распространением, помимо амфиболитов, пользуются биотитовые и двуслюдяные сланцы, содержащие в значительном количестве сфен, ильменит и гидрокислы железа, образовавшиеся за счет амфиболитов.

Это соображение подтверждается содержанием в породах кыргызской свиты никеля, хрома, ванадия, марганца, титана и нередко кобальта, обнаруженных спектральными анализами.

При видимых инъекциях кварца происходит биотитизация роговой обманки и альбитизация плагиоклаза. По-видимому, вместе с кремнием привносилось также определенное количество калия и натрия.

2. Метаморфизм пород кыргызской свиты в основном происходил в результате процесса метасоматоза. В частности, за счет амфиболитов образовывались биотитовые сланцы. Гнейсы являются продуктом не вполне завершенного процесса метасоматической гранитизации. Происхождение альбита, андалузита и силлиманита также метасоматическое.

3. Биотит, пользующийся большим распространением в породах данной свиты, обычно светлый, маложелезистый и всюду содержит включения циркона, который появляется вместе с ним. При замещении биотита кварцем или плагиоклазом, циркон сохраняется в них, а в дальнейшем исчезает.

Хлорит не пользуется большим развитием и образуется при соответствующих процессах за счет биотита. Мусковит также является продуктом преобразования биотита и возникает в основном в начальную стадию калиметасоматоза.

4. Гидроокислы железа, наблюдаемые в породах кыргызской свиты, вероятно являются продуктами растворения железо-магнезиальных силикатов. Они очень часто обволакивают зерна привнесенного кварца. Часть же рудных минералов связана, по-видимому, с внедрением последнего.

5. В породах кыргызской свиты широким развитием пользуется процесс наложенной альбитизации, выраженный в образовании порфиробластов альбита с ситовидной структурой.

6. Одновременно с альбитом на участках с недостаточным содержанием в растворах натрия образуются порфиробласты андалузита, занимающего совершенно аналогичное с альбитом положение и имеющего также ситовидную структуру. Возможно, что андалузит представлен двумя генерациями, как предполагает С. П. Соловьев [9]. Один мелкий, другой крупный. Но оба они имеют одинаковое происхождение. Не исключена возможность, что появление андалузита предшествует образованию альбита. Алюминий, по нашим представлениям, в обоих случаях заимствуется из уничтоженных алюмосиликатов (слюд) исходных пород.

7. При интенсивном привносе кремния и образовании кварца, уничтожающего плагиоклаз и слюды, освобождающийся снова алюминий связывается с кремнеземом, образуя силлиманит, часто содержащийся в сланцах и гнейсах кыргызской свиты. Вопреки указанию С. П. Соловьева [9], нами нередко наблюдалось совместное нахождение андалузита и силлиманита.

8. Характерным для пород кыргызской свиты является повсеместное внедрение кварца с ровным угасанием, количество которого увеличивается с востока на запад. Этой генерации окварцевания подвергаются

все породы, включая пегматиты, аплиты и граниты. По всей вероятности, данный процесс является наиболее поздним. Одновременно с кварцем иногда возникает и ортоклаз. Образование турмалина несомненно связано с внедрением данного кварца. Наличие молибдена в породах с преобладанием этого кварца наводит на мысль, не связаны ли во времени кварц с ровным угасанием, ортоклаз и молибден с процессом формирования послепалеозойских эльджуртинских гранитов. В последних нами обнаружен аналогичный турмалин.

Кварц местами сечется жилками кальцита. В породах кыргызской свиты наблюдается кварц трех генераций: первый сланцевый, не везде сохранившийся, второй мозаичный с резким волнистым угасанием, связанный с образованием гранитов Главного хребта, и третий, наиболее молодой с ровным угасанием, связанный с более поздними процессами.

9. В кыргызской свите устанавливается следующая последовательность выделения минералов, метасоматически замещающих минералы исходных пород:

1) кварц крупнозернистый с волнистым угасанием, наблюдаемый лишь на участках, прилегающих к гранитам и мигматитам (внедрению этого кварца в гнейсах иногда предшествует образование плагиоклаза; хотя он бывает и реликтовый);

2) андалузит, встречающийся главным образом в западной части свиты;

3) альбит, распространенный почти повсеместно;

4) микроклин, не пользующийся широким развитием и встречающийся лишь в гнейсах близ гранитов;

5) кварц с ровным угасанием, распространенный повсеместно;

6) турмалин, связанный с последним кварцем и встречающийся редко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заридзе Г. М. О происхождении Кавказских гранитоидов и их рудоносности. «Тр. ин-та геол. наук АН СССР», 1955.
2. Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. О метаморфических сланцах чегемской свиты на Северном Кавказе. Матер. по геол. и металлог. Центр. и Зап. Кавказа. «Тр. ВАГТ и Кавк. эксп. МГУ», т. III, 1962.
3. Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. О мигматитах, гнейсах и гранитах бассейна р. Баксан. «Труды Груз. политехн. ин-та», № 1 (67), 1960.
4. Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. Об одной разности пегматитовых жил Сев. Кавказа. «Изв. Высших учебных завед., геол. и разв.», № 8, 1959.
5. Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Кикнадзе И. И. Об одном примере метасоматической гранитизации. «Изв. ВУЗ, геол. и разв.», № 11, 1960.
6. Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. Состав и формирование нижнепалеозойской аманчатской свиты на Северном Кавказе. Вест. МГУ, № 6, 1961.
7. Кизевальтер Д. С. О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Сев. Кавказа. «Тр. МГРИ», т. XXIX, 1956.
8. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховья р. Баксан (Сев. Кавказ). Зап. ВМО, т. 67, № 2, 1938.
9. Соловьев С. П. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезис. Записки ВМО, сер. 2, ч. 87, вып. 6, 1958.
10. Судовиков И. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. «Тр. Лаборат. геол. докембрия АН СССР», вып. 4, 1954.

С. Б. АБОВЯН

СТАДИИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

(Институт геологических наук АН Арм. ССР)

На территории Армянской ССР ультраосновные и основные интрузивные породы слагают два прерывистых пояса—Севано-Амасийский и Вединский (Приараксинский).

Севано-Амасийский пояс начинается к северо-западу от гор. Лениакана и протягивается со значительными перерывами вдоль Ширакского и Базумского хребтов, переходя дальше на северо-восточное побережье озера Севан, прослеживается вдоль юго-западных склонов Арегунийского и Севанского хребтов. Юго-западное его продолжение уходит на территорию Азербайджанской ССР в бассейн рек Тертер и Акера. Пояс состоит из обособленных друг от друга крупных (до 60 кв. км) и мелких (до первых десятков кв. м) массивов, протягивающихся с северо-запада на юго-восток.

Вединский пояс расположен в 50—60 км к юго-западу от Севано-Амасийского и также вытянут в северо-западном направлении. Размеры пояса относительно небольшие. Характерно также, что хотя количество массивов ультраосновных и основных пород в данном поясе в четыре раза больше (около 100), чем в Севано-Амасийском, однако размеры их весьма ограниченные и каждый из них не превышает 1 кв. км, реже 2 кв. км.

В строении обоих поясов серпентинитам принадлежит значительная роль. В количественном отношении они слагают примерно 30—35% площади выхода ультраосновных пород.

Серпентиниты представляют собой массивные зеленовато-серые или зеленые, реже черные пятнистые породы, обладающие местами отчетливым сланцеватым строением, чем они довольно резко отличаются от других пород ультраосновного и основного состава.

Под микроскопом серпентиниты характеризуются отсутствием какой-либо реликтовой структуры, позволяющей определить первоначальный состав материнских пород. Они состоят исключительно из серпентина, представленного как хризотилом (волокнистая разновидность), так и ан-

тигоритом (чешуйчатая разность). В большинстве случаев обе разности присутствуют одновременно. Наряду с хризотилом и антигоритом сравнительно редко встречается плотная разность серпентина — серпофит, образующий тонкие прожилки. В проходящем свете все серпентиновые минералы совершенно бесцветные, реже бывают окрашены в зеленоватые или желтоватые тона. Двупреломления их колеблются в пределах от 0,006 до 0,022, $2V$ —от 0° до 90° . Из других минералов встречаются карбонат, хлорит, тальк и в редких случаях идингсит. Рудные минералы в серпентинитах представлены магнетитом и метаморфизованными разностями хромшпинелидов.

В литературе по серпентинитам встречаются довольно частые высказывания о разновозрастности отдельных разностей серпентиновых минералов. Впервые Б. М. Кротов [8], изучая серпентиниты южной части Миасской дачи, описал сложнопетельчатую структуру хризотиловых серпентинитов, в которых наблюдаются разновозрастные минералы. Появление последних он связывал с резким изменением физических условий среды, в которых они образовались. Наблюдения Е. А. Кузнецова [9] над антигоритовыми серпентинитами Саймоновской долины привели его к выводу о существовании более раннего и позднего антигоритов. П. М. Татаринев [14], описывая останинские серпентиниты, указывал, что антигорит является вторичным, то есть более поздним по отношению к хризотилу. В. Н. Лодочников [11] при изучении ильчирских серпентинитов установил наряду с антигоритом наличие более поздних жилочек-ленточек серпофита. А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин [4] указывали, что «...в Халиловском массиве, как и в других уральских массивах, констатируется факт разновозрастности серпентиновых проявлений даже в одних и тех же шлифах...». Они также отмечали, что серпентиновые растворы более раннего возраста обладали большей химической активностью, чем серпентиновые растворы более позднего возраста. Наконец, Н. Д. Соболев [13] среди серпентинитов Большого Кавказа, на основании наличия разновозрастных серпентиновых минералов, впервые установил, по крайней мере, две фазы серпентинизации.

В свете высказываний указанных выше исследователей автор провел сравнительное микроскопическое изучение большого количества образцов серпентинитов из всех массивов Севано-Амасийского и Вединского поясов. В результате этого были установлены различные типы микротекстур серпентинитов, на основании которых и были выделены стадии серпентинизации. При этом были затронуты также вопросы, связанные с проблемой серпентинизации, в той степени, в какой они необходимы были для изложения предмета настоящей статьи.

Процесс серпентинизации начинается с затухания собственно магматической фазы формирования массивов ультраосновных и основных пород, вокруг скоплений хромистого железняка в свежих породах. Процесс этот имеет незначительное проявление и связан с пневматолитической или гидротермальной деятельностью ультраосновной магмы. Образовавшийся при этом серпентин некоторые исследователи относили к первичным минералам (А. Н. Карпинский [6], Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

[10]), а Н. Д. Соболев [12] выделил его под названием **протосерпентина**, то есть наиболее раннего образования среди других разновидностей серпентинов. Протосерпентин из Шоржинского массива впервые был отмечен еще А. Г. Бетехтиным [3]. Среди других массивов ультраосновных и основных пород Армянской ССР протосерпентин встречен нами на Джил-Сатанахачском, Караиман-Зодском и Мумухан-Красарском массивах в виде осветленных серпентиновых оторочек вокруг рудных тел и вкрапленников хромистого железняка. В проходящем свете в указанных оторочках отсутствуют не только остатки оливина, но и петельчатая микротекстура, характерная для более позднего процесса общей серпентинизации ультраосновных пород и представлены плотной разностью—светлым серпофитом. По А. Н. Заварицкому [5], протосерпентин образуется в конечные стадии формирования хромитовых залежей независимо от общей или массовой серпентинизации ультраосновных пород и предшествует ей.

Таким образом, протосерпентин образуется в автотаморфическую фазу серпентинизации и связан с пневматолитической или гидротермальной деятельностью гипербазитовой магмы.

Наиболее мощным процессом, носящим региональный характер и по времени наиболее длительным, является процесс массовой серпентинизации ультраосновных пород. В начале этого процесса в серпентинитах развивается **петельчатая микротекстура** замещения оливина серпентином. Петли обычно сложены остатками зерен оливина, а стенки—волокнистой разностью серпентина—хризотилом. При более глубоко зашедшем процессе серпентинизации наряду с хризотилом появляется также и антигорит, замещающий внутренние части петель, сложенные остатками оливиновых зерен. В проходящем свете окраска серпентиновых минералов, слагающих петельчатую микротекстуру, слабо желтовато-зеленоватая. Описанная петельчатая микротекстура весьма характерна для всех массивов Севано-Амасийского и Вединского поясов. Процесс массовой серпентинизации ультраосновных пород по своей химической способности является наиболее активным. Благодаря последнему обстоятельству в прожилках хризотила и чешуйках антигорита часто наблюдаются пылеобразные выделения магнетита; разрушенные и перерожденные по пути движения растворов из ранее выделившихся минералов—оливинов, пироксенов и хромшпинелидов. Как будет видно ниже, в более поздние моменты серпентинизации активность растворов значительно понижается.

Процесс массовой серпентинизации ультраосновных пород можно выделить как вторую стадию. Он также происходит в автотаморфическую фазу серпентинизации и, вероятно, связан с летучими компонентами, в том числе и водой, содержащимися в ультраосновной магме. По вопросу об источнике воды в гипербазитовой магме мнения исследователей расходятся.

В. Н. Лодочников [11] считает, что летучие компоненты ультраосновной магмы (газы и пары) освобождаются при кристаллизации всех частей перидотита и начинают двигаться из мест более высокого в места

более низкого давления, то есть вверх, и скопляясь в верхних частях перидотитовых массивов, серпентинизируют их. А. Г. Бетехтин [3] полагает, что источник воды скорее следует искать за пределами ультраосновных массивов. С одной стороны, вода могла выделяться при дифференциации и кристаллизации скрытых на глубине магматических очагов и, может быть, даже тех очагов, магма которых послужила исходным материалом для формирования габбро-перидотитовых массивов. С другой стороны, серпентинизация могла быть обусловлена проникновением фреатических вод, действовавших в условиях повышенных температур на глубине. Оригинальную гипотезу высказал Г. Г. Хесс [15]. Процесс серпентинизации он считает полностью аутометаморфическим. Гипербазитовая магма для полной серпентинизации пород содержала недостаточное количество летучих компонентов и воды. В связи с этим она абсорбировала воду из окружающих осадочных пород, обладающих более высоким гидростатическим давлением, чем ультраосновная магма. Абсорбирование магмой воды продолжалось до того момента, пока не наступало равновесие в гидростатическом давлении окружающих пород и магмы.

Вернемся к описанию микротекстур серпентинитов, характерных для следующей—третьей стадии серпентинизации. Среди некоторых серпентинитов с петельчатой микротекстурой описанной выше второй стадии серпентинизации наблюдаются характерные более поздние линзовидные микрожилки серпентина, секущие петельчатую микротекстуру. Во всех наблюдаемых случаях серпентин линзовидных микрожилок представлен плотной разностью—серпофитом. Нередко количество этих микрожилок настолько увеличивается, что, разветвляясь и пересекаясь друг с другом, образуют вторую петельчатую микротекстуру, развивающуюся независимо от первой (фиг. 1) и характеризующуюся несколько более крупными размерами петель. Вторая петельчатая микротекстура накладывается на первую и образует картину **сложнопетельчатой микротекстуры**. Следовательно, наличие второй петельчатой микротекстуры в серпентинитах служит указанием на проявление в них третьей стадии серпентинизации.

Впервые сложнопетельчатую микротекстуру в серпентинитах Большого Кавказа описал Н. Д. Соболев [12]. Судя по микрофотографиям, приведенным в его работе, описанные нами серпентиниты со сложнопетельчатой микротекстурой обнаруживают большое сходство с ними.

Следует отметить, что третья стадия серпентинизации носит локальный характер и проявляется на ряде участков Шоржинского, Джил-Сатанахачского, Кясаманского, Караиман-Зодского, Мумухан-Красарского и Кармракарского массивов Севано-Амасийского пояса и на массивах Вединского пояса. Нами было обращено внимание на то обстоятельство, что третья стадия серпентинизации проявилась главным образом на тех массивах, где наряду с породами ультраосновного состава (перидотиты), значительную роль играют также породы основного состава (габбро, реже нориты). Возрастные взаимоотношения между

ультраосновными и основными породами в указанных массивах позволяют установить относительно более позднее внедрение основных пород [2]. При почти уже затвердевшем состоянии ультраосновных пород происходило внедрение основной магмы и дальнейшая кристаллизация габбровых пород, с летучими компонентами которых мы склонны связывать третью стадию серпентинизации гипербазитов. Тектонические процессы, которыми сопровождалось внедрение основных пород, создали среди ультраосновных пород те благоприятные структуры (трещиноватость), вдоль которых происходило проникновение летучих компонентов. В нередко встречающемся среди основных пород оливиновом габбро оливин замещен хризотилом и антигоритом, образующих простую петельчатую микротекстуру. Серпентинизация здесь также рассматривается как автометаморфический процесс, подразумевая при этом, что вода могла содержаться в основной магме. Однако учитывая, что породы габбрового состава являются поздними отщеплениями той же магмы, которая ранее дала ультраосновные породы, необходимо признать, что третья стадия серпентинизации также произошла в автометаморфическую фазу.



Фиг. 1. Серпентинит. Джил-Сатанахачский массив. Увелич. 55. Николи скрещены. Видна сложнопетельчатая микротекстура третьей стадии серпентинизации. Вторая более крупная петельчатая микротекстура накладывается на первую.



Фиг. 2. Серпентинит. Джил-Сатанахачский массив. Увелич. 72. Николи скрещены. Виден прожилок микроантигорита сферолитового строения (четвертая стадия) с оторочками поперечно-расположенного тонкочешуйчатого антигорита.

Наконец, в массивах ультраосновных и основных пород Армянской ССР выделяется также и четвертая стадия серпентинизации, выраженная более слабо, чем третья. Проявляется она в виде более поздних тонких прожилков, секущих в различных направлениях серпофитовые прожилки третьей стадии (фиг. 2), а также в виде неправильных эллипсоидальных или концентрических образований колломорфного строения. Серпентин в прожилках четвертой стадии серпентинизации представлен **микроантигоритом** сферолитового строения, а в колломорфных образованиях—плотным **серпофитом**.

Четвертая стадия серпентинизации носит более локальный характер и проявилась лишь в серпентинитах двух массивов—Джил-Сатанахачского и Кясаманского массивов. Характерно отметить, что в строении указанных массивов, наряду с породами ультраосновного состава (пе-

ридиты) и основного состава (габбро), значительную роль играют также и более кислые породы, представленные диоритами и кварцевыми диоритами [1]. Возрастные взаимоотношения между ультраосновными и основными породами, с одной стороны, и диоритами и кварцевыми диоритами, с другой, позволяют установить относительно более позднее внедрение последних. При почти затвердевшем состоянии ультраосновных и основных пород происходило внедрение диоритов и кварцевых диоритов, магма которых содержала в себе некоторое количество летучих компонентов. С последними мы генетически связываем четвертую стадию серпентинизации. Трещины среди ультраосновных и основных пород, возникшие в результате внедрения диоритов и кварцевых диоритов, послужили благоприятными путями, по которым происходило проникновение летучих компонентов. В оливинах оливинового габбро, наряду с петельчатой микротекстурой, наблюдаются секущие их более поздние тонкие прожилки серпентина, сложенные серпофитом и микроантигоритом. Если для ультраосновных пород данная стадия является четвертой по счету, то для оливинового габбро—второй.

Серпентинизация четвертой стадии также рассматривается нами как автометаморфический процесс, так как она обязана своим происхождением летучим компонентам пород диоритового состава, являющихся поздними отщеплениями той же магмы, которая ранее дала ультраосновные и основные породы.

Из изложенного очевидно, что выделенные стадии серпентинизации связаны с затухающимся и вновь возобновляющимся с различной ин-

Т а б л и ц а

Фаза	Стадии	Ультраосновные породы	Основные породы
А в т о м е т а м о р ф и ч е с к а я	1) Связанная с летучими, содержащимися в ультраосновной магме.	Протосерпентиниты вокруг рудных тел и вкрапленников хромистого железняка.	—
	2) Связанная с летучими компонентами, абсорбированной из окружающих осадочных пород.	Серпентиниты с петельчатой микротекстурой (хризотил-антигоритовые).	—
	3) Связанная с летучими компонентами, содержащимися в магме, давшей основные породы.	Серпентиниты со сложнопетельчатой микротекстурой (серпофит-хризотил-антигоритовые).	Петельчатая микротекстура в оливинах оливинового габбро.
	4. Связанная с летучими компонентами, содержащимися в магме, давшей диориты и кварцевые диориты.	Серпентиниты со сложнопетельчатой микротекстурой, пересекаемой прожилками микроантигорита. Встречаются также колломорфные образования серпофита.	Петельчатая микротекстура, пересекаемая прожилками серпофита и микроантигорита в оливинах оливинового габбро.

тенсивностью проявлением магматической деятельности интрузивов ультраосновных и основных пород Армянской ССР.

В таблице приведена схема всего процесса серпентинизации, которая, естественно, не исчерпывает многообразия и сложности этого процесса и представляет лишь попытку систематизировать последовательность главных стадий серпентинизации.

Сравнивая с серпентинизацией гипербазитов Большого Кавказа [13], видно, что процессы серпентинизации ультраосновных и основных пород Армянской ССР полностью обусловлены автометаморфизмом магмы, давшей последовательный ряд внедрений пород ультраосновного, основного и диоритового составов. Детальные исследования Н. Д. Соболева [13] привели его к заключению о двухфазности процесса серпентинизации гипербазитов Большого Кавказа. Наряду с автометаморфической фазой им выделяется и аллометаморфическая фаза, связанная с гидротермальной деятельностью более молодых интрузивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. «Изв. АН Арм. ССР», геол. и геогр. науки, т. XII, 1959.
2. Абовян С. Б. О возрастных взаимоотношениях пород ультраосновного и основного комплексов офиолитовой формации Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1962.
3. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Изд. АН СССР, 1937.
4. Бетехтин А. Г., Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Изд. АН СССР, 1937.
5. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат-лы по общ. и прикладной геологии, вып. 108, 1928.
6. Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. Изв. АН СССР, 1926.
7. Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Изд. АН СССР, 1937.
8. Кротов Б. М. Петрографические исследования южной части Миасской дачи. «Тр. Каз. об-ва естествоиспытателей», т. 47, вып. 1, 1915.
9. Кузнецов Е. А. Петрографическое описание Саймоновской долины. Гора Карабаш. Тр. Ин-та прикл. минералогии, вып. 32, 1927.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Что такое дунит? «ДАН СССР», № 20—21, 1928.
11. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 38, 1936.
12. Соболев Н. Д. Микротекстура серпентинитов и стадии серпентинизации ультрабазитов. «ДАН СССР», т. 50, 1946.
13. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.
14. Татаринов П. М. Останинское месторождение хризотил-асбеста на Урале. Изд. Геол. ком., вып. 149, 1929.
15. Hess H. H. The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. Econ. Geol., v. 28, № 7, 1933.

Ю. Ир. ПОЛОВИНКИНА

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ МАССИВАХ

(ВСЕГЕИ)

В настоящее время, когда ведущим принципом изучения древних докембрийских массивов признается принцип актуализма, приобретает весьма большое значение так называемая реконструкция, т. е. выяснение, за счет каких первоначальных отложений образовались те или иные породы докембрия. Как известно, большая часть пород докембрийских массивов, особенно нижних стратиграфических подразделений их, обычно у нас, в Советском Союзе, обозначаемых как архей (нижний и верхний архей в одних регионах, просто архей, без дальнейших подразделений, в других регионах), представлена глубоко метаморфизованными образованиями. Никаких реликтовых структур, позволяющих судить о природе исходных толщ, подвергшихся метаморфизму, в них не наблюдается. Структуры их всегда гранобластовые, гомео- или гетеробластовые, а также порфиробластовые. По минеральным парагенезам породы чаще всего принадлежат гранулитовой фации метаморфизма.

Древнейшие породы архея залегают толщами с хорошо выраженным напластованием и интенсивно проявленной крутой складчатостью; изучение их в поле, в обнажениях приводит к выводу о том, что это несомненно суперкрустальные образования, т. е. верхнекоровые (или супракрустальные—надкоровые по другим авторам), накопившиеся на каком-то субстрате или основании. Такое основание в любом из маломагальски изученных районов развития докембрия остается не обнаруженным, не вскрытым, не установленным, а лишь неизбежно предполагаемым из всей геологической ситуации изучаемых толщ. Вместе с тем, все известные интрузивные породы любого состава во всех докембрийских массивах или щитах являются заведомо более молодыми, чем самые древние из суперкрустальных толщ, с которыми они всегда образуют характерный эруптивный контакт. Это кажущееся противоречие, т. е. отсутствие фундамента под заведомо суперкрустальными толщами, Вэйрюнен (Эскола, 1961) объяснял переплавлением фундамента вслед-

стве незначительной мощности земной коры и высокого температурного градиента в докембрии. Возникающая при этом анатектическая магма внедряется в толщи, отлагавшиеся на фундаменте, создавая интрузивные породы более молодые, чем эти толщи. Эскола (1961) полагает, что «...трудно обойтись без подобного представления», которое объясняет, почему в древних щитах, в том числе и в Финляндии, отсутствуют признаки **начала** геологической истории.

Среди весьма характерных пород докембрия, установленных в ряде древних массивов и щитов, очень большой интерес представляют пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы. Различие между кристаллическими сланцами и гнейсами мы полагаем (Половинкина, 1955) в наличии в последних кварца. Другой весьма существенной чертой гнейсов является значительная крупность зерна; как подчеркивал Лодочников в примечании к переводу Розенбуша «Описательная петрография», (1934, стр. 592), это—обязательно фанерозернистые породы (с этой точки зрения термин микрогнейс недопустим, так как заключает в себе логическую ошибку противоречия в прилагательном). Признак фанерозернистости настолько важен и характерен, что часто пироксен-плагиоклазовые метаморфические породы, независимо от наличия или отсутствия в них кварца, называют гнейсами.

Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы известны среди докембрийских образований Украины, Анабарского массива, Енисейского кряжа, Алданского щита, хребтов Становика и Джугджура и некоторых районов Северо-Востока СССР. В меньшей мере они развиты на Кольском полуострове, в фундаменте Русской платформы, в Хамар-Дабане и др. местах.

Автору по личным исследованиям хорошо знакомы эти породы на Украине, где они развиты по Южному Бугу и по Днестру и их притокам, и где, кстати сказать, они обычно называются гнейсами, хотя кварц в них часто отсутствует или является наложенным.

Согласно нашим представлениям (Половинкина, 1960), пироксен-плагиоклазовые гнейсы Украины принадлежат двум свитам раннего архея: более ранней побужской свите и несколько более поздней днестровско-бугской, залегающей на нижней без углового несогласия. Побужская свита (название произведено от географического понятия Побужье) представляет собой переслаивание пироксен-плагиоклазовых, преимущественно гиперстен-плагиоклазовых, кристаллических сланцев и биотит-плагиоклазовых гнейсов. Днестровско-бугская свита (название свиты произведено от названия рек Днестра и Буга) состоит почти сплошь из гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов с незначительной ролью пород другого состава (диопсид-плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых, биотит-плагиоклазовых гнейсов, и реже мраморов и железистых кварцитов).

Обе свиты достигают большой мощности, не менее нескольких километров. Подсчитать ее не удастся вследствие весьма крутой и сжатой складчатости толщи, а также вследствие слабой обнаженности, затрудняющей выделение маркирующих горизонтов.

Метаморфизм пород обеих свит отвечает гранулитовой фации.

Складчатость обеих свит очень крутая, складки сжатые, с большими углами падения крыльев, нередко изоклиная. Мелкая плейчатость отсутствует.

Обеим свитам подчинены небольшие и малые интрузивные тела ультраосновных и основных пород. Ультраосновные породы представлены преимущественно пироксенитами—гиперстенитами—и гиперстеносодержащими перидотитами—гарцбургитами и лерцолитами. Большая часть их серпентинизирована. Основные породы являются норитами и габбро-норитами.

Интрузивные тела этих пород имеют удлиненную линзовидную или неправильную форму и в своем залегании подчинены простиранию складчатых структур вмещающих их кристаллических сланцев и гнейсов. Длина тел значительно превышает их мощность вкрест простирания; например длина тела 600 м при мощности около 100 м; длина 8 км при мощности около 500 м. Наблюдаются и совсем мелкие тела мощностью в 1—3 м.

Минеральные парагенезы пород интрузивных тел весьма близки парагенезам пироксен-плаггиоклазовых гнейсов; особенно характерна высокая роль и в тех и в других породах гиперстена. Надо полагать, что это не случайное совпадение, а закономерность, связанная с их генезисом. Необходимо допустить, что минералообразование и в тех и в других породах шло в одинаковых или весьма близких условиях, а именно в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма и габброидной фации интрузивных пород.

Важно отметить также общие черты химизма интрузивных пород и пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, и в частности постоянную примесь в них никеля, хрома и кобальта.

С интрузивными породами связаны небольшие месторождения никеля (в коре выветривания) и хромита.

Совокупность всех указанных черт позволяет рассматривать эти образования как проявления спилитовой формации, причем побужская свита, в которой чередуются пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и биотит-плаггиоклазовые гнейсы, соответствует кератофироспилитовой субформации более молодых складчатых зон, а днестровско-бугская свита—собственно спилитовым субформациям таковых.

Необходимо подчеркнуть малую роль офиолитовых интрузий и их незначительные размеры, что, возможно, является особенностью именно докембрийских проявлений формации.

Характерную черту составляет также наличие прослоев железистых кварцитов, соответствующих яшмам палеозойских спилитовых формаций.

Как уже отмечено, пироксен-плаггиоклазовые породы Побужья кварца не содержат; кварц появляется в них как привнесенный материал, в большинстве случаев вместе с К-полевым шпатом, в процессе позднейшего метасоматического изменения пород, получившего название чарнокитизации. Однако в других районах Украинского кристаллического массива, например на территории Ингуло-Ингулецкого водораздела, та-

кие породы нередко содержат кварц и изучение их под микроскопом не дает никаких оснований считать этот кварц наложенным, привнесенным. Нами высказано предположение с тем, что пироксен-плагиоклазовые породы этих участков являются метаморфизованными пирокластическими образованиями, туфами той же формации, и как таковые, могли содержать примесь эпикластического материала, в частности песчинок кварца.

Очень большое значение имеют пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы и в докембрии Алданского щита. По данным Ю. К. Дзевановского и Е. М. Лазько (см. Геологическое строение СССР, т. 1, Стратиграфия), они относятся здесь также к архею, в стратиграфическом разрезе которого они слагают вторую снизу тимптонскую серию. В составе этой серии авторы выделяют пять свит, из которых три нижние сложены преимущественно пироксен-плагиоклазовыми породами. Самая нижняя нижнесуннагинская свита, мощность которой не установлена, содержит гиперстеновые, диопсид-гиперстеновые и диопсидовые кристаллические сланцы с маломощными прослоями гнейсов. Среднесуннагинская свита имеет мощность около 1000 м и сложена гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами с прослоями гранулитов. Верхнесуннагинская свита достигает 3000 м мощности и представлена «чарнокитовыми гнейсами» (т. е., по-видимому, гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами, содержащими К-полевой шпат).

Следующая вверх свита доллу сложена гранатовыми и силлиманит-гранатовыми гранулитами и гнейсами. Авторы рассматривают породы этой свиты как метаморфизованные осадочные образования, но отмечают также что их можно «рассматривать в качестве ортопород» (стр. 127).

Складчатость архейских образований Алданского щита также очень крутая, с крутыми углами наклона слоев, вплоть до 90° , и мелкая плейчатость здесь также отсутствует.

Сходство с археем Украинского кристаллического массива состоит и в наличии интрузий ультраосновных и основных пород, представленных пироксенитами, перидотитами, габбро-норитами и норитами, и образующих чаще всего согласные тела. Характерна и здесь большая роль гиперстенсодержащих пород.

Приведенная краткая характеристика пироксен-плагиоклазовых суперкрупных и интрузивных пород архея Алданского щита позволяет видеть в них, по аналогии с Украинским кристаллическим массивом, также проявления офиолитовой формации с малой ролью офиолитовых интрузий и с большим преобладанием эффузивной части ее в виде спилитовой и кератофиро-спилитовой формаций (или субформаций). Нижнесуннагинская свита соответствует спилитовой толще, среднесуннагинская—кератофир-спилитовой, верхнесуннагинская—снова существенно спилитовой. Свита доллу, вероятно, представляет собой метаморфизованную толщу кератофиров с прослоями глиноземистых осадочных пород.

Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы сохранились в

виде небольших блоков архея среди более молодого протерозойского обрамления Алданского щита—хребтов Станового и Джугджура. По данным В. Н. Мошкина, среди них также преобладают гиперстен-плагиоклазовые породы.

Небольшие участки гиперстенсодержащих пород, принимаемых за аналоги алданского архейского комплекса, известны и далее на северо-восток, в бассейне рр. Омолона и Коркодона.

Очень интересны пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, весьма широко развитые в архее Анабарского массива. Они являются главными породами в двух нижних сериях—далдынской и верхнеанабарской—и подчиненную роль играют в следующих вверх по разрезу верхнелаумуйкской и хапчанской сериях. Доминирующими и здесь являются гиперстен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые породы. В нижней далдынской серии им подчинены амфиболовые и амфибол-пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, изредка гранулиты и сильно обогащенные магнетитом гранат-пироксеновые сланцы. В верхнеанабарской серии, сложенной также преобладающими гиперстеновыми гнейсами, наблюдаются прослойки амфиболитов, мраморов и кальцифиров.

Две следующие серии имеют очень пестрый состав из биотит-плагиоклазовых, гранат-биотит-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых гнейсов, часто с гранатом, и из пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов различного состава. Гиперстен-плагиоклазовые породы слагают в этих сериях отдельные горизонты, пачки или даже свиты.

Все перечисленные серии залегают согласно и имеют значительную мощность. Мощность всего архейского комплекса Анабарского массива оценивается М. И. Рабкиным (Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, стр. 100) в 20—25 км. Автор высказывает предположение, что «...пироксено-плагиоклазовые гнейсы, слагающие мощные горизонты и свиты...» «...образовались в результате метаморфизма подводно излившихся андезитов-дацитовых лав (по-видимому и более основных! Ю. П.), перемежавшихся с осадочными продуктами». Формирование гнейсовой толщи происходило в условиях гранулитовой фации.

Архейским супракристалльным толщам Анабарского массива также подчинены основные и ультраосновные интрузии, однако возрастные соотношения их друг с другом и с интрузиями гранитоидов не ясны. По-видимому, многие амфиболиты и пироксеновые амфиболиты, подчиненные суперкристалльным сериям, являются интрузиями основных пород, имеющими небольшую мощность, залегающими согласно со складчатостью вмещающих толщ и вместе с ними подвергавшиеся метаморфизму.

В Енисейском кряже также известны пироксен-плагиоклазовые и в том числе гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы. Они слагают большую часть нижнего стратиграфического подразделения архея—канского комплекса. Петрографически эти толщи еще очень слабо изучены и петрогенетические представления о них слабо разрабо-

таны. Г. И. Кириченко (Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, стр. 103) считает их продуктом «глубокого метаморфизма осадочных пород». Подчиненные им полосчатые «гранатовые гнейсы и гранулиты» автор рассматривает как результат селективного выплавления в процессе метаморфизма «наиболее легкоплавких компонентов», а участки «пород чарнокитового и норит-анортозитового типа» — как результат палингенеза. Автор отмечает также, что еще до метаморфизма в эту толщу внедрились диабазовые силлы.

Можно не сомневаться в том, что дальнейшее изучение даст более правильное петрографическое толкование пироксен-плагноклазовых пород канской серии Енисейского кряжа и позволит рассматривать эту серию так же, как проявление спилитовой или офиолитовой формации.

Все изложенное показывает большую роль и широкое распространение пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов в докембрийских толщах, условно относимых к архею. Весьма характерны общие черты проявления этих пород во всех известных в СССР участках докембрия. Таковы большая мощность толщ, близость минералогического и химического состава слагающих их основных и кислых (а иногда и ультраосновных!) пород, связь с ними прослоев карбонатных пород, указывающих на подводное накопление толщ, участие в составе их железистых кварцитов и обогащенных магнетитом кристаллических сланцев. Очень характерно постоянное наличие офиолитовых интрузий, вытянутых по простиранию толщ и сложенных ультраосновными и основными породами, близкими по минеральным парагенезам вмещающим их кристаллическим сланцам и гнейсам.

Все эти черты, сходные для всех районов развития пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, являются вместе с тем типичными чертами проявления спилитовых и офиолитовых формаций палеозойских и более молодых подвижных поясов.

Все вышеизложенное приводит к выводу, что пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и гнейсы представляют собой глубоко метаморфизованные спилитовые, точнее апоспилитовые, толщи, что позволяет говорить о тектономагматическом анализе докембрийских массивов и щитов, для выделения в них структурно-фациальных зон и особенно для прогнозов и поисков полезных ископаемых, обычно связанных с офиолитовыми формациями. В этой связи небезынтересно отметить, что пироксен-плагноклазовые гнейсы в составе украинского докембрия известны с прошлого века, интрузии основных и ультраосновных пород открыты в них в самом конце тридцатых годов, незадолго до начала Великой Отечественной войны, а в настоящее время уже разведаны и подсчитаны запасы многих ценных полезных ископаемых. Этот пример является весьма поучительным и показывает большое не только научное, но и практическое значение «реконструкции».

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Половинкина Ю. Ир. Что такое гнейс? Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.
Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I, Изд. АН СССР, 1961.

И. Н. СИТКОВСКИЙ

АССИМИЛЯЦИЯ МАГМОЙ БОКОВЫХ ПОРОД КАК ФАКТОР
ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ ИНТРУЗИВНЫХ
КОМПЛЕКСОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

(Управл. геологии и охраны недр при СМ Аз. ССР)

Огромная роль процессов ассимиляции и гибридизма в магматической деятельности широко известна и по этим вопросам имеется литература как наших отечественных авторов (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, Н. А. Елисеев, А. А. Полканов, С. С. Смирнов, П. Н. Кропоткин, Х. М. Абдуллаев и др.), так и зарубежных.

Под термином ассимиляции пород, в соответствии с взглядами Х. М. Абдуллаева (1950—1954), мы понимаем впавление в магму и переработку осадочно-вулканогенных комплексов. Впавление же в магму интрузивных пород более раннего возраста или пород, слабо поддающихся растворению в магме, будет рассматриваться как гибридизм.

Ассимиляция, как фактор вторичной металлогенической специализации в Аз. ССР, порождаемая впавлением в магму и поглощением продуктов боковых вмещающих пород, безусловно играет огромную роль. Так, если бы не было среди вулканогенно-осадочных среднеюрских толщ района Н. и В. Дашкесана пласта магнетитовых песчаников, поглощенного гранитоидной магмой неокома, то здесь не было бы и Дашкесанского железорудного месторождения. То же касается и специфичного образования на М. Кавказе Дашкесанского кобальтового месторождения, так как в поглощенном неокомской магмой комплексе юрских вулканогенов сверхкларковые содержания кобальта и мышьяка достигают превышений от 4—5 до 15—20 раз.

Ассимиляция интрузиями боковых пород устанавливается во многих регионах республики, но для некоторых интрузивных массивов исследователи дают весьма краткие описания магматической зараженности или же просто не подмечают этих явлений. Между тем степень зараженности гранитоидных интрузий ассимилированными материалами и явления хорошо выраженной дифференциации интрузий, судя по многочисленным примерам, представляют один из основных поисковых критериев

рудоконцентраций. В соответствии с этим естественно и появляется необходимость изучения в рудоносных регионах явлений ассимиляции.

Ассимиляция в интрузивно-рудоносных регионах, вообще говоря, устанавливается по следующим признакам:

1. По полосчатости минеральных ассоциаций интрузивных масс, как следствие незавершенной дифференциации.

2. По ксенолитам с реакционной каймой из пироксена, амфибола (в основных типах вмещающих пород), биотита и андалузита (в кв. порфирах). Иногда в ксенолитах появляются скарновые (в порфиритах) минералы—пироксен, гранат, амфибол, эпидот.

3. По пестроте состава интрузивных пород.

4. По краевым фациям интрузий, выраженных в постепенной изменении кислотности пород.

5. В обилии цветных компонентов в краевых фациях.

6. В пятнистости интрузивных пород.

7. В повышении основности плагиоклазов.

8. В наличии нормальной и обратной зональности плагиоклазов.

9. В обилии апатита и наличии граната.

10. В протокластах плагиоклазов и наличии резко противоположных по кислотности плагиоклазов.

11. В наличии шпир и чередовании меланократовых и лейкократовых разностей пород в интрузиве.

Из многочисленных химанализов нами устанавливается влияние вплавленных в магму боковых пород как на петрологическое разнообразие дифференциатов, так и на обогащение магмы рудными компонентами.

Основными положениями для интрузивных пород, зараженных ассимиляцией боковых пород, по данным химанализов являются следующие:

1. В условиях ассимиляции гранитоидной магмой вмещающих пород кислого состава (кв. порфиры, кв. порфириты) образуются породы типа адамеллитов и лейко-диоритов, а в условиях ассимиляции боковых эффузивных пород среднего состава или туфопесчаников образуются породы типа кварцевых и бескварцевых диоритов или габбро-диоритов.

2. При поглощении гранитоидной магмой вмещающих известковых пород образуются габбро, габбро-нориты и габбро-диориты.

3. При ассимиляции гранитоидной магмой в значительных количествах известкового материала вмещающих пород большое развитие приобретают монцониты, монцодиориты и габброиды.

4. Резко выраженная пестрота петрологического состава в пределах отдельных батолитов гранитоидов, например в области Мегри-Ордубадского плутона, как показал опыт наблюдений, тесно связана с локальной литологической изменчивостью ассимилированного магмой материала (известняки в. мела, порфириты и туфы н. эоцена, туфопесчаники ср. эоцена и пр.).

5. В связи с тем, что разновозрастные гранитоидные магмы М. Кавказа, внедрявшиеся в разные тектоно-магматические циклы, всегда име-

ли щелочноземельный характер, а ассимилируемые эффузивные комплексы в лучшем случае (как например, кв. порфиры и кв. порфириты) щелочной и с малым присутствием калия магматические продукты внедрений, при недостаточно четкой дифференциации, создавали в начальные фазы интрузивные породы щелочноземельного типа, пестрого состава (Мегри-Ордубадский плутон, Тауз-чайский и др.).

В эти первые фазы интрузий явления ассимиляции боковых пород и гибридизма выражены более эффективно, чем в последующие этапы (фазы) внедрений магматических масс, когда вследствие широко развившейся дифференциации локально появляются породы гранитного состава с повышенным количеством калия и кремнезема.

Вопросы влияния ассимилированных магмой боковых пород на изменение состава интрузивных комплексов обобщенно можно представить в следующем виде:

1. При ассимиляции гранитоидной магмой известняков или пород, содержащих известь в новообразованных интрузивных породах, резко повышается содержание СаО, что хорошо устанавливается, например, в Кедабеке, Дашкесане, в районе Кетам-Килита и в других районах.

2. При ассимиляции гранитоидной магмой порфиритов, их туфов, иногда туфопесчаников, в краевых фациях интрузий резко повышается содержание Fe и Mg (FeO, Fe₂O₃, MgO). Примерами этого являются, например, Дашкесанский интрузив с его габброидной краевой фацией (у бывш. дома Симменса), в районе с. Ново-Гореловка с габброидной фацией кварцдиоритового интрузива, Барсумского, Мегри-Ордубадского плутона у с. Урумыс и локально по другим гранитоидным интрузивам.

3. В условиях ассимиляции магмой боковых пород, содержащих повышенное количество кремнезема (например, кварцпорфиры) и глинозема (глинистые фации пород, некоторые порфириты и их туфы) в магматических новообразованиях интрузивных пород, резко увеличивается содержание Al₂O₃ и SiO₂, примерами чего могут являться Таузские, Славянка-Атабекский, местами Ордубадский и другие гранитоидные интрузивы.

4. Концентрация щелочей в интрузивных породах и обогащение ими в магматическом очаге при ассимиляции магмой боковых пород, надо полагать, происходила в малой степени, так как весь М. Кавказ во все тектоно-магматические циклы оставался беден щелочами и магма всегда носила щелочно-земельный характер. Наличие в некоторых интрузивах, например в Мегри-Ордубадском плутоне, интрузивных пород щелочного состава (нефелиновые сиениты Армении, граниты там же и в Ордубадском районе, граносиениты Далидагского батолита и пр.) во всяких сомнениях связано уже с явлениями дифференциации, но не ассимиляции.

5. В итоге алюмосиликатной ассимиляции гранитоидной магмой боковых пород состав интрузивных пород существенно мало меняется лишь при вплавлении кислых пород (кварцевые порфиры), в результате переработки ассимилированного материала образуются или адамеллиты или лейко-диориты (Тауз-чай).

6. При карбонатной и железо-магнезиальной ассимиляции магма становится менее кислой и интрузии приобретают диоритовый, габбро-диоритовый и монцонитовый характер.

7. Алюмосиликатная контаминация вмещающих пород, судя по примерам гранитоидов Тауз-чая, мало способствовала рудоконцентрациям элементов в магме и его постмагматическим растворам.

8. Карбонатная же и железо-магнезиальная ассимиляция всегда, как правило, повышает дифференциацию магматических масс, а также явления рудоконцентрации в магматическом бассейне и в более поздних постмагматических растворах. Это объясняется нами значительной ролью расплавленных карбонатов, (CO_2), которые повышают кислородный потенциал, способствуя извлечению и миграции рудных компонентов как из магмы, так и ассимилированных ею боковых пород. Обогащение рудоносных магматических масс рудными компонентами, извлекаемыми из ассимилированных пород, мы, в соответствии со взглядами Х. М. Абдуллаева (1954), именуем вторичной металлогенической специализацией в отличие от первичной, свойственной данной магме. Таким образом, на основании вышеизложенного, в соответствии со взглядами Х. М. Абдуллаева (1954), можно выделить следующие типы ассимиляции: 1) карбонатная, 2) железо-магнезиальная, 3) алюмосиликатная, 4) смешанная.

Карбонатная ассимиляция гранитоидной магмой вмещающих известковистых пород хорошо устанавливается по краевым фациям гранитоидных интрузий, представленных габбро, габбро-диоритами и габбро-диабазами (Барсум, Ново-Гореловка, Дашкесан, Кедабек, Урумыс и пр.). В габброидах содержание CaO от 1,5—3%, для гранитоидов достигает 8,25 и даже 9,88% (Дашкесан). Нередкое появление граната в виде аксессуория среди габброидов (Урумыс, Ново-Гореловка, Кедабек и пр.) говорит именно о карбонатно-железистой ассимиляции; кстати говоря, чтобы обогатить магму карбонатом, мы считаем совершенно не обязательной ассимиляцию известняков, так как в некоторых туфах порфиритов (Дашкесан) содержание CaO достигает иногда 15 и даже 20%. Ассимилированные магмой карбонаты (в основном за счет CO_2), меняющие кислородный потенциал в постмагматических растворах, в свою очередь (по А. Г. Бетехтину, Х. М. Абдуллаеву и др.) благоприятствуют выделению из магмы свободных окислов железа, образованию граната и пр. Появление волластонита в скарных зонах гранитоидов, иногда в виде аксессуория и в эндоконтактной их области (с. Коминтерн), единичные его зерна в диоритах Кедабека также свидетельствуют об ассимиляции магмой карбоната. Ассимилированная известь идет на образование более основных плагиоклазов и на формирование пироксена и амфибола, в связи с чем в краевых фациях гранитоидов появляются зональный плагиоклаз и темноцветные минералы, ведущие к образованию в них габброидных фаций пород. Образование в контактовых рогах биотитового габбро, скоплений биотита, а также диопсида в экзоконтактах и эндоконтактах во многом также свидетельствует о железо-магнезиальной ассимиляции гранитоидных интрузий.

Железо-магнезиальная ассимиляция гранитоидной магмой вмещающих пород хорошо подтверждается на примерах Дашкесанского района, Мегри-Ордубадского плутона (Башюрт), Кедабекского района и пр. В Дашкесанском районе гранитоидной магмой для интрузива площадью до 40 кв. км поглощены были на всей этой площади пласты магнетитовых песчаников мощностью до 1,5—1,8 м. В соответствии с этим становится вполне понятной и причина появления в этом регионе такого крупного железорудного скарнового месторождения, как Дашкесан. В других магматогенно-интрузивных регионах таких магнетитовых песчаников среди ассимилированных и окружающих интрузий пород не было, но нет здесь и магнетитовых месторождений.

Помимо железа (из магнетитовых туфопесчаников), в Дашкесане из эффузивных и туфоосадочных толщ ср. юры ассимилировались также кобальт и мышьяк, содержащиеся в них соответственно в количестве 8—10 и 17—20 кларк концентратов, по-видимому, благодаря переработке ассимилированного материала здесь и образовалось Дашкесанское кобальтовое месторождение.

Ассимилированного магмой железа по другим гранитоидным массивам (Далидаг, Ордубад, Кедабек и др.) из боковых пород, содержащих его в порфиридах и туфоосадочных комплексах в виде редких зерен магнетита, во многих случаях едва хватало на формирование железистых гранатов, пироксенов и амфибола. В Мегри-Ордубадском плутоне в краевых зонах гранитоидных интрузий и апикальных частях батолита (г. Яглу-дара), где широко развита была ассимиляция вмещающих пород, значительным распространением пользуются монциты. Такое явление, наряду с образованием в краевых зонах гранитоидных интрузий (во многих интрузивах) габброидных фаций, указывает на смешанный карбонатно-железо-магнезиальный тип ассимиляции, который при щелочнокислотном магматическом потенциале и создавал такие гибридные породы, как монциты. В. Ф. Морковкина (1950) и Х. М. Абдуллаев (1954) явления магнезиально-железистой ассимиляции в связи с поглощением гранитоидами эффузивных комплексов отмечают для Средней Азии.

Алюмосиликатная ассимиляция гранитоидной магмой вмещающих пород особенно четко проявляется в бассейне р. Тауз-чай, в Кедабеке, в плагιοгранитовом интрузиве Славянка, Атабек, менее в Мегри-Ордубадском районе.

Для Таузских гранитоидных интрузий, а также интрузий района сс. Славянка—Атабек, в плавление в магму кварцевых порфиров выразилось в том, что содержание SiO_2 в интрузиве резко повысилось; например на г. Косагов-бугор в плагιοгранитах содержание SiO_2 доходит до 81,49%. С другой же стороны, алюмосиликатная ассимиляция гранитоидной магмой боковых пород подтверждается для Кедабекского района следующими фактами:

1. Наличие в кварц-диоритах краевой зоны скаполита, иногда глиноземистого граната, а в измененных ксенолитах в наличии андалузит.

2. Наличием в скарновых и пневмато-гидатогенноизмененных зонах

Мегри-Ордубадского плутона, частью в эндоконтактах скаполита, диопсида, авгита, амфибола, иногда андалузита (район Славянка, Капуджих) и пр. Глинозем и кремнезем, как видно, выносились из магматического очага только в связи с прошедшей ассимиляцией магмой боковых пород. Гранитоидные породы повышенной щелочности и кислотности басс. р. Тауз-чай, лейкодиориты, гранит-порфиры Мегри-Ордубадского плутона, надо полагать, во многом связаны своим появлением с ассимиляцией магмой в 1-м случае туфопесчаников средней юры и во 2-м туфопесчаников среднего эоцена.

На основании спектральных анализов разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ, ассимилируемых гранитоидными интрузиями и содержащих Fe, Mo, Sb, Cu, Pb, Zn, As, Co и прочие элементы, с полной очевидностью устанавливается обогащение магмы этими элементами, порождающими при выносе их постмагматическими растворами, рудоконцентрации в виде месторождений.

Проблемы металлогенической специализации интрузивных комплексов в связи с ассимиляцией боковых пород

Вопросам металлогенической специализации интрузивных масс, в связи с ассимиляцией интрузиями боковых пород, большое внимание стало уделяться лишь в последние 15—20 лет, хотя в разные периоды конца XIX и начала XX столетия некоторые исследователи уже придавали этому большое значение. На возможность извлечения из боковых пород рудных элементов, переходящих в раствор и осаждающихся позже в полостях горных пород, указывал еще Ван-Хайз, создавший так называемую латераль-секреционную гипотезу формирования альпийских жил. Гипотеза Эммонса, как это подчеркивает Х. М. Абдуллаев (1954), с «готовыми» магматическими растворами, специфичными для каждой интрузии, каждой металлогенической эпохи,—ныне на базе имеющихся фактов, приводимых на примерах изучения рудных месторождений Советского Союза, как в работах Х. М. Абдуллаева (по Средней Азии), так и других исследователей, уже во многом устарела. Каждая интрузия несомненно имеет и свою металлогеническую первичную специализацию, но с другой стороны в металлогенических эпохах большое значение приобретает и вторичная металлогеническая специализация интрузивных масс того или иного тектоно-магматического цикла, связанная с ассимиляцией магмой боковых пород, чему особое значение придает Х. М. Абдуллаев (1954).

За наличие первичной металлогенической специализации в каждом тектоно-магматическом цикле М. Кавказа, по нашему мнению, говорят такие факты, как установление в каждой металлогенической эпохе так называемых «сквозных» элементов, как например, колчеданная формация руд, золото, быть может, частью цинк, железо и сера (имеются в добатской, неоконской и третичной эпохах интрузивного вулканизма гранитоидов М. Кавказа).

Комплексы же других элементов для М. Кавказа, как, например,

Mo, W, Sb, Hg, Co, Bi, Te и др. во многом надо связывать с благоприобретенной вторичной металлогенической специализацией, в связи с вплавлением в магму в той или иной мере металлоносных боковых пород. Как известно по данным биогеохимиков (академик Виноградов, проф. Ковальский и др.), при биогенных процессах многие элементы из водных растворов собираются животными и растительными организмами. Поисковой партией на рассеянные элементы по Азербайджану (Ф. В. Мустафабейли, Е. И. Рындина) и нами в ряде пунктов республики среди неизмененных влиянием интрузий вулканогенно-осадочных разновозрастных толщ выявлены были иногда резко повышенные сверх кларка содержания таких элементов, как железо, кобальт, мышьяк, сурьма, молибден и др. В майкопских глинах Шемахинского и Кубинского районов, богатых рыбными остатками, кларки концентрации кобальта, молибдена, меди, частью других элементов повышены во много раз. Осадочного типа месторождения урана, имеющие промышленное значение, известны также в связи с рыбными остатками майкопской толщи (напр. в СССР). Все эти факты указывают на безусловно важное значение вторичной металлогенической специализации, приобретенной за счет ассимиляции интрузивной магмой металлоносных боковых пород.

Вплавление в магму разнообразных по литологии вмещающих толщ большое значение имеет также и обогащение ее летучими компонентами CO_2 , серой, хлором, свободным кислородом и пр., резко меняющими режим постмагматических растворов и несущих в себе рудные элементы.

Нами для М. Кавказа по химанализам и спектральным анализам установлено было, что большую роль в начальные стадии постмагматической деятельности интрузий играли летучие компоненты Cl , CO_2 , F , V . К этому надо добавить еще и то, что кремнезем в эту стадию несомненно выносился в виде его хлорида. Сернистые соединения на этом этапе действия газогидротерм играли слабую роль, что становится очевидным из структур пересечения, разъедания и метасоматоза сульфидами ранее сформированных минералов скарнового типа. Надо полагать, что это связано с длительной переработкой и фракционированием в рудных очагах магмы ассимилированного материала.

Отделение рудных растворов и их фракционирование вне всяких сомнений в значительной мере зависит:

1. От количества ассимилированных летучих компонентов, заимствуемых магмой при разложении вплавленных минералов (фтор, хлор, CO_2 , бор, сера).
2. От кислородного потенциала.
3. От pH.

Все эти три основных фактора при ассимиляции магмой боковых пород в основном и меняют режим в областях развития скарнообразующих растворов и формирования рудных очагов, по периферии интрузивных масс и в апикальных частях внедряемых интрузивных тел.

Комплекс вышеуказанных причин, по нашему мнению, и способ-

ствуует широкому минералогическому разнообразию в магматогенно-интрузивных регионах.

Разнообразие физико-химических условий в контактах вмещающих пород, ассимилируемых магмой, в соответствии с вышеизложенным, даже в пределах одного и того же интрузива создает разные рудные формации. Явления различной металлоносности «малых» интрузий миоценона в Нах. АССР и в Севано-Акеринской складчатой зоне по сравнению с другими металлогеническими эпохами мы и объясняем обогащением этой металлогенической эпохи золотом (это все же сквозной элемент,—первично унаследованный) и такими редкими элементами, как сурьма, мышьяк, ртуть, висмут и др. Если учесть, что эоценовые и олигоценовые моря были богаче фауной и флорой, собиравшей из растворов редкие металлы, то это становится вполне понятным, так как осадки этих морей «малыми» интрузиями ассимилировались достаточно широко. За такое положение говорят, например, факты резкого увеличения кларк концентрата сурьмы и молибдена в туфогенах среднего эоцена с. Аракса (Нах. АССР, района Далидага и пр.), что установлено по спектральным анализам. Из многочисленных данных химанализов горных пород становятся очевидными следующие положения:

1. Гранитоидная магма имеет свою свойственную ей первичную металлоносность, иногда возможно унаследованную от предыдущих интрузивных циклов, в случаях прорывания на глубине поздними интрузиями более ранних.

2. Наряду с этим для М. Кавказа твердо устанавливается огромное значение ассимиляционной специализации в металлогенических комплексах гранитоидных интрузий при выплавлении в магму боковых металлоносных пород.

3. В проблемах обособления металлоносных растворов, их концентрации и продвижения из области рудного очага вверх, большое значение приобретает изменение режима постмагматической газовой среды, в связи с вплавлением боковых пород, что повышает количество летучих компонентов, создает привнос металлических соединений и изменяет рН и кислородный потенциал. От всех этих причин и зависит как концентрация в газовой флюидах разных элементов, так и продвижение их вверх и осаждение в полостях и тектонических зонах горных пород.

Основные выводы

На базе вышеприведенных примеров становится вполне очевидной огромная роль ассимиляции гранитоидной магмой разнородных по литологическому составу вмещающих пород. Химический состав боковых пород интрузий, поглощаемых магмой, во многом предопределяет обогащение ее в разных участках магматического бассейна разнородными компонентами, локально мигрирующими и локально порождающими (в зависимости от развития SiO_2 , CaO , MgO , FeO , Al_2O_3 и щелочей) петро-

логически разнородные комплексы пород в пределах одного и того же интрузива—например в Мегри-Ордубадском плутоне с его сложноассимиляционной обстановкой.

После ассимиляции магмой боковых пород, на 1-м этапе интрузивного внедрения дифференциация протекала еще слабо, свидетелями чего являются многочисленные ксенолиты боковых пород в интрузиве, полосчатость пород, шлиры меланократовых пород, широкая пестрота их состава и пр. Внедрения интрузивных масс в более поздние 2 и 3-ю фазы магматической деятельности уже дают более дифференцированные разновидности интрузивных пород с концентрацией щелочей, глинозема, кремнезема (граносиениты, кв. сиенито-диориты, нефелиновые сиениты Мегри-Ордубадского плутона). Надо полагать, что параллельно с этим, как видно из многочисленных примеров, при магматической дифференциации происходит также обособление и фракционирование рудных веществ, позже выносимых постмагматическими растворами из рудных очагов. Наблюдения в общем показывают, что породы первых фаз внедрения интрузий, быть может за исключением Дашкесана*, концентраций железо-рудных комплексов с собой не несут и вся рудная минерализация уже разнообразного состава широкое развитие приобретает лишь в более крайние фазы интрузивной деятельности, когда вследствие основательной переработки ассимилированного материала в магматическом очаге развивается дифференциация магматических масс и фракционирование рудных компонентов. В этом и подмечается некоторая комагматическая связь явлений ассимиляции и дифференциации с начальной стадией рудоконцентраций в магматических комплексах.

Спектральные анализы магматических продуктов второй фазы, со следами ассимиляции боковых пород и повышением кларков элементов, полностью подтверждают высказываемые нами соображения, указывая на локальное вплавление в магму таких элементов, как Mo, Sb, Co, As и др. В связи с вышеизложенным, зоны магматической зараженности интрузий ассимилированными боковыми породами и зоны резко прошедшей дифференциацию магматических масс, по нашему мнению, и должны являться магматическими поисковыми критериями возможных рудоконцентраций в областях выходов батолитовых интрузий или малых интрузий.

* В Дашкесане, по М. А. Кашкай (1955), железорудные скарны формировались в значительной мере в первую фазу интрузивных внедрений габброидов.

Р. Т. ДЖРБАШЯН, О. П. ЕЛИСЕЕВА, А. С. ОСТРОУМОВА,
М. А. ФАВОРСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

(ИГН АН Арм. ССР, ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ)

В течение ряда последних лет авторы этой статьи в числе других участвовали в специальных исследованиях, посвященных палеогеновому вулканизму Армении. Результаты этих исследований в полном объеме вошли в качестве составной части в соответствующий раздел «Геологии Армении».

Вместе с тем, полученный нами новый фактический материал позволяет сделать некоторые выводы о связи палеогенового магматизма с тектоникой и подчеркнуть его металлогеническое значение, что представляет, по-видимому, самостоятельный интерес.

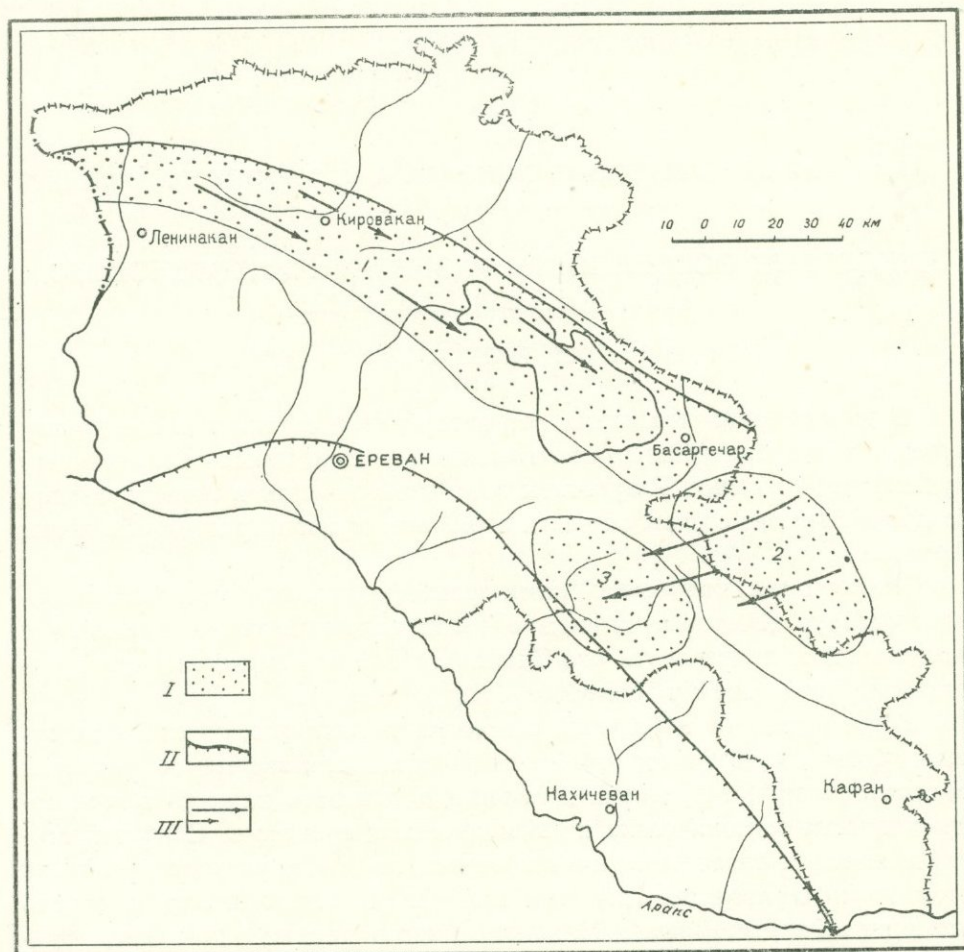
В предлагаемой небольшой статье мы попытались, опираясь на существующие представления об особенностях геологического развития рассматриваемой территории в палеогене, показать наличие тесной сопряженности тектонических и магматических процессов. С другой стороны, новый и более детальный материал по особенностям вулканизма этого периода позволил, как нам кажется, в известной мере уточнить упомянутые представления. И, наконец, новые данные о количестве вулканических циклов палеогена, так же как и специальные геохимические исследования и изучение гидротермальных изменений в эффузивах, привели к изложенным здесь представлениям о связи оруденения с вулканизмом.

* * *

Вулканическая деятельность в течение палеогена в своем распространении приурочена главным образом к складчатой зоне Армении, в то время как в пределах Сомхето-Ганджинской пологоскладчатой зоны она проявилась локально и отличалась значительно меньшей интенсивностью (фиг. 1) (К. Н. Паффенгольц, 1946).

Обращаясь к складчатой зоне Армении (Армянской тектонической зоне по А. А. Габриеляну), следует отметить, что согласно указанию

данного автора (1959), в меловое время в ее пределах произошло заложение двух крупных геосинклинальных структур Севано-Ширакской и Даралагез-Ордубадской. Причем образование первой, возникшей в альбский век, несколько предшествовало образованию второй (сеномантурон).



Фиг. 1. Схема развития вулканизма в палеогеновое время на территории Армянской ССР. I Области накопления вулканических и вулканогенно-осадочных образований. 1. Севано-Ширакский синклиний. 2. Кельбаджарский синклиний. 3. Даралагезский синклиний. II Границы геотектонических зон. III Направление миграции центров извержений.

А. Т. Асланян (1958) подчеркивает существенные различия между этими структурами, считая Севано-Ширакский синклиний эвгеосинклиналью, а Даралагезско-Ордубадский миогеосинклиналью. Последняя развивается на относительно жестком малоподвижном фундаменте эпигерцинской субплатформы.

В палеогене Даралагез-Ордубадская геосинклинальная структура разделилась на самостоятельные: ереванский, даралагезский и ордубадский прогибы. В дальнейшем развитие вулканизма в пределах Севано-

Ширакского и Даралагезского синклинориев протекало различными путями.

Это в первую очередь относится к моментам возникновения вулканизма и к периодам его наибольшей интенсивности.

В то время как в пределах Даралагезского синклинория собственно вулканические фации палеогеновых отложений известны только в олигоцене, в пределах Севано-Ширакского синклинория вулканическая деятельность достигла наибольшей интенсивности уже в среднем эоцене, а в пределах локальных участков вулканизм проявлялся еще в нижнеэоценовое время. В то же время в пределах Севано-Ширакского синклинория вулканическая деятельность в основном прекратилась в верхнем эоцене и только отголоски ее в виде субвулканических образований кислого состава могут быть отмечены в олигоцене (Арегунийский хребет). В отличие от этого, в пределах Даралагезского синклинория вулканическая деятельность достигла наибольшей интенсивности только в олигоцене и частично продолжалась в течение мио-плиоцена.

Среди двух описываемых крупных геосинклинальных структур особое положение занимает структура района Восточно-Севанского, Агмаганского и Варденисского хребтов, принадлежащая, согласно А. А. Габриеляну (1959), к юго-восточной части Севано-Ширакского синклинория. В пределах этих районов интенсивные проявления вулканизма известны только начиная с верхнего эоцена. В то же время вулканическая деятельность продолжалась здесь в олигоцене и мио-плиоцене, причем послеоэоценовый вулканизм отличался значительным сходством с олигоценым и неогеновым вулканизмом западного Даралагеза.

* * *

Различия в вулканической деятельности двух упомянутых синклинориев явились следствием особенностей их тектонического развития. В пределах Севано-Ширакского синклинория геосинклинальный режим закончился в конце среднего эоцена и образования верхнего эоцена уже представлены преимущественно наземными вулканогенными фациями. При этом различные участки этой крупной структуры захватывались процессами прогибания и последующего поднятия неодновременно. Это особенно отчетливо наблюдается на примере юго-востока, где в нижнем и, частично, среднем эоцене существовала область сноса. Только в верхнем эоцене этот участок присоединился к Севано-Ширакскому прогибу, продолжая оставаться зоной погружения в начале олигоцена, после того как главная часть этого прогиба уже соединилась с прилежащим Сомхето-Ганджинским прогибом поднятием с образованием крупной Малокавказской геоантиклинали.

Интенсивное прогибание отдельных участков, связанное с геосинклинальным этапом развития, приурочено к периоду от среднего эоцена до середины олигоцена, после чего здесь намечается переход к полуплатформенному режиму.

Неравномерность тектонического развития отдельных участков Севано-Ширакского синклинория в свою очередь сопровождалась соответствующими различиями вулканических проявлений. В начале палеогена зоной наиболее интенсивного прогибания являлась северо-западная часть синклинория, где на ряде участков произошло формирование вулканогенных свит (мощностью 600—700 м). Так, к западу от города Спитак обнажается так называемая спитакская свита, сложенная порфирирами и их лавобрекчиями нижнеэоценового? возраста (О. А. Саркисян). В нижнем и в начале среднего эоцена на северо-западе современного Базумского хребта произошло образование желтореченской вулканогенной свиты, в составе которой значительная роль принадлежит лавам, лавобрекчиям, туфам, туфолавам андезитового состава, среди которых встречаются основные (андезито-базальты) и кислые разности, представленные дацитами, липаритами и их туфами.

Обе упомянутые свиты образовались в подводных условиях, о чем с несомненностью свидетельствуют участвующие в их составе прослойки туфопесчаников и линзы известняков (желтореченская свита). Вулканическая деятельность на упомянутом участке Базумского хребта закончилась в начале среднего эоцена внедрением близповерхностных интрузий кварцевых диоритов, диоритов и кварцевых порфиров.

В нижнем? и в начале среднего эоцена в центральной части синклинория (в средней части современных Базумского, Памбакского и Севанского хребтов) происходило отложение нормальных осадочных пород.

В верхах среднего эоцена однообразие режима этих участков нарушается и районы Базумского и Памбакского хребтов начинают испытывать интенсивное погружение. Вместе с этим и центр наиболее активной вулканической деятельности перемещается к юго-востоку, с чем и связано здесь формирование мощной (2000 м) кироваканской свиты, сложенной преимущественно андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами и их лавобрекчиями. В верхних горизонтах кироваканской свиты локализуются субвулканические и пластовые тела кварцевых порфиров, завершающие развитие среднеэоценового вулканизма. Образование кироваканской свиты также происходило в условиях морского режима, о чем свидетельствует переслаивание эффузивов с туфопесчаниками и известковистыми алевролитами с фауной нуммулитов.

В верхнем эоцене ареной вулканической деятельности, связанной с прогибанием, становится юго-восточная оконечность Севано-Ширакского синклинория (верховья р.р. Джил и Памбак по Севанскому хребту). Здесь в условиях морского режима происходит образование различных эффузивов и их пирокластов, согласно пластующихся и налегающих на известняки так называемого зодского горизонта (С. Б. Абовян, 1961). Южнее, в районе Зодского перевала и верховьев р. Тертер, в надводных условиях отлагаются и вышележащие эффузивы кельбаджарской свиты, относимой по возрасту к верхам верхнего эоцена—олигоцену.

В то же время вся главная часть синклинория, расположенная к

северо-западу от описываемого участка, вступает в полуплатформенный период своего развития, сопровождавшийся накоплением в наземных условиях пестрых по составу вулканогенных толщ памбакской свиты. Характерной особенностью последней является локальное развитие в ее пределах даек и субвулканических тел трахиандезитового состава. К этому же времени относится образование в зоне глубинного разлома специфической формации щелочных эффузивов Памбака, изученных В. Н. Котляром (1945, 1957). Г. П. Багдасаряном (1956). Таким образом, вулканогенные образования верхнего эоцена юго-восточного окончания синклинория могут быть сопоставлены с эффузивами памбакской свиты весьма условно. Полуплатформенный период развития наступил здесь только в конце олигоцена, причем своеобразный характер вулканизма этого более устойчивого участка, характеризовавшегося малыми амплитудами колебательных движений, выразился в широком развитии трахиандезитовой формации.

Все сказанное позволяет говорить о постепенном смещении в палеогене участков наибольшей вулканической активности в пределах Севано-Ширакского синклинория с северо-запада на юго-восток. В соответствии с этим в различных его участках могут быть выделены различные по возрасту и характеру магматические циклы.

Теперь уже можно говорить о нижне? среднеэоценовом цикле в северо-западной части синклинория, с началом которого связано образование основных эффузивов желтореченской свиты и который завершается липаритами, обсидианами и следующими за ними субвулканическими диоритами и кварцевыми порфирами начала среднего эоцена.

В центральной части синклинория выделяются среднеэоценовый цикл геосинклинального развития и верхнеэоценовый цикл, соответствующий полуплатформенному этапу.

В юго-восточной части первый из палеогеновых вулканических циклов намечается только в верхнем эоцене (от базальтов до липаритов). Второй цикл, протекавший уже в условиях переходных к полуплатформенным, сопровождался сменой базальтовых излияний трахиандезитами и трахитами.

Каждый из описанных циклов характеризуется определенными особенностями состава эффузивных образований. Однако во всех циклах, отмечается преобладание переходных разностей пород—андезито-базальтов, трахиандезитов, липарито-дацитов и других, на что указывал А. С. Гинзбург (1934). Заметна несколько повышенная основность пород по сравнению со средними типами пород по Р. Дели, а также относительно большая основность разновидностей пород ранних циклов по сравнению с соответствующими породами поздних циклов. Характерны, кроме того, и отношения щелочей, выражающиеся в том, что кислые лавы, завершающие собой циклы геосинклинального периода, отличаются существенно натровым составом, а лавы полуплатформенных периодов развития—калиевым составом пород.

Отдельные циклы различаются между собою и по характеру эле-

ментов-примесей. Так содержания Sr, Zn, Pb, Ag, Y и др. повышаются, а Mn, V, Ga, Li понижаются от ранних циклов к более поздним. Повышенные содержания Si отмечаются в средних и кислых лавах геосинклинального периода развития, в то время как в соответствующих породах полуплатформенных периодов появляется Nb.

* * *

Как уже отмечалось, юго-восточная часть Севано-Ширакского синклинория (территория современных Агмаганского и Варденисского хребтов) по характеру олигоценового вулканизма сходна с принадлежащей Даралагезскому синклинорию областью западного Даралагеза.

В пределах последнего широко развита ниже-среднеолигоценовая свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий, которую, по-видимому, можно сопоставить с упомянутой кельбаджарской свитой и амулсарской свитой Восточного Даралагеза. Присутствие в составе свиты палеотипных андезитов-базальтов, прослоев осадочных пород с фауной нуммулитов (А. Т. Вегуни, 1961) не оставляет сомнения в том, что образование ее происходило в условиях морского режима. В антиклинальных же структурах, ограничивающих западный Даралагез с севера, эта свита отсутствует и затем вновь появляется в основании вулканогенной толщи Агмаганского и Варденисского хребтов.

На свите палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий без видимого несогласия залегает близкая ей по времени (нижний—средний олигоцен по данным А. С. Остроумовой) белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов. Эта свита, отличающаяся от предыдущей более кислым составом пород, образовалась преимущественно в наземных условиях, по-видимому, в прибрежной зоне с морскими заливами, судя по присутствию в составе свиты линз осадочных пород с фауной нуммулитов (район сел. Зовашен—А. Т. Вегуни, 1961 г.). Белесоватая свита, в отличие от предыдущей, перекрывает как синклинальную структуру западного Даралагеза, так и ограничивающую ее с севера антиклиналь, непрерывно прослеживаясь далее в структуру юго-восточной части Севано-Ширакского синклинория в районе Агмаганского и частью Варденисского хребтов.

Отсюда вытекает следующее. Для западного Даралагеза бурная вспышка вулканизма относится к нижнему олигоцену. Начало олигоценового цикла (1-я фаза) ознаменовалось выбросом большого количества грубого пирокластического материала с подчиненным количеством лав основного состава. В результате сформировалась свита палеотипных андезитов-базальтов и их брекчий, а в пределах Агмаганского и Варденисского хребтов аналогичная ей кельбаджарская свита. Первая фаза проявилась лишь в синклинальных прогибах (возможно, они носили характер остаточных прогибов на фоне начавшегося в это время в Севано-Ширакском и Даралагез-Ордубадском синклинориях общего воздымания). В антиклинальных структурах этого времени вулканическая деятельность отсутствовала. Вторая фаза олигоценового вулканического

цикла происходила в условиях отчетливого воздымания упомянутых выше структур (зап. Даралагеца, Агмаганского и Варденисского хребтов) и ознаменовалась извержением значительно более кислых вулканических продуктов (белесоватая свита). Вулканические проявления второй фазы распространены значительно шире, как в синклиналиях, так и антиклинальных структурах.

Однако, наряду с такими очевидными общими чертами развития олигоценового вулканизма в западном Даралагеце, Агмаганском и Варденисском хребтах, при анализе вещественного состава выявляются и некоторые черты отличия, обусловленные, по-видимому, различиями доолигоценовой истории развития этих структур.

Западный Даралагез, расположенный в пределах миогеосинклинальной зоны, развивавшейся на относительно жестком фундаменте, в палеогеновое время явился районом образования специфической щелочной вулканической формации, представленной двумя комплексами—трахиандезито-трахитовым и комплексом щелочных базальтоидов. Первый комплекс образован эффузивно-пирокластическими, субвулканическими и экструзивными фациями и представляет собой естественный ряд пород с последовательно возрастающей кислотностью и щелочностью. Состав комплекса отражает эволюцию магматического очага во времени.

Большой интерес представляет комплекс щелочных базальтоидов, включающий наряду с калиевыми базальтами такие редкие петрографические разновидности, как лейцитовые и гаюиновые тефриты. Щелочные базальтоиды образуют преимущественно тела секущей формы, но иногда дают небольшие поверхностные излияния, позволяющие определить возраст пород. В результате установлено, что щелочные базальтоиды представляют собой разновозрастные образования.

В восточной и северо-восточной частях района они приурочены к низам свиты палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий, в юго-западном направлении они смещаются вверх по разрезу и залегают в верхней части белесоватой свиты санидиновых трахитов, нигде не выходя за ее пределы. Щелочные базальтоиды характеризуются большим постоянством химического состава, независимо от того, среди каких эффузивных пород они залегают. Все эти характерные особенности комплекса вполне удовлетворительно объясняются существующими представлениями об образовании щелочных базальтоидов из мелких очагов, возникающих под влиянием глубоких расколов коры.

Таким образом, положение тел щелочных базальтоидов в разрезе вулканогенной толщи зап. Даралагеца фиксирует постепенное смещение областей возникновения (или подновления) расколов во времени с северо-востока на юго-запад.

Комплексы щелочной базальто-трахитовой формации западного Даралагеца по простиранию замещаются комплексами других существенно щелочноземельных формаций. Так, например, трахиты, трахипариты и их туфы (белесоватая свита зап. Даралагеца) в северном направлении в Агмаганском хребте замещаются кислыми породами ще-

лочноземельного ряда. Субщелочные базальты и андезито-базальты свиты палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий замещаются преимущественно, по направлению на восток и на север, нормальными андезито-базальтами и базальтами амулсарской и кельдаджарской свит.

* * *

Перемещение центров интенсивной вулканической деятельности с течением времени с северо-востока на юго-запад характерно и для всего Даралагезского синклинория в целом и может быть прослежено начиная с середины эоцена, когда в пределах восточного Даралагеза происходило в условиях морского режима формирование туфогенно-осадочных отложений, переслаивающихся с покровами основных лав. В верхах верхнего эоцена и в нижнем олигоцене вулканическая деятельность в пределах восточного Даралагеза привела к образованию амулсарской свиты преимущественно основных эффузивов и одновременно распространилась на юго-запад, где произошло формирование вышеупомянутой свиты палеотипных андезито-базальтов и их брекчий.

Следует, однако, отметить, что в пределах восточного Даралагеза не удастся установить определенной направленности в ходе развития как верхнеэоценового, так и олигоценного вулканизма. Вопрос о том, являются ли относительно маломощные дацитовые лавы амулсарской свиты конечными продуктами дифференциации олигоценного вулканического очага, следует пока считать открытым. Принимая во внимание, что в пределах западного Даралагеза вслед за первой фазой существенно основного состава последовали извержения второй фазы, давшие начало белесоватой свите санидиновых трахитов и их туфов, представляется вероятным, что для восточного Даралагеза завершением олигоценного цикла явились единичные куполы санидиновых трахитов. Это предположение находится в соответствии с несколько повышенной щелочностью некоторых основных пород из состава амулсарской свиты, а слабое проявление среднеолигоценного вулканизма в восточном Даралагезе объясняется вышеотмеченной миграцией центров интенсивной вулканической деятельности на юго-запад, в пределы западного Даралагеза.

* * *

Подводя итоги всему изложенному в этой статье, следует в первую очередь подчеркнуть, что проведенные исследования подтверждают высказанное ранее А. А. Габриеляном (1960) положение о том, что развитие эффузивного магматизма Армении как в периоды прогибания, так и в периоды поднятий связано с глубокими расколами земной коры, возникающими в процессе интенсивных эпейрогенических движений.

Области возникновения (или подновления) этих расколов и сопровождающая их вулканическая деятельность в течение палеогена в пределах рассматриваемой территории постепенно смещались из областей активных горообразовательных движений (северо-западная часть Се-

вано-Ширакского синклинория, восточный Даралагез) в области относительно мало подвижные (юго-восточная часть Севано-Ширакского синклинория, западный Даралагез).

Кроме того, нам удалось показать, что различные по возрасту вулканические циклы не только проявлялись на различных участках, но и продукты их деятельности были не одинаковы по своему составу. Для вулканизма периодов прогибания типичных геосинклинальных участков характерен существенно натровый состав кислых дериватов. При этом основность как базальтоидов, так и кислых пород уменьшается от ранних циклов к более поздним. С переходом к полуплатформенным условиям появляются кислые разности, обогащенные калием. На участках, развивавшихся на относительно жестком субстрате, эволюция вулканизма завершилась появлением трахилипаритовой формации.

* * *

Наконец, обращаясь к вопросу о связи оруденения с палеогеновым вулканизмом, следует отметить следующие основные положения.

Локализация медного, серно-колчеданного и полиметаллического оруденения палеогенового возраста контролируется крупными разрывными нарушениями, причем во времени наблюдается отчетливая приуроченность к заключительным моментам различных по возрасту вулканических циклов.

Намечается следующая особенность: медно- и серно-колчеданные месторождения, сосредоточенные в центральной и северо-западной части Севано-Ширакского синклинория, связаны с вулканическими циклами геосинклинального периода развития. Так, медно-колчеданное месторождение Чибухлы и серно-колчеданное Чернореченское связаны с заключительным этапом ниже-среднеэоценового вулканического цикла (желтореченская свита). Образование серно-колчеданного оруденения Тандзутского месторождения следовало за внедрением субвулканических тел кварцевых порфиров, венчающих среднеэоценовый вулканизм (кировкаканская свита).

Полиметаллическое оруденение преимущественно характерно для периодов полуплатформенного развития рассматриваемых площадей. В пределах Севано-Ширакского синклинория образование его приурочено к верхнему эоцену (Бабаджанская группа месторождений), в пределах Даралагезского синклинория к олигоцену (Гюмушханское месторождение).

Во всех случаях оруденение локализуется в участках интенсивно измененных пород типа вторичных кварцитов (Тандзут, Чибухлы) и пропилитов (Газминское месторождение). Источником изменения явились растворы, идущие из того же очага, с которым связаны субвулканы и небольшие интрузивные штоки. Оруденение приурочивается к наиболее интенсивно проработанным зонам вторичных кварцитов и пропилитов.

Единство очага, породившего субвулканические тела и рудные растворы, подтверждается геохимическими данными: присутствием меди,

свинца, цинка и молибдена в составе эффузивов и их породообразующих минералов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абовян С. Б.** Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан, Ереван, 1961.
- Аслабян А. Т.** Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П.** Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1956.
- Вегуни А. Т.** О вулканогенном олигоцене южной Армении. «ДАН Арм. ССР», т. XXX, № 3, 1960.
- Вегуни А. Т.** Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан. Автореферат канд. диссерт., Л., 1961.
- Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А.** Эффузивный вулканизм и тектоника (на примере Малого Кавказа). «Изв. АН Арм. ССР», Геол. и геогр. науки, № 1, т. 13, 1960.
- Гинзберг А. С.** Петрография республики Армении. Изд. АН, Петрография СССР, сер. Региональная петр., вып. 2, Л., 1934.
- Котляр В. Н.** Памбакский комплекс щелочных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол. № 2, 1945.
- Котляр В. Н.** Лейцитовые породы Памбака. Зап. Всес. Минер. об-ва, № 6, ч. XXXVI, 1957.
- Паффенгольц К. Н.** Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1946.
- Саркисян О. А.** Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Автореферат кандидатской диссертации, 1959, Ереван.

Р. Н. АБДУЛЛАЕВ

ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

(Институт геологии АН Аз. ССР)

В развитии мезозойского вулканизма Малого Кавказа вулканическая деятельность верхнемелового времени представляет самостоятельный цикл и носит (более) сложный характер, выразившийся в образовании, наравне с кислыми вулканическими продуктами, различных фаций основных вулканических образований.

Верхнемеловые вулканические образования, так же как другие члены мезозойского вулканизма Малого Кавказа, изучены слабо и крайне неравномерно. В существующей литературе по Малому Кавказу освещены, главным образом, стратиграфическое положение вулканических образований, изменение их мощности и слабо изучен петрографический состав меловых вулканических пород. Однако основные вопросы вулканизма—распространение различных фаций вулканических образований, состав извергавшейся магмы, характер вулканических продуктов, пространственная локализация центров извержения в тектонических структурах, частота извержения и интенсивность вулканической деятельности в литературе не освещены или о них имеются отрывочные данные.

В настоящей статье делается попытка комплексно осветить вышеуказанные вопросы, характеризующие основные особенности верхнемелового вулканизма северо-восточной части Малого Кавказа.

Первые достоверные сведения об эффузивных проявлениях в меловом периоде Малого Кавказа приводятся в работе Г. В. Аби́ха (1902). Крупный знаток и неутомимый исследователь геологии Малого Кавказа К. Н. Паффенгольц в своих работах (1934, 1948, 1951, 1956, 1959) приводит стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений, данные о петрографическом составе и вулканизме верхнемеловых вулканических образований. В одной из своих последних работ (1959) автор подчеркивает существование единого верхнемелового вулканизма рассматриваемой области, охватывающей турон-нижнесенонское время.

Вопросу верхнемелового вулканизма уделяет внимание крупный исследователь стратиграфии меловых отложений Закавказья В. П. Рен-

гартен (1959). Стратиграфия и данные о петрографическом составе верхнемеловых вулканических образований Азербайджанской части Малого Кавказа освещены в работах М. М. Алиева (1939), Ш. А. Азизбекова (1947), А. Н. Соловкина (1949), В. В. Тихомирова (1950), В. Е. Хаина (1949), Р. Н. Абдуллаева (1958, 1959), Э. Ш. Шихалибейли (1942), В. И. Славина (1947), Ф. А. Ахундова и Т. И. Мамедова (1959), О. Б. Алиева (1960), Х. Алиюлла (1960), Р. Н. Мамедзаде (1960) и др.

В северо-западном продолжении Сомхето-Карабахской зоны, в пределах Болнисского прогиба (Грузинская ССР), верхнемеловые вулканические образования исследованы П. Д. Гамкрелидзе (1949), Г. С. Дзодзенидзе (1948), Г. М. Заридзе (1947), А. Л. Цагарели (1954) и др.

Стратиграфия, литологические особенности и вулканизм верхнемеловых отложений Северной Армении, являющихся продолжением Казахского прогиба, изучены А. А. Атабекяном (1953), А. Х. Мнацаканяном (1961), М. А. Сатианом (1959).

Верхнемеловая вулканическая деятельность в пределах Сомхето-Карабахской зоны по своему размаху, а также по интенсивности уступает юрской и локализуется в пределах Болнисского, Казахского, Агджакендского поперечных прогибов, Мартунинского синклинория и в полосе верхнемеловых предгорий Малого Кавказа. Названные структуры в верхнемеловое время прогибались, в связи с чем происходили мощные вулканические извержения с образованием лавовых покровов, пирокластических образований и экструзивных тел. В пределах Казахского и Агджакендского синклинальных прогибов характер вулканической деятельности тесно связан с тектоническим режимом этих участков. В результате неравномерного погружения этих структур в течение верхнемелового времени происходило извержение как основной, так и кислой магм. Развитие верхнемелового цикла вулканизма в различных тектонических структурах не происходило по определенной закономерности. Так, если в пределах Казахского прогиба проявление на дневную поверхность лав и пирокластолитов происходило в порядке возрастающей кислотности, то в Агджакендском синклинории различные типы лав, слагающие верхнемеловую вулканогенную толщу, изменяются во времени от кислых к основным. Верхнемеловые вулканогенные образования, развитые в пределах Мартунинского синклинория, сложены исключительно продуктами основной магмы.

Таким образом, на фоне дифференциальных тектонических движений, в пределах Казахского, Агджакендского прогибов и на южном борту Куринской депрессии происходило извержение сложных по составу лавовых, субвулканических и сопровождающих их пирокластических образований, среди которых наравне с вулканическими продуктами основного и среднего состава развиты также кислые вулканические продукты.

Деятельность верхнемелового вулканизма в пределах Казахского прогиба началась извержением магмы основного и среднего составов; она происходила в подводных, субаэральных условиях и носила, в ос-

новном, центральный характер. На это указывает преобладание в составе вулканогенной толщи вулканических брекчий, агломератовых туфов, туфобрекчий. Лавовые покровы маломощные и быстро выклиниваются по простиранию.

Субвулканическая фация представлена экструзивными куполами диорит-порфиритового состава. Более мощная вулканическая деятельность верхнемелового цикла характеризуется проявлением преимущественно кислых вулканических продуктов липарито-дацитового состава, представленных кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, дацитами, натровыми порфирами. Извержение происходило из вулканов центрального типа. В результате вулканических процессов образовалась мощная толща вулканогенных пород, представленная, в основном, пирокластолитами—литокластическими, витрокластическими, кристаллокластическими туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, мелкообломочными туфобрекчиями. Довольно отчетливо выражены выходы субвулканической фации кислой магмы, которые в виде экструзивных куполов развиты, главным образом, по бортам Казахского прогиба.

В пределах Агджакендского прогиба в верхнемеловое время проявление вулканической деятельности началось с извержения кислых вулканических продуктов из центральных аппаратов, расположенных на островах в мелководном бассейне. Вулканические продукты кислой магмы представлены витрокластическими, кристаллокластическими туфами, кварцевыми альбитофирами. Начало вулканической деятельности основной магмы в пределах Агджакендского прогиба характеризуется эксплозивным извержением, приводившим преимущественно к накоплению сложных комплексов пирокластической фации. В более поздние фазы вулканической деятельности широкое развитие получали лавовые излияния базальтового состава.

Внедрение субинтрузивной фации происходило в завершающем этапе деятельности верхнемелового вулканизма. В пределах Агджакендского прогиба вулканические продукты в своем распределении по разрезу обнаруживают значительные вариации в петрографическом составе, выражающиеся в закономерной смене лавы базальтового состава андезитовыми лавами, которые, в свою очередь, сменяются излиянием более основной лавы. Мощность верхнемеловой вулканогенной толщи в Агджакендском прогибе достигает 1000 м.

Очаги верхнемелового вулканизма во внешней предгорной полосе Малого Кавказа сгруппированы в пределах Еленсутапа-Дзегамского синклинория, простирающегося вдоль северного борта Шамхорского антиклинория. В составе вулканических продуктов этого участка преобладают породы пирокластической фации, представленные преимущественно вулканическими туфами, мелкообломочными туфобрекчиями, туфогравелитами и туфопесчаниками. Породы лавовой фации по количеству имеют подчиненное значение и представлены относительно маломощными покровами порфиритов и базальтовых порфиритов. Рассматриваемая вулканическая толща погружается в северном направлении,

в сторону среднекуринской депрессии и перекрыта мощным плащом четвертичных галечников.

В Мартунинском синклинории отмечаются также два этапа проявления верхнемелового вулканизма—в сантоне и в нижнем кампане, давших эффузивы и их пирокластолиты основного состава со своими ареалами распространения. Вулканическая деятельность сантонского этапа протекала из вулканов центрального типа, носившего преимущественно взрывной характер. Изменение мощности, структурных особенностей, пирокластических и лавовых пород, также наличие экструзивного купола в районе сс. Керт и Чертаз говорит о существовании в этом районе крупного очага извержения в сантонское время. Этот древний вулкан возвышается в виде экструзивного купола, расположенного, по-видимому, на линии разлома глубинного заложения. Действия вулкана сопровождалось периодическими взрывами, на что указывает присутствие крупнообломочных лавобрекчий вблизи центра извержения. Этот крупный очаг наравне с лавобрекчиями изливал также мощные покровы анальцимового пикритового базальта. По структурному признаку и минералогическому составу среди пород сантонского этапа выделяются пироксеновые пикритовые базальты и их миндалекаменные разности. Породы пирокластической фации, связанные с породами лавовой фации, представлены крупнообломочными лавобрекчиями, вулканическими брекчиями, редко агломератовыми туфами.

Вулканические образования второго этапа занимают площадь в осевой части синклинория и переходят также на крылья. Строение и текстурные особенности продуктов нижнекампанского этапа вулканизма характеризуются преобладанием пород лавовой фации над пирокластитами. Учитывая относительно небольшой ареал распространения нижнекампанских вулканических образований, изменение мощности лавовых покровов на небольших расстояниях, наличие шаровых лав, а также преобладание пород лавовой фации над пирокластолитами, можно предполагать, что извержение в нижне-кампанском этапе происходило в подводных условиях из вулканов центрального типа. Центр излияния находился, по-видимому, на участке между сс. Мирикенд и Кагордзи и в различных направлениях от этого центра мощность вулканических покровов постепенно уменьшалась. По минералогическому составу и структурным особенностям среди пород кампанского этапа выделяются миндалекаменные витробазальты, миндалекаменные порфиритовые базальтовые мандельштейны и др.

Верхнемеловые вулканические процессы породили сложные по составу лавовые и сопровождающие их пирокластические образования, среди которых, наравне с вулканическими продуктами основного и среднего составов, развиты также кислые по составу лавы и связанные с ними туфы.

По вещественному составу основные вулканические породы верхнемелового вулканизма характеризуются чрезвычайной выдержанностью химического и минералогического составов. Большое разнообразие на-

блюдается в структурных особенностях указанных пород. Это вызвано различиями в условиях застывания однородной базальтовой магмы, в зависимости от изменения внешних условий, положения лавы по отношению к центру излияния, мощности лавы и т. д.

По структурному признаку и минералогическому составу среди лавовой фации основных и средних вулканических пород верхнемеловой вулканогенной толщи выделяются базальтовые порфириты, их миндалекаменные разности, витробазальты, долеритовые порфириты, толеиты, долериты и их миндалекаменные разности, пироксеново-плагиоклазовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, мандельштейновые порфириты и базальты, андезитовые порфириты, пикритовые базальты и др. Породы пирокластической фации эффузивного вулканизма основной магмы представлены преимущественно вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, мелкообломочными туфобрекчиями, полимиктовыми туфопесчаниками, литокластическими, витрокластическими, пепловыми кристаллическими туфами и др.

Кислые породы лавовой и субвулканической фации верхнемелового вулканизма представлены кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, роговообманковыми липаритовыми порфирами, биотитовыми липаритовыми порфирами, биотитовыми кварцевыми альбитофирами, дацитами и др. По структурным особенностям пирокластические породы липарито-дацитового состава характеризуются большим разнообразием и представлены лавобрекчиями, вулканическими брекчиями, туфолавами, витрокластическими, гиалиновыми, микрофельзитовыми, пепловыми, кристаллическими, литокластическими, перлитокластическими, обломочными туфами, трассами, мелкообломочными туфобрекчиями, туфогравеллитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Породы верхнемелового вулканизма в целом являются свежими, сохранившими, в основном, первоначальную структуру и минералогический состав.

Анализ химического состава верхнемеловых вулканических пород показывает, что они являются производными магм липаритодацитового и базальтового составов. Для кислых лавовых и субвулканических пород характерно относительно низкое содержание окиси калия. Однако, в отличие от существенно натровых кварцевых плагиопорфиров байосского вулканического цикла, верхнемеловые кислые лавы характеризуются несколько повышенным содержанием окиси калия. В минералогическом составе указанных пород это выражается в присутствии биотита. Верхнемеловые долеритовые и базальтовые порфириты по составу являются более основными, чем порфиритовые породы юрского возраста. Характеристика химического состава верхнемеловых вулканических пород рассматриваемой области обоснована 54 полными силикатными анализами. Из этого количества 31 анализ характеризуют породы базальтового и андезитового составов, а 23 анализа—состав кислых пород липаритового ряда.

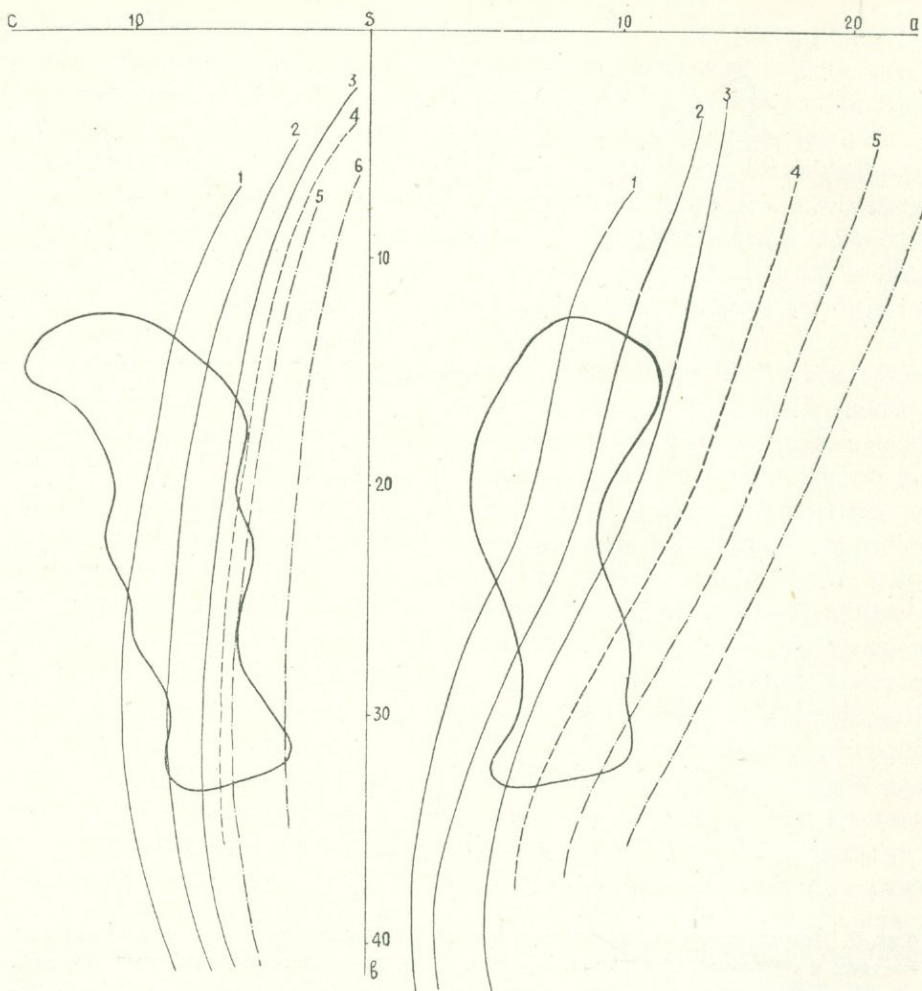
По химическому составу продукты верхнемелового вулканизма Ма-

лого Кавказа относятся в целом к известково-щелочной серии пород существенно натриевым составом, характерной для складчатых областей тихоокеанской провинции. При сравнении химического состава верхнемеловых эффузивов с новейшими вулканическими образованиями Земного шара наблюдаются следующие характерные особенности рассматриваемых эффузивов.

Расположение ареала фигуративных точек верхнемеловых эффузивов на сводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород по методу А. Н. Заварицкого показывает, что ареал фигуративных точек основных эффузивов занимает нижнюю часть диаграммы (фиг. 1) и расположен относительно близко от оси «Sb». В своей нижней части ареал перекрывает кривую 4, отвечающую переходным породам между известково-щелочным и щелочным составами. В резком контрасте с ареалом основных пород находится ареал фигуративных точек кислых эффузивов верхнемелового вулканизма (фиг. 2). На сводной диаграмме он занимает крайне верхнее положение, близкое к оси «sa» и показывает, что рассматриваемые породы соответствуют богатому натром кислому члену известково-щелочной серии пород.

Строение и морфологическая особенность продуктов верхнемелового эффузивного вулканизма наиболее отчетливо выражены в Казахском синклинальном прогибе, где субвулканическая фация выступает в виде экстрезивных куполов по бортам названной структуры. На юго-восточном борту структуры, на левобережье Тауэчая, в районе сел. Юхары Оксюзли имеются два крупных экстрезива—Кызылкаинский и Кероглинский, сложенные роговообманковыми липаритовыми порфирами плоччатой текстуры. На северо-западном борту Казахского прогиба экстрезивные купола субвулканической фации представлены тремя древними вулканическими жерловинами куполообразной формы. Самым крупным куполом этого участка является экстрезив Геяузан (Гюазан), который по своим морфологическим особенностям напоминает знаменитый вулканический обелиск Мон-Пеле в Вест-Индии. Породы Геяузана представлены рассланцованными липаритовыми порфирами флюидального строения. Строение верхнемеловой вулканогенной толщи в пределах Агджакендского прогиба является более сложным. На береговых обрывах Кюракчая и Бузлучая выступают покровы базальтовых и долеритовых порфиритов довольно выдержанной мощности и прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Одной из характерных текстурных особенностей лавовых покровов этого участка является наличие в них крупных включений, выполненных кварцем, халцедоном, яшмой, кремнем, агатом, кальцитом и цеолитами.

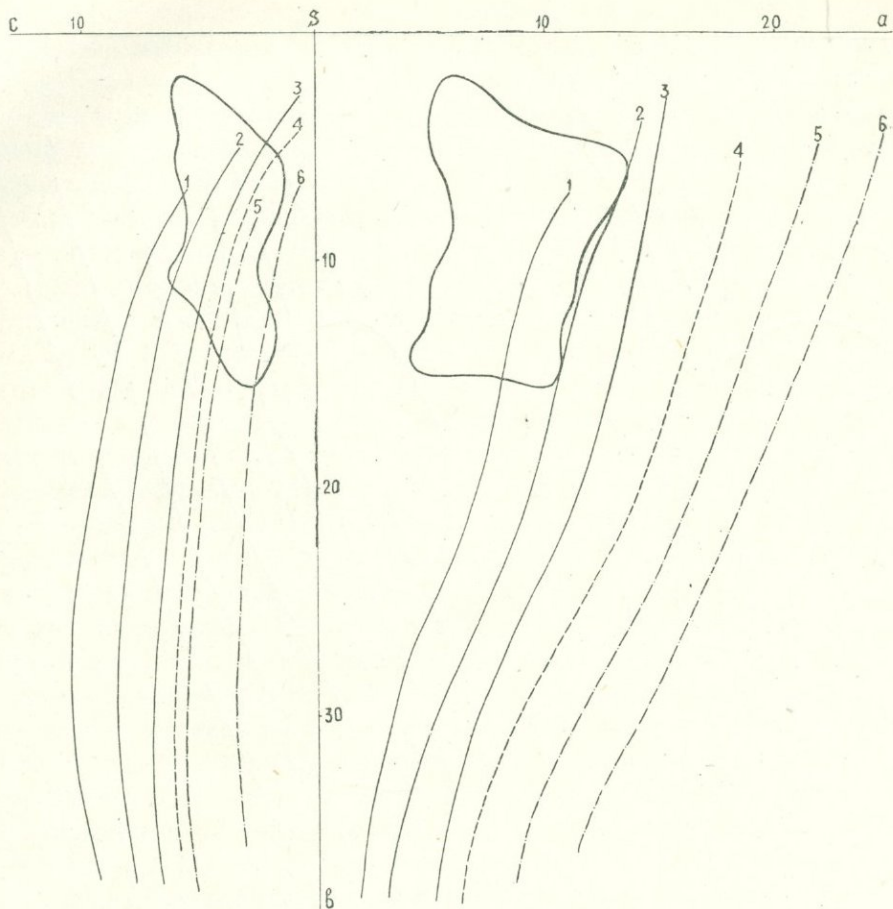
Строение и текстурные особенности продуктов верхнемелового эффузивного вулканизма в пределах Мартунинского синклинория характеризуется преобладанием пород лавовой фации над пирокластолитами. На этом участке наравне с массивными базальтовыми лавами встречаются типичные шаровые лавы мощностью в несколько десятков метров. Шаровые лавы наиболее отчетливо выступают в окрестностях сел.



Фиг. 1. Петрохимическая диаграмма ореола фигуративных точек верхнемеловых средних и основных эффузивов. Кривые: 1, 2, 3—известково-щелочные породы; 4—породы, переходные между известково-щелочными и щелочными; 5, 6—щелочные породы.

Мирикенд, Кагардузы, Такир, Мушкапот и др. С составом и структурой лавовых покровов согласуется обычно и преобладающий тип отдельности, выступающий в обнажениях. Для базальтовых мандельштейнов характерны эллипсоидальные и шаровые отдельности, представляющие собой нагромождение друг на друга шарообразных тел, причем размеры их для разных участков различны. В пределах Мартунинского прогиба в центрах вулканических извержений сохранилось несколько экструзивных куполов, сложенных более раскристаллизованными базальтоидами. Наиболее крупный экструзив выступает в районе сел. Кети, сложенный анальцимовым пикритовым базальтом.

Анализ геологического положения петрографических особенностей вулканических образований верхнемелового вулканизма показывает, что состав извергавшейся магмы, тип извержения, характер вулканических



Фиг. 2. Петрохимическая диаграмма ореола фигуративных точек верхнемеловых средних и основных эффузивов. Кривые: 1, 2, 3—известково-щелочные породы; 4—породы, переходные между известково-щелочными и щелочными; 5, 6—щелочные породы.

продуктов и их пространственная локализация испытывали закономерные изменения.

В пределах Казахского прогиба в период вулканической деятельности верхнемелового цикла происходило изменение состава магмы от основного в сторону возрастающей кислотности. В начальной стадии вулканического цикла характер деятельности и расположение центров извержения устанавливается более или менее достоверно. О центральном характере вулканической деятельности в это время говорит наличие куполообразной формы экструзивов, сложенных диоритовыми и андезитовыми порфиритами.

Широкое площадное распространение кислых и вулканических продуктов более позднего этапа верхнемелового вулканизма и их большая мощность указывают на то, что извержения происходили из многочисленных центров и действовали в течение продолжительного времени. Очаги извержения кислой магмы локализовались по бортам Казахского

прогиба, по которым можно предполагать наличие разломов более глубокого заложения. Эти очаги извержения в начальной стадии своего существования имели эксплозивный характер и выбрасывали большое количество мелко- и тонкозернистого туфового материала кислого состава. Впоследствии вулканические аппараты изливали лавы липаритового и альбитофирирового составов. О локализации центров извержения верхнемелового вулканизма во внешней предгорной полосе можно говорить с достоверностью по наличию в междуречье Дзегамчай и Джигирчай экструзивных куполов диоритовых и андезитовых порфиритов, выступающих в районах сел. сел. Морул и Шиштапа.

На территории Агджакендского поперечного прогиба очаги вулканических извержений локализовались в Гянджачайском, Кюракчайском участках и на Инджачай-Тертерском водоразделе. Преобладание пород пирокластической фации над породами лавовой и субинтрузивной фаций на Гянджачайском участке свидетельствует о центральном типе извержения, носившего в основном эксплозивный характер. В пределах Кюракчайского участка деятельность верхнемелового вулканизма началась извержением кислой магмы, сменившимся более мощным излиянием лавы базальтового состава, очагом вулканической деятельности кислых лав послужил вулканический аппарат, расположенный к югу от сел. Моношид на г. Джанбаз, сложенный кварцевыми альбитофирами. На Кюракчайском участке излияние базальтовых лав имело центральный близкий к гавайскому типу характер. Лава благодаря своей подвижности создавала по площади и мощности покровы, без заметных накоплений пирокластического материала. В области Мартунинского синклиория верхнемеловой вулканизм проявился в извержениях лавового и пирокластического материала, преимущественно из вулканов центрального типа. О центральном типе извержения свидетельствует относительно быстрое изменение мощности лавовых покровов на небольших расстояниях и наличие вулканического аппарата, выступающего в виде экструзивного купола в районе сел. Кети.

Изучение состава, фациальных особенностей и мощностей вулканических продуктов на различных участках Северо-восточной части Малого Кавказа показывает, что частота извержения, характер и интенсивность вулканической деятельности в верхнемеловом цикле протекали в различных условиях. В результате первой стадии вулканических процессов, в пределах Казахского прогиба накопились средне- и крупнообломочные вулканические брекчии, агломератовые туфы, туффиты и туфобрекчии. Лавовые покровы маломощные и по простиранию быстро переходят в прослой обломочных вулканических пород. Постоянное присутствие в составе вулканогенной толщи тонких прослоев терригенных и переотложенных туфогенных пород, переслаивающихся с лавовыми покровами и прослоями пирокластических пород свидетельствует о перерыве в вулканической деятельности и накоплении продуктов эффузивного вулканизма в водных прибрежных условиях. Более интенсивными и длительными были вулканические процессы во втором этапе

верхнемелового вулканизма. В течение второго этапа накопилась мощная (около 1000 м) толща кислых вулканических пород, преимущественно в пирокластической фации. О перерыве в вулканической деятельности второго этапа с достоверностью можно говорить на основании постоянного присутствия в составе вулканогенной толщи прослоев карбонатных и терригенных пород. В аналогичных условиях протекала деятельность вулканических процессов верхнемелового цикла во внешней предгорной полосе северо-восточной части Малого Кавказа. Более продолжительно и интенсивно протекала вулканическая деятельность верхнемелового времени в пределах Агджакендского прогиба. Извержение происходило почти непрерывно и отсутствовал период затишья, при котором могли бы накопиться прослои осадочных пород сколько-нибудь значительной мощности. Деятельность вулканических процессов верхнемелового времени в Мартунинском синклинии протекала непрерывно, где накопились основные вулканические продукты в лавовой, пирокластической и субвулканической фациях постоянного химического состава.

Верхнемеловые вулканические образования затронуты метаморфическими процессами в незначительной степени. В результате этих изменений первоначальный минералогический состав и структура верхнемеловых вулканических образований подвергались известным изменениям. Метаморфизм верхнемеловых эффузивных пород проявился в аутометаморфизме основных и кислых лав, субвулканических образований и гидротермальном метаморфизме, проявившемся преимущественно возле вулканических центров.

В зависимости от минералогического состава вулканических пород аутометаморфическим изменениям подвергались различные минералы в базальтовых порфиритах, долеритовых порфиритах, пироксеновых порфиритах и мандельштейновых базальтах. Аутометаморфические процессы выражаются в боулингитизации, иддингситизации вкрапленников оливина, лоритизации пироксенов и альбитизации плагиоклаза.

В кварцевых альбитофирах и липаритовых порфиритах аутометаморфические процессы выражены в дислокации биотита и альбитизации плагиоклаза. В верхнемеловых вулканических породах пневмато-гидротермальные процессы метаморфизма выражены в хлоритизации основной массы и выполнении миаролитовых пустот. Хлоритизация, связанная с пневмато-гидротермальными процессами, развивается в основной массе базальтовых порфиритов и витробазальтов, вследствие девитрификации вулканического стекла. На разложение аморфного базиса с образованием хлорита большое влияние оказывает также инфильтрация гидроокислов железа. Для верхнемеловых основных лавовых пород, развитых в Мартунинском прогибе, характерно образование миндалинов, выполненных кальцитом, цеолитом, анальцимом и хлоритом. Последние три минерала в составе миндалинов имеют второстепенное значение.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. «Советская геология», № 7, 1958.
- Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловой вулканизм кислой магмы Северо-Восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН Аз. ССР», серия геолого-географических наук, № 6, 1958.
- Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловые основные эффузивы Северо-восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН Аз. ССР», серия геолого-географических наук, № 3, 1959.
- Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кав. отд. географ. общества, кн. XXIII, 1902.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, 1947.
- Алиев М. М. Меловые отложения Азербайджана. Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, 1952.
- Атабекян А. А. К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Арм. ССР. «ДАН Арм. ССР», т. XVII, № 1, 1953.
- Ахундов Ф. А. и Мамедов Т. И. К петрографии вмещающих испанский шпат вулканических пород сантона Мартунинского синклиория. Уч. зап. АГУ, № 6, 1959.
- Алиев О. Б. Материалы к стратиграфии верхнемеловых отложений Ханларского района (Аз. ССР). Труды второй Закавказской конференции молодых ученых. Изд. АН Аз. ССР, 1960.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР, 1949.
- Алиюлла Х. О возрасте верхнемеловых эффузивов Мартунинского прогиба (Малый Кавказ). «Труды второй Закавказской конференции молодых ученых». Изд. АН Аз. ССР, 1960.
- Дзоцендидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Дудаури О. З. Верхнемеловые субвулканические малые интрузии Болнисского района. Сообщ. АН Груз. ССР, № 5, 1960.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И. Некоторые особенности верхнемеловых отложений Северо-восточной части Малого Кавказа. «Труды второй Закавказской конференции молодых ученых». Изд. АН Аз. ССР, 1960.
- Мнацаканян А. Х. Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении. «Изв. АН Арм. ССР», 14, № 3, 1961.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. «Труды ВГРО», вып. 353, 1934.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений Восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН ССР», серия геологическая, № 1, 1951.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Вулканические циклы Кавказа «Проблема вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. «Региональная статиграфия СССР», т. 6, Изд. АН СССР, 1959.

- Сатиан М. А. Очерк литологии меловых отложений Северной Армении и палеогеографических условий их накопления. «Изв. АН Арм. ССР», серия геологическая, т. XII, № 3, 1959.
- Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5, 1947.
- Соловкин А. Н. О меловом вулканизме и стратиграфии мела в восточном Закавказье. «Изв. АН СССР», № 2, 1949.
- Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. «Труды ИГН АН СССР», серия геологическая, вып. 123, № 44, 1950.
- Хаин В. Е. О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. «ДАН Аз. ССР», т. V, № 11, 1949.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1954.
- Шихалибейли Э. Ш. Вулканизм Малого Кавказа как следствие глыбово-складчатого развития антикавказской геосинклинали. «Вопросы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Э. Г. МАЛХАСЯН

РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ОСНОВНЫЕ
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА

(Институт геологических наук АН Арм.ССР)

В геологическом отношении Алавердский рудный район представляет область широкого развития мезозойских и кайнозойских вулканогенно-осадочных образований. Здесь вулканическая деятельность активно проявлялась, начиная от нижней юры и до четвертичного периода включительно, однако наиболее интенсивно она выражалась в юрское время. Обращает на себя внимание резкое преобладание вулканогенных пород, которые здесь имеют широкое развитие, занимая около 80% территории. Осадочные породы к тому же часто содержат примесь туфогенного материала. Все это говорит о том, что история геологического развития описываемого района в основном определяется развитием вулканической деятельности. В развитии вулканизма существует определенная цикличность, что обусловлено дифференциацией и эволюцией магмы в тесной взаимосвязи с развитием тектонических структур района во времени.

Территория Алавердского рудного района представляет собою антиклиналь, в стратиграфическом разрезе юры которой снизу вверх участвуют:

1. Образования толщи зеленокаменных пород (уралитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные порфириды и их туфобрекчии) J_1 (?).
2. Линзообразные и силлообразные тела кварцевых плагиопорфиров в толще зеленокаменных пород J_2 .
3. Кератофиры J_2 .
4. Туфопесчаники алавердской свиты и вулканогенно-осадочные образования шахтахтской толщи J_2 .
5. Полимиктовые и аркозовые песчаники и туфопесчаники J_3 .
6. Пироксеновые порфириды и их брекчии J_3 .
7. Фиолетовые туфы J_3 .

Скелет современной структуры Алавердского рудного района начал обрисовываться в начале юрского периода и был обусловлен поднятием алавердского антиклинория.

Начало юрского периода знаменуется формированием толщи зеленокаменных пород и является одновременно началом вулканической деятельности этой области. Спокойное и медленное излияние порфировых лав чередуется с бурным извержением их пирокластических аналогов. Очень вероятно, что излияние лав происходило в морских условиях, на что указывает присутствие среди них прослоев туфогенных песчаников и слоистых туфов с одной стороны и образование такситовых пород, т. е. эпидотизированных псевдобрекчий—с другой.

Процесс формирования зеленокаменной толщи был довольно длительным, что объясняется медленной эволюцией магматического очага, причем довольно ясно наблюдается направленность дифференциации магмы в сторону повышения кислотности ее. Если первые члены зеленокаменной толщи представлены порфиритами более основного состава, приближающимися к диабазам, затем сменяющимися нормальными породами среднего состава, которые в значительной степени доминируют, то в верхах этой толщи среди пирокластических образований, мы имеем обломки и втеки пород более кислого состава, отвечающих дацитовому порфируту. Появление в толще пород более кислого состава объясняется локальной дифференциацией остаточного магматического расплава, давшего небольшие излияния кварцевых плагиопорфиров.

Отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей пород, слагающих эту толщу, и непостоянство последней указывают на существование не одного, а нескольких вулканических кратеров, действовавших на сравнительно небольшой территории, а это все приводит к мысли, что вулканическая деятельность этой области в указанное время соответствовала ареальному типу извержения.

Извержением пирокластических пород завершается первый этап мощного вулканического цикла. Наступает небольшое угасание вулканической деятельности и изменяется направленность колебательных движений на этом участке земной коры, отмечается постепенное воздымание области. Это подтверждается также наличием следов динамометаморфизма в пирокластических образованиях зеленокаменной толщи, свидетельствующее о вероятных складкообразовательных движениях в указанное время.

После некоторого перерыва вновь начинается излияние уже дифференцированной до кислого состава магмы, давшей породы кератофирового и кварц-плагиопорфирового состава, соответственно образующие так называемый «рудоносный горизонт» и субвулканические тела правого берега р. Дебед. Излияние кислой лавы сменяется извержением взрывного характера, причем образуются вулканические брекчии, туфы и пирокластические породы преимущественно дацитового состава, являющиеся крайними членами дифференцированного ряда. Этим завер-

шается первый цикл вулканической деятельности. Условия залегания кварц-плагипорфировых и некоторых кератофировых образований и их брекчиевидное строение указывают на формирование их в близповерхностных условиях. Здесь, в районе распространения кератофировых пород уже можно наблюдать отчетливые центры извержения кислой лавы (вулканические аппараты). Формирование кератофирового горизонта, в отличие от кварцевых плагипорфиров, наподобие вышеописанных пород зеленокаменной толщи, происходило в прибрежных условиях, в обстановке быстрых и резких колебаний земной коры. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание кератофиров на породах толщи зеленокаменных пород и аналогичное—трансгрессивное залегание на них вышележащих отложений. По наблюдениям П. Ф. Сопко, известковистые песчаники нижней части алавердской свиты туфопесчаников, налегающие на кератофировый горизонт, нередко содержат гальки кератофиров и зерна входящих в их состав минералов. Это уже говорит, что сразу после излияния кератофиры и их пирокластические разновидности подвергаются эрозии.

С завершением первого цикла вулканической деятельности наступает некоторый покой. На значительной территории господствуют морские условия. В восточной части рудного района происходит постепенное накопление и формирование свиты туфогенных песчаников (алавердская свита), представленной терригенным осадочным материалом и, в основном, песчаниками.

Судя по наличию растительных остатков и окаменелых деревьев в образованиях этой свиты, можно допустить, что морской бассейн был неглубоким, а присутствие конгломератов в туфопесчаниках указывает на местный размыв сформированных осадков. Наличие кораллов в осадках говорит о теплом режиме морского бассейна.

В западной части района одновременно с осадконакоплением в морских условиях продолжает развиваться вулканическая деятельность, давая начало формированию вулканогенно-осадочной толщи (шахтахтской). Этот участок земной коры в течение байоса и бата отличается сильной неустойчивостью, что обуславливает одновременность вулканической деятельности и процессов седиментации, а иногда и размыва. Образование вулканогенно-осадочной толщи обусловлено действием большого количества паразитических конусов, которые то оставались под водой, в дальнейшем подвергаясь эрозии и образуя терригенные продукты, то сохранялись в виде отдельных некков, представляя каналы соответствующих аппаратов. По петрографическому и химическому составу продукты вулканогенно-осадочной толщи (шахтахтской) очень близки, что свидетельствует об их образовании в течение небольшого времени, за которое дифференциация вулканического очага не смогла продвинуться далеко. Только в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи мы получаем продукты более кислого состава, представленные вулканическими брекчиями и туфами дацитовых порфиритов, занимающими ограниченные площади. Расслоенность последних, иногда

хорошая окатанность породообразующих минералов, а также следы морской фауны свидетельствуют о продолжении типично морского режима, а присутствие отдельных горизонтов терригенных пород в составе «шахтахтской» толщи указывает на кратковременные затухания вулканической деятельности.

В конце формирования вулканогенно-осадочной толщи происходит усиление вулканической деятельности. Продукты этого вулканического цикла располагаются местами трансгрессивно на «шахтахтской» и «алавердской» толщах. Первоначально этот новый этап вулканической деятельности характеризуется взрывным характером, образуя пирокластические продукты, только изредка давая небольшие излияния пироксеновых порфиритов, а затем интенсивность вулканической деятельности усиливается, давая мощные покровы лав среднего и средне-основного состава, которые опять, в процессе затухания вулканической деятельности, приобретают взрывной характер, образуя пирокластические материалы, по составу близкие к первым аналогичным образованиям.

Таким образом, новый цикл вулканической деятельности, образующий вулканогенно-осадочный и вышележащий сложный комплекс, не является нормальным в смысле обычного хода дифференциации магматического очага. После затухания вулканической деятельности рассматриваемый район испытывает постепенное погружение, в результате чего образуется мощная толща осадочных пород, представленных песчаниками и грубообломочным материалом.

Юрский этап вулканизма завершается внедрением больших массивов альбитофигов, являющихся крайними кислыми членами дифференцированного магматического очага.

Таким образом, обращая внимание на эволюцию магмы, обнаруживаем определенную общую направленность магматизма, выражающуюся в постепенном повышении кислотности пород. Однако в этом длительном процессе вулканической деятельности отмечается некоторая цикличность петрохимических изменений состава продуктов извержений, вызванная локальными дифференцированными процессами на небольших участках.

Детальное изучение геологического положения различных членов вулканической формации Алавердского рудного района приводит нас к заключению о формировании отдельных типов пород в различных фациальных условиях:

1. В описываемой вулканической формации преобладающее большинство составляют породы эффузивной фации (образования толщи зеленокаменных пород, кератофиры, миндалевидные порфириты, пироксеновые порфириты и др.), которые в основном формировались в условиях подводной среды.

2. Морфологические особенности, а также петрографические структуры кварцевых плагиопорфиров правого берега р. Дебед и альбитофигов Алавердского района не дают возможности считать их настоящими

интрузивными телами, а указывают на их субвулканический характер, формирование которых происходило в близповерхностных условиях.

Имеющийся фактический материал по магматическим породам Алавердского рудного района позволяет нам сделать некоторые заключения, касающиеся химической характеристики и генезиса этих пород.

Наиболее важный вывод, к которому приводят результаты химических составов пород юрской вулканогенной формации описываемого района, это то, что они по химизму и петрографическим особенностям отвечают не спилито-кератофировой или андезито-дацитовой (по П. Ф. Сопко) формации, а порфирит-кератофировой.

Образование магматических пород в Алавердском рудном районе происходило последовательными излияниями и по своему составу они соответствуют магме средне-основной кислотности. Вулканизм юрского периода начинается излиянием эпидотизированных, хлоритизированных, уралитизированных порфиритов и кончается внедрением альбитофиров.

Между продуктами различных фаций средней по составу магмы наблюдается большое сходство. Наибольшим относительным распространением среди ее производных пользуются различные модификации порфиритов и их пирокластических пород, варьирующие главным образом по характеру микроструктуры, крупности зерна, по соотношениям между феррической и салической составными частями, но вместе с тем чрезвычайно однообразные по своему минералогическому составу. Подчиненное значение имеют фиолетовые туфы г. Лалвар.

Качественный минералогический состав вышеуказанных пород, т. е. пород производных средней по составу магмы, отличается большим однообразием. В основном мы имеем здесь сочетание трех главных компонентов—плагноклаза, пироксена и хлорита.

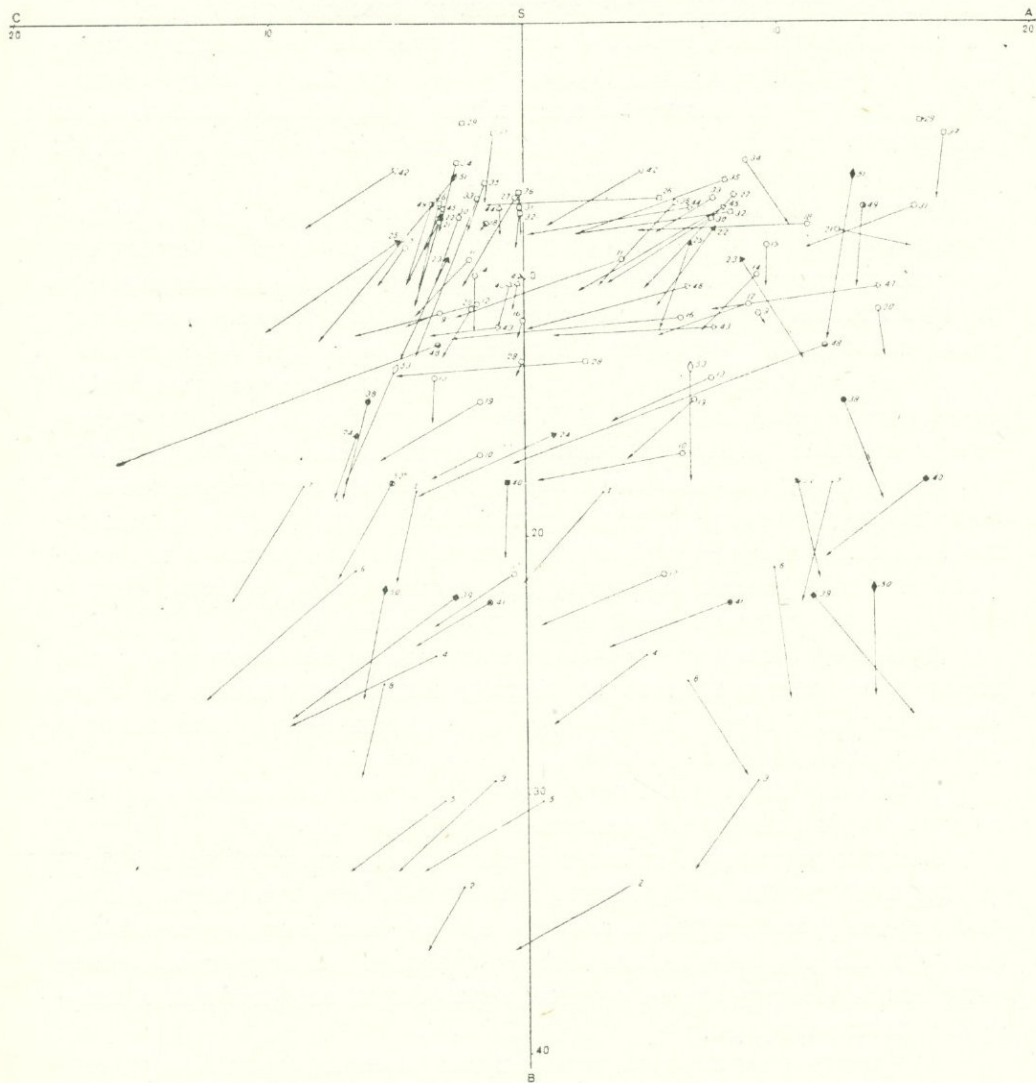
Остальные минералы, а также другие вторично-образованные (кроме хлорита) и аксессуарные, занимают подчиненное место.

В петрографическом отношении среди представителей кислых дифференциатов магмы наблюдается значительно меньшее разнообразие, чем в предыдущей группе, т. е. среди производных магмы средней кислотности. По результатам химических анализов и петрографических описаний, к этой группе мы относим кератофиры, альбитофиры и кварцевые плагпорфиры.

Для химической характеристики вулканогенных пород Алавердского рудного района мы располагаем 53 полными химическими анализами. Из них на долю пород, слагающих толщу зеленокаменных образований, приходится 8 анализов, на долю кератофиров—12, альбитофиров и кварцевых альбитофиров—6, кварцевых плагпорфиром—17, туфов—1, «шахтактская» толща представлена 1 анализом, свита верхних авгитовых порфиритов—2, а субвулканические образования (кроме альбитофиров и плагпорфиром)—6 анализами.

На основании результатов химических анализов была составлена диаграмма числовых характеристик магматических пород по методу акад. А. Н. Заварицкого.

ДИАГРАММА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЭФФУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА



Эффузивные образования: * Порфиры зеленокаменной толщи, ○ Мл порфиры эффузивные, □ Перитовые,
 ● Порфиры шаталовской толщи, ■ Порфиры (иногда манделштейнские) - далага (мел часть), ● Туфы,
 Субвулканические образования: ▲ Мл порфиры, △ Альбитовые, ● Порфиры типа «Таш-баш», ● Пор-
 фиры типа р. на сн. «Бременасец», ◊ Диабазовые порфиры, ● Андезитово-дациты.

Цифры при буквах соответствуют значениям
 по диаграмме в соседней таблице.

Как видно из диаграммы, общий химический облик пород варьирует в довольно широких пределах от типично основного к кислому, а иногда замечаются также породы, сильно обогащенные глиноземом. Внутри каждой разновидности пород также отмечаются отклонения от обычного типа, что объясняется рядом физико-химических процессов, происходивших в породе. В целом, замечается, что в конце вулканических циклов характер магмы становится кислым с богатыми глиноземом разновидностями.

На диаграмме видно также, что породы как эффузивных, так и субвулканических образований по химизму близки друг к другу, что указывает на связь их с одним и тем же магматическим очагом. Колебания в содержании окислов для отдельных групп пород имеют место в сравнительно узких пределах.

Из результатов химических анализов и диаграммы числовых характеристик можно сделать некоторые заключения:

1. Постепенный подъем точек вдоль линии SB указывает на повышение содержания SiO_2 , что в основном соответствует кислым разновидностям пород—кератофирам, альбитофирам и кварцевым плагиопорфирам.

2. Векторы поля ASB в большинстве случаев круто направлены вниз и длинные, что указывает на высокое содержание железа и магния в породах и сравнительно малое содержание кальция.

3. В ряде случаев породы (альбитофиры, кератофиры и кварцевые порфиры) пересыщены глиноземом, что хорошо отражено на диаграмме резким поворотом векторов на плоскости ASB влево, указывающее на преобладание глинозема в породах и их бедность железом и магнием.

4. Векторы поля CSB расположены сравнительно близко к оси SB, чем точки поля ASB. Это указывает на то, что в породах щелочные алюмосиликаты преобладают над кальциевыми. Большая длина векторов этого поля зависит от содержания натра в породах, а их значительный наклон указывает на резкое преобладание натрия над калием.

5. Суммарное количество железа обычно колеблется в широких пределах и доходит до 15% породы, в большинстве случаев наблюдается преобладание закисного железа над окисным.

6. Содержание MgO также колеблется в широких пределах 0,02—6,5%. Оно резко понижается в альбитофирах, кератофирах, плагиопорфирах и преобладает в образованиях толщи зеленокаменных пород.

7. Содержание CaO испытывает еще большие колебания (0,2—9,5%), чем MgO .

8. Содержание щелочей Na_2O и K_2O сравнительно устойчиво и не превышает 4—5%. При этом окись натрия, как указывалось выше, всегда преобладает над калием, содержание которого обычно не превышает 1—2%.

9. Содержание окиси титана низкое и обычно не превышает 0,5%.

10. Содержание кристаллизационной воды обычно большое, что объясняется постоянным содержанием хлорита в породах. В бедных

хлоритом породах (альбитофиры, плагиопорфиры, кератофиры) количество воды колеблется около 1%.

Кроме того, описанные породы подвергались также геохимическому исследованию.

Для пород юрской вулканогенной формации северной Армении намечается следующая специфичность микроэлементов. Почти для всех юрских эффузивных образований основного и средне-основного состава характерна ассоциация Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Cr и Ga. С другой стороны, для кислых разновидностей юрской формации (J_2 — J_3) отмечается значительное содержание Ti, Be, Zr, Sr и Yb.

При рассмотрении распространения отдельных элементов в образованиях юрской вулканогенной формации наблюдаются следующие закономерности*:

I. Группа металлогенных элементов

Медь является постоянным и характерным спутником всех вулканогенных образований юрской формации. Как правило, встречается в значительно повышенных против кларка содержаниях, а также в пределах кларкового содержания. Однако, судя по распространению меди в различных и разновозрастных образованиях юрской формации северной Армении можно заметить следующую закономерность. В породах нижней и средней юры содержание меди колеблется в пределах от 0,01 до 1 и более процента. В пределах верхней юры содержание меди несколько снижается и его распространение становится более равномерным.

Свинец так же, как и медь, является проходящим элементом через все вулканогенные породы юры. Присутствует в таких же содержаниях, что и медь.

Цинк обычно встречается в ниже- и среднеюрских образованиях. В породах верхнеюрского периода выступает в значительно низких содержаниях—в пределах нижнекларкового, и реже кларкового.

II. Элементы группы железа

Марганец имеет очень ограниченное распространение. Наиболее высокое его содержание (вышекларковое) установлено в породах средней и верхней юры. Обычно характерно кларковое и нижнекларковое содержание элемента в вулканогенных образованиях.

Титан является весьма характерным элементом для всех пород юрской вулканогенной формации.

Ванадий присутствует постоянно, обычно в количествах 0,1—0,01%. При этом, в более основных разновидностях, как в породах зеленокаменной толщи, замечаются повышенные содержания (в пределах 0,1%) элемента. Резко пониженное содержание установлено в альбитофирах.

* Содержания элементов в породах сравнили с кларками соответствующих типов пород по А. П. Виноградову.

Хром постоянно присутствует в ниже- и среднеюрских основных и средне-основных вулканических образованиях. В верхнеюрских средне-основных породах он присутствует в пределах кларкового или нижекларкового содержания, а в кислых продуктах верхней юры (альбитофиры) он доходит до минимума и содержание его составляет нижекларковое или не поддающееся определению.

Никель в незначительных количествах (в пределах выше кларка) отмечен только в основных породах, в частности, в образованиях толщи зеленокаменных пород. В других образованиях отмечаются кларковое или нижекларковое содержания элемента.

Кобальт так же, как и никель установлен главным образом в основных или средне-основных образованиях зеленокаменной толщи. Минимума доходит в кислых образованиях средней юры, а в аналогичных образованиях верхней юры он не установлен.

III. Группа редких элементов

Иттербий отмечается во всех разновидностях пород юрской вулканогенной формации, причем степень концентрации элемента во всех разновидностях пород почти одинаковая. Сравнительно менее обогащены основные породы нижней юры.

Иттрий так же, как и иттербий, встречается во всех разновидностях пород, однако степень концентрации вышекларкового содержания элемента преобладает в основных породах нижней юры и кислых породах верхней юры.

Галлий постоянно в больших содержаниях (до 0,01) присутствует во всех образованиях юрской вулканогенной формации. Минимума доходит в гидротермальноизмененных разновидностях.

Цирконий. Особенно высокие концентрации установлены в кислых разновидностях вулканогенной формации—в среднеюрских кварцевых плагиопорфирах и кератофирах и верхнеюрских альбитофирах. Минимума (нижекларкового содержания) доходят в основных породах средней юры.

Молибден обычно совершенно отсутствует в образованиях юрского периода. Незначительные концентрации установлены только в кислых продуктах среднеюрского вулканического цикла.

Серебро постоянно отмечается во всех разновидностях пород вулканогенной формации, однако если в образованиях нижней и средней юры оно составляет повышенные концентрации (против кларка), то в продуктах верхнеюрского вулканизма содержание его колеблется в пределах кларка.

IV. Группа малых петрогенных элементов

Стронций распространен повсеместно. Наиболее высокие содержания (против кларка) установлены в кислых продуктах средней и верхней юры (в кварцевых плагиопорфирах, кератофирах и альбито-

фирах). В основных или средне-основных разновидностях содержание падает до минимума.

Бериллий в умеренных содержаниях присутствует во всех вулканических образованиях юры, достигая только в кислых породах верхней юры содержания ниже кларковых значений.

Барий установлен постоянно, но не в больших содержаниях (в пределах кларка и ниже кларка) во всех образованиях юрской вулканической деятельности.

Анализируя полученные геохимические данные, замечаем:

1. Кларковые и вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Ti в породах зеленокаменной толщи Армении указывают на их принадлежность к базальтовой магме.

Геохимическая особенность кислых разновидностей состоит в повышенных содержаниях Zr, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn, а Ni, Cr, Ba в породах присутствуют в нормах ниже кларкового содержания.

2. Как видно, в кислых разновидностях юрской вулканогенной толщи присутствуют V, Ti, Ni, Cr, т. е. элементы, характерные для основных и средних пород вулканогенной формации. Это обстоятельство с одной стороны указывает на генетическую связь кислых и основных пород и с другой стороны позволяет относить их к дифференциатам единого магматического очага. Следует указать, что в продуктах юрской вулканогенной формации ни в одной пробе не были обнаружены такие элементы, как W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, In, La, Ce, являющиеся характерными элементами для пород, возникших из гранитоидной магмы.

3. Из полученных данных можно сделать еще один важный вывод о группе элементов цветных металлов. Присутствие в породах юрской вулканической деятельности Cu, Zn, Pb в значительных содержаниях (выше кларка) указывает на геохимическую близость продуктов юрского вулканизма с главным колчеданным оруденением Армении. При этом следует заметить, что почти во всех вулканических продуктах Сомхето-Карабахской зоны намечается полное отсутствие молибдена.

С. Ш. САРКИСЯН

О КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРИТАХ ОКРЕСТНОСТЕЙ
СЕЛ. ЛЕРМОНТОВО АРМЯНСКОЙ ССР
И ИХ ИЗМЕНЕНИЯХ

(Кавказск. институт минерального сырья)

В процессе изучения закономерностей размещения серноколчеданной минерализации в пределах Кироваканского района Армянской ССР нами было уделено внимание характеру и особенностям распределения в пространстве и во времени продуктов магматической активности [7]. В частности, детальному изучению подвергались так называемые кварцевые порфиры, роль которых в формировании оруденения колчеданного типа, по нашим данным, не подлежит сомнению [9]. Характеристике этих образований и посвящена данная статья.

Кварцосодержащие порфиновые породы на Малом Кавказе пользуются значительным распространением и развиты в пределах разновозрастных и геотектонически различно построенных структурных зон. Эти образования известны как на территории Амасия-Акеринской зоны: глубинных разломов и датируются здесь нижним-средним эоценом [4, 8], так и в Сомхето-Карабахской зоне и ее Кафанском сегменте, где относятся к верхнему байосу [1]. Характерно, что на всех участках развития этих пород известны проявления колчеданной минерализации.

Анализ существующих материалов показывает, что во взглядах на природу и на номенклатуру этих образований нет единообразия. Так, некоторыми исследователями эти породы описываются как кварцевые порфиры и последним приписывается интрузивный генезис*. Другая точка зрения характеризует их как кварцевые порфириты эффузивного происхождения. Еще в 1934 году В. Н. Котляр предложил под названием кварцевых порфиров выделять интрузивные разности, а эффузивные их аналоги именовать кварцевыми порфиритами. Детальное изучение этих пород, проведенное автором в течение трех лет, показало, что к ним неприемлем термин «интрузивные» даже в условном понимании, поскольку

* Странники этой гочки зрения термин „интрузивный“ в данном случае применяют в широком смысле.

ку по природе своей эти образования связаны с эффузивным вулканизмом и представлены в собственно эффузивной и вулканогенной фациях, как это в свое время справедливо отметил В. Н. Котляр [4] и как это установлено М. А. Кашкаем и Ш. А. Азизбековым для колчеданосных районов северо-восточной части Малого Кавказа. Таким образом, среди «кварцпорфиров» или «кварцевых плагиопорфиров»* со всей отчетливостью выделяются вулканогенные (эффузивно-осадочные) и субвулканические фации.

Относительно номенклатуры этих пород следует отметить, что подразделение их на кварцевые порфиры и кварцевые порфириты, исходя из формы их залегания и степени раскристаллизованности, едва ли можно считать удачным, поскольку эти наименования характеризуют однотипные в генетическом отношении породы, отличающиеся по минералогическому составу и химизму. С другой стороны, выделять кварцевые порфиры только лишь на основании различия их «коэффициентов кислотности», как это делал М. Л. Лачинян, также нельзя.

Приведем описание этих пород, после чего можно будет обсудить целесообразность наименования их. Но поскольку для описываемых пород рассматриваемого района наиболее привычно название «кварцевые порфиры», мы пока что будем применять его.

Вулканогенная фация

«Нижняя свита кислых эффузивов и их туфов» [4] или «подсвита кварцевых порфиров» [5] прослежена в рассматриваемом районе от гор. Дилижан до сел. Мегрут, но наиболее хорошо представлена по реке Гарпи—в окрестностях сел. Лермонтово. Наибольшую мощность эта свита имеет на правом берегу р. Гарпи, где представлена преимущественно светлыми кварцевыми порфирами с сравнительно маломощной пачкой туффов в основании. В целом же вся свита слагается взаимно чередующимися в разрезе лавовыми покровами и вулканокластическими породами—туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями и туффитами.

Туфы. Под этим наименованием нами объединяются слоистые породы различных оттенков серого цвета и слагающиеся мелкообломочным материалом, цементированным разложившимся, слабо поляризующим вулканическим стеклом. Среди туфов четко выделяются две разновидности—литокристаллокластическая и кристаллокластическая. В первых часто встречаются обломки порфировых плагиоклазовых пород, над которыми резко преобладают обломки отдельных минеральных индивидов—плагиоклаза, кварца и значительно реже—роговой обманки. Кристаллокластические туфы характеризуются полным отсутствием обломков пород. Из обломков, заключенных в сильно хлоритизированной мас-

* А. Н. Соловкин [10] доказал, что эти породы являются не кварцевыми порфирами или кварцевыми плагиопорфирами, а кварцевыми порфиритами.

се, главенствующее значение имеют кислые плагиоклазы, часто водянoproзрачные.

Во всех разновидностях туфов наблюдается сравнительно густая и равномерная вкрапленность пирита. Как правило, литокристаллокластические и кристаллокластические туфы индивидуализированы в виде отдельных слоев, причем последние преобладают в верхах разреза. Кроме того, часто фиксируется взаимное замещение их по простиранию. Сравнивая отдельные разобщенные друг от друга разрезы, можно видеть, что роль литокристаллокластических туфов возрастает с юга на север, от Тандзутского рудника в сторону крупного выхода субвулканических кварцевых порфиров.

Туфобрекчии и лавобрекчии характеризуются развитием более крупных обломков пород, заключенных в базальный цемент и цемент соприкосновения, представленный сильно хлоритизированным, раскристаллизованным вулканическим стеклом. Обе эти разновидности разграничить друг от друга трудно, поскольку туфобрекчии не лишены некоторого количества обломков разложившейся лавовой породы, не прозрачной в проходящем свете, а в лавобрекчиях часто присутствуют обломки порфировых пород. Обломки главным образом угловатые, очень редко наблюдается их слабая окатанность. Туфобрекчии и лавобрекчии развиты в основном в верхних частях разреза.

Туффиты, содержащие весьма незначительное количество вулканогенного материала, характеризуются тонкой слоистостью и залегают главным образом в основании разреза, в отдельных местах непосредственно налегая на известняки верхнего мела. Незначительные прослои подобных образований, слабо выдержанные по простиранию и обладающие мощностью в несколько сантиметров (не более 25—30), иногда фиксируются в нижней трети разреза, подстилаясь столь же маломощными прослоями туфов и лав.

Все вкратце охарактеризованные породы претерпели заметное воздействие гидротермального метаморфизма; измененные породы данного типа были нами описаны ранее [6, 8, 9].

Эффузивная фация

В строении рассматриваемой свиты определенная роль принадлежит лавовым породам, причем количество покровов и их мощность испытывает изменения, возрастающая с юга, от территории Тандзутского серноколчеданного месторождения, на север.

Среди собственно эффузивных пород «подсвиты кварцевых порфиров встречаются как согласные, так и секущие тела [9]. Наиболее мощная залежь соответствующего состава известна к северу от с. Лермонтово, на южном склоне Геджалинского (Базумского) хребта. Здесь «кварцевые порфиры» образуют вытянутое в северо-западном направлении тело размерами 4×1,5 км. Этот «массив» содержит в себе отдельные останцы сильно измененных вмещающих пород вулканогенной тол-

ши и, приобретая местами облик эруптивной брекчии, по-видимому, представляет собой жерловое образование.

Учитывая петрографическое и химическое сродство пород этого тела с лавовыми образованиями, содержащимися в «подсвете кварцевых порфиров», мы приведем их обобщенное описание, рассмотрим вопрос их номенклатуры и охарактеризуем постериорные изменения, в результате которых отдельные участки рассматриваемых пород коренным образом изменили свой первоначальный облик.

В совершенно свежем виде эти породы встречаются чрезвычайно редко. Они обладают порфировой структурой при полнокристаллической тонкозернистой микроаплитовой структуре основной кварц-плагиоклазовой массы. Кроме кварца и плагиоклаза, в основной массе спорадически встречаются мельчайшие (до 0,008 мм) чешуйки биотита и палочки роговой обманки; более крупные выделения апатита распределены по основной массе довольно равномерно. Встречаются также скопления мельчайших зернышек сфена и отдельные изолированные кристаллики рудного минерала. Помимо перечисленных составных частей, в базисе иногда принимает участие вулканическое стекло, занимающее промежутки между отдельными кристаллическими индивидами. Стекло в основном свежее, водяно-прозрачное и лишь в отдельных случаях слабо хлоритизировано.

Порфиновые вкрапленники представлены крупными (до 3—7 мм) фенокристаллами плагиоклаза, кварца и реже сильно вытянутыми палочковидными выделениями темно-зеленой роговой обманки.

Плагиоклаз большей частью прозрачный, иногда слабо пелитизирован, цоизитизирован и почти во всех случаях содержит единичные изолированные мельчайшие чешуйки серицита. Измерением состава плагиоклазовых вкрапленников федоровским методом установлена принадлежность их к ряду олигоклаза и реже—олигоклаз-андезина (№ 21—32). В большинстве случаев плагиоклазовые кристаллы зональны, причем наружные зоны слагаются водяно-прозрачным альбитом (№ 4—8). Вкрапленники плагиоклаза часто полисинтетически sdвойникованы по альбитовому закону, однако нередки и простые двойники и вовсе не sdвойникованные кристаллы. Некоторые из них по периферии пелитизированы. Распространен массовый катаклиз кристаллов плагиоклаза, причем промежутки между отдельными обломками заполнены основной массой кварцево-плагиоклазового состава. В центральной части одного из крупных кристаллов плагиоклаза зафиксировано скопление нескольких зерен эпидота.

Порфиновые вкрапленники кварца обычно характеризуются бипирамидальным габитусом, часто встречаются также выделения шестиугольных очертаний. Размеры вкрапленников кварца обычно варьируют в пределах 0,3—1,5 мм, но местами отмечаются кристаллические индивиды до 3—5 мм в поперечнике. Кварц вкрапленников часто катаклизирован и по трещинкам залечивается кварцево-плагиоклазовым агрегатом основной массы породы, что особенно характерно для наиболее

крупных индивидов. Весьма часты резорбированные фенокристаллы с бухтообразными углублениями.

Редкие вкрапленники роговой обманки характеризуются, как правило, палочковидной формой. Во всех случаях характеризуются красновато-бурой окраской и иногда содержат пятна зеленоватого оттенка, всегда локализованные у периферии индивида. Обладая малыми углами погасания, не превышающими $8-9^\circ$, роговые обманки, по-видимому, относятся к типу базальтических. Характерным для роговых обманок являются переходы в пределах одного зерна в биотит.

К числу редких минералов кварцевых порфиров относятся апатит, биотит, магнетит и сфен.

Химический состав свежего образца породы помещен в графе 1 табл. 1 и проявляет близость к химизму «гранита всех периодов» [3]. Однако приведенное петрографическое описание изученной породы, согласно которому установлено полное отсутствие в ней калиевых полевых шпатов, позволяет заключить, что наиболее правильно именовать ее кварцевым порфиритом, а всю «нижнюю свиту кислых эффузивов и их туфов» [4], слагающуюся соответствующим комплексом вулканогенно-осадочных и эффузивных пород, называть подсвитой (или свитой) кварцевых порфиров.

Описанные кварцевые порфириты наиболее часто встречаются в измененном виде, причем максимальный их гидротермальный метаморфизм наблюдается на участках, испытавших тектонические деформации и не зависит от пространственных взаимоотношений с более поздними гранитоидными интрузивами. Последнее обстоятельство иллюстрируется частым расположением наиболее свежих участков кварцевых порфиров в непосредственной близости от крупного и более молодого Геджалинского гранитоидного интрузива, в то время как аналогичные образования на территории Тандзутского рудника, расположенного примерно в 2—5 км от упомянутого массива, претерпели коренную гидротермальную переработку вплоть до образования вторичных кварцитов [6, 9].

В изменениях кварцевых порфиров южного склона Геджалинского хребта намечается три типа.

Первый тип изменений выражен постоянной спорадической серицитизацией вкрапленников плагиоклаза и возникновением по последним зерен эпидота и пелитоморфного цоизита, слабой хлоритизацией вулканического стекла основной массы, а также частичной биотитизацией роговой обманки базальтического типа. Все эти изменения распространены по всему «массиву» кварцевых порфиров, фиксируются в любом из шлифов и представляют собой результат аутометаморфических процессов.

Второй тип изменений выявлен нами в части тела кварцевых порфиров, прилегающей к более молодому интрузиву габбрового состава и, по-видимому, связан с внедрением последнего. Изменения эти выражены железо-магнезиально-известковым метаморфизмом, вызванным контактовым воздействием габбровой интрузии.

Макроскопически эта контактово измененная порода характеризуется такситовым сложением, обусловленным совместным нахождением незамещенного кварцевого порфирита и участков его, замещенных роговообманковым агрегатом. Мощность подобных измененных пород определить не удастся ввиду неповсеместного их распространения и частой захороненности под слоем делювия и небольшими осыпями. Во всяком случае, она, очевидно, не превышает единиц метров. Граница измененной зоны с свежими кварцевыми порфиритами резкая, но не ровная и отличается зазубренностью вследствие «языкообразных» внедрений измененных пород в свежие. В противоположность последним контактово измененные образования характеризуются очень темным бутылочно-зеленым цветом и часто содержат реликты незамещенных кварцевых порфиритов.

При микроскопическом исследовании контактово измененных кварцевых порфиритов выявляется интенсивный катаклиз порфирировых выделений, причем наибольшему дроблению подвержены крупные порфирировые вкрапленники кварца и в меньшей степени — плагиоклаза. Основная масса породы пронизана беспорядочно расположенными трещинками, служившими путями для проникновения метаморфизующих растворов.

Новообразования, слагающиеся мелко- и тонкозернистым амфиболовым агрегатом, густо пропитывают основную массу кварцевого порфирита и в виде прожилков секут дробленные порфирировые вкрапленники кварца и плагиоклаза. В участках, нацело замещенных амфиболом, сохраняются лишь порфирировые вкрапленники первичной породы. В менее измененных частях кварцевого порфирита в основной массе замещен лишь полевошпатовый компонент и вновь образованная порода характеризуется порфирировой структурой, которая создается сохранившимися вкрапленниками кварца и плагиоклаза, погруженными в кварцево-амфиболовую или амфиболо-кварцевую вторичную основную массу.

В процессе амфиболлизации кварцевого порфирита порфирировые вкрапленники плагиоклаза довольно сильно серицитизируются, деанортитизируются и превращаются в альбит-олигоклаз или альбит. Амфиболовый агрегат, замещающий базис кварцевого порфирита, а также секущий порфирировые вкрапленники породы, слагается мелкими кристалликами зеленого амфибола, не поддающимися точному оптическому изучению. Индивиды амфибола обычно обладают резко удлиненной формой и концы его кристаллов, как правило, зазубрены. Отдельные кристаллы часто обладают волокнистым строением и нередко образуют агрегаты радиально-лучистого сложения. Удлинение положительное, максимальный угол погасания не превышает 19° . Кристаллики обладают плеохроизмом от очень бледного зеленовато-желтого до светлого и иногда темного травяно-зеленого цветов. $Ng' = 1,646 \pm 0,001$; $Np' = 1,618 \pm 0,001$. Приведенные данные позволяют отнести изученный амфибол к актинолиту.

Вторичная основная масса содержит отдельные мелкие включения и скопления зернышек эпидота, сфена, апатита, хлорита и кали-натрово-

го полевого шпата [9]. Характерной следует считать биотитизацию вкрапленников первичной роговой обманки.

Таблица 1

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,45	68,18	71,00	72,65	73,00
TiO ₂	0,34	0,34	0,34	0,30	0,34
Al ₂ O ₃	14,79	14,70	14,64	14,80	14,25
Fe ₂ O ₃	1,78	2,05	1,18	1,77	2,21
FeO	1,26	2,22	1,87	0,57	0,29
MnO	0,05	0,13	0,04	0,03	0,01
MgO	0,92	1,22	0,80	0,52	0,40
CaO	2,46	2,39	2,57	2,22	0,56
Na ₂ O	4,00	4,10	3,70	3,60	3,70
K ₂ O	3,40	4,10	3,50	3,30	3,55
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,12	0,02	0,12
H ₂ O	0,14	0,36	0,20	0,20	0,60
п.п.п.	0,74	0,56	0,60	0,40	1,60
Сумма	100,47	100,44	100,56	100,38	100,63

Примечание: анализы произведены в КИМС*, аналитики П. А. Тауглих и Т. И. Абесадзе.

1 — свежий кварцевый порфирит с числовыми характеристиками, вычисленными по методу А. Н. Заварицкого:

$$a = 13,63; c = 2,99; b = 4,17; s = 79,21; f' = 64,1; m' = 37,5; n = 64,3;$$

$$t = 0,3; \varphi = 34,4; Q = 28,17; a:c = 4,54.$$

2 — контактово-измененный (амфиболизированный) кварцевый порфирит; 3 — гидротермально слабо измененный кварцевый порфирит; 4 — более интенсивно измененный кварцевый порфирит; 5 — сильно измененный кварцевый порфирит (кварцит).

В гр. 2 табл. 1 приведены результаты химического анализа описанной контактово-измененной породы. Пересчет их по методу В. Г. Боголепова [2] позволил составить формулу амфиболизированного кварцевого порфирита $K_7Na_{10}Mg_5Mn_{сл.}Ca_7Fe_5^{II}Fe_5^{III}Al_{68}Ti_1P_{0,8}Si_{359}[O_{474}(OH)_6]$. Сопоставление этой формулы с формулой свежего кварцевого порфирита: $K_6Na_{10}Mg_4Mn_{сл.}Ca_7Fe_3^{II}Fe_5^{III}Al_{68}Ti_1P_{0,8}Si_{366}[O_{474}(OH)_2]$ показывает, что в процессе контактового метаморфизма в изученные породы привносятся (в процентах к первоначальному содержанию) K — 17, Mg — 25, Fe^{II} — 67, Fe^{III} — 20 и (OH) — 200. Относительные содержания Na, Mn, Ca, Al, Ti, P, O остаются без изменения и выносятся лишь 2% исходного количества кремния. Следует, однако, иметь в виду, что в данном случае понятия «вынос» и «остаются без изменения» являются условными и отражают, очевидно, лишь изменения в количественных соотношениях отдельных ионов в существовавших и вновь образо-

* Анализы 1, 3 и 5 проведены по образцам, любезно предоставленным в наше распоряжение аспирантом ИГН АН АрмССР К. М. Мурадяном.

ванных соединениях. В приведенных пересчетах поведение ионов кислорода и (ОН) ориентировочно, поскольку во всех анализах (табл. 1) определена общая влага, без специального учета гигроскопической воды.

Третий тип изменений локализуется вдоль зон тектонических деформаций и выражен катаклизом порфировых вкрапленников (и особенно кварца), интенсивной серицитизацией и некоторой хлоритизацией фенокристаллов плагиоклаза, более широким развитием хлорита по вулканическому стеклу, дальнейшим изменением роговой обманки с возникновением взамен последней чешуек биотита и хлорита. Наконец, в результате этих изменений проявляется заметное окварцевание основной кварц-плагиоклазовой массы кварцевого порфирита. Этот тип изменений проявлен в различной степени и находится в прямой зависимости от масштабов тектонических нарушений, которые сопровождаются рассматриваемыми преобразованиями.

Сильно измененные кварцевые порфириты приобретают белесовато-желтый цвет, они плотны и часто покрыты налетами и потеками гидрокислов железа. При глубоко зашедшем процессе гидротермального метаморфизма в кварцевых порфиритах наблюдается почти полное окварцевание и серицитизация основной массы породы, глубокая альбитизация и петлитизация плагиоклазовых вкрапленников, хлоритизация роговой обманки, сравнительно широкое развитие рудных минералов, в частности, пирита. Кроме того, в сильно измененных кварцевых порфиритах не встречаются крупные недеформированные вкрапленники, которые обычно сильно раздроблены и растащены по породе, придавая последней брекчиевидную микротекстуру. По сравнению с кварцем, менее интенсивным деформациям подвергаются вкрапленники плагиоклазов, что может быть объяснено большей хрупкостью первого. Широкое распространение получает серицит, развивающийся и в основной массе и в порфировых вкрапленниках как в виде густых скоплений отдельных изолированных чешуек, так и гнездообразных агрегатов.

Нами произведено исследование химизма в различной степени измененных кварцевых порфиритов. Результаты химических анализов их сведены в табл. 1 (гр. 3, 4 и 5) и отражают изменения в химизме кварцевого порфирита (гр. 1) по мере развития гидротермального метаморфизма. Цифры, помещенные в гр. 3, характеризуют наименьшие, а в гр. 5 наибольшие изменения. Составы измененных пород отражаются формулами

- 1) $K_6Na_9Mg_3Mn_{сл.}Ca_7Fe_4Fe_3Al_{68}Ti_1G_{9,8}S_{374}[O_{482}(OH)_3]$,
- 2) $K_5Na_9Mg_2Mn_{сл.}Ca_6Fe_1Fe_5Al_{68}Ti_1P_{сл.}Si_{359}[O_{482}(OH)_3]$,
- 3) $K_6Na_9Mg_2Mn_{сл.}Ca_2Fe_{0,6}F_6Al_{63}Ti_1P_{0,7}Si_{367}[O_{467}(OH)_{10}]$.

Здесь первая формула характеризует в наименьшей степени измененный кварцевый порфирит, вторая—более глубоко метаморфизованную породу, а третья—очень сильно измененный кварцевый порфирит (кварцит). Таким образом, на основании химизма пород, наряду с данными петрографического изучения их, может быть выделено три степени в.

процессе гидротермального метаморфизма кварцевых порфиров, в результате которых происходит постепенное изменение первичного характера породы вплоть до образования кварцита (гр. 5, табл. 1 и формула 3).

Поведение отдельных ионов при описанном типе метаморфизма иллюстрируется табл. 2, в которой каждая последующая вертикальная графа указывает на привнос или вынос того или иного компонента (в процентах по отношению к каждой предыдущей графе) по мере развития процесса метаморфизма.

Таблица 2

Ионы	1	2	3
K	—	-17	+ 20
Na	-10	—	—
Mg	-25	-33	—
Ca	—	-14	- 67
Fe ²⁺	+33	-75	- 40
Fe ³⁺	-40	+67	+ 20
Al	—	—	- 7
Si	+2	+2	- 3
(OH)	+50	—	+233

Примечание: в гр. 1 привнос и вынос ионов указан в % по отношению к свежему кварцевому порфиру.

Сопоставление данных химических анализов и результатов микроскопических исследований позволяет заключить, что в процессе гидротермального изменения кварцевых порфиров основным фактором в изменении количественных соотношений отдельных компонентов породы явились внутренние перегруппировки ионов, сопровождавшие разложение одних минералов с возникновением новых соединений и подчиненное значение, по-видимому, имели действительные привнос и особенно вынос компонентов.

Гидротермально измененные породы описанного субвулканического массива проявляют большое сходство с таковыми, охарактеризованными нами вкратце ранее [6, 9] и, очевидно, являются результатом единого процесса, сопровождавшего формирование серноколчеданного оруденения Тандзутского месторождения. Отсутствие же здесь концентраций серноколчеданных руд, по-видимому, следует объяснить неблагоприятной геологической обстановкой.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 1, 1962.
3. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, М.—Л., 1941.
4. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.

5. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиниория. Авторефер. дисс. канд. г.-м. наук, Ер. гос. ун-т, Ереван, 1959.
6. Саркисян С. Ш. О гидротермальных изменениях вмещающих пород Тандзутского серноколчеданного месторождения. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. н., № 3, 1958.
7. Саркисян С. Ш. О некоторых чертах магматизма северо-западной части Амасия-Акеринской структурной зоны Малого Кавказа в постмезозойское время. «ДАН СССР», т. 141, № 4, 1961.
8. Саркисян С. Ш. К геолого-петрографической характеристике района Желтореченского месторождения меди (Северная Армения). «Тр. КИМС», вып. III (5), Изд. КИМС, Тбилиси, 1961.
9. Саркисян С. Ш. Основные черты геологии и генезиса Тандзутского серноколчеданного месторождения. Геологический сборник КИМС, № 2. Госгеолтехиздат, М., 1962.
10. Соловкин А. Н. О так называемых «кварцевых порфирах» Малого Кавказа (Аз. ССР). «ДАН СССР», т. 60, № 8, 1948.

А. С. ОСТРОУМОВА

ТРЕТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОГО ДАРАЛАГЕЗА

(ВСЕГЕИ)

Западный Даралагез один из интереснейших районов проявления третичного вулканизма на территории Армении. К. Н. Паффенгольц (1938) еще в 30-е годы указывал, что этот район является узловым для разрешения ряда коренных проблем строения и расчленения третичной вулканогенной толщи.

Западный Даралагез представляет собой пологую синклиналиную складку почти широтного простирания, в строении которой принимают участие глинистые сланцы, песчаники и известняки среднего эоцена (нижний эоцен в районе развит незначительно) и вулканогенная толща нижнего—среднего олигоцена—мио-плиоцена. В антиклинальных структурах, ограничивающих синклиналь западного Даралагеза с севера и юга, обнажаются интенсивно дислоцированные породы более древнего возраста от верхнего мела до девона включительно. Все доолигоценовые отложения района представлены нормально-осадочными фациями. Бурная вулканическая деятельность в этом районе началась в нижнем олигоцене и далее с перерывами продолжалась до нижнего плиоцена (?) включительно.

С северо-востока область развития вулканогенной толщи примыкает к зоне Ани-Ордубадского глубинного разлома, являющегося границей между эвгеосинклиналиной и миогеосинклиналиной зонами Армении (А. Т. Асланян, 1958; А. Т. Вегуни, 1958). Проявление вулканизма в миогеосинклинали запаздывает относительно вулканизма эвгеосинклинали, поэтому на территории западного Даралагеза, относящегося к миогеосинклиналиной зоне, начало бурной вулканической деятельности относится не к эоцену, а к нижнему олигоцену. Параллельно зоне глубинного разлома в западной части района проходит крупный региональный сброс, известный под названием элпинского. Между этими крупными системами тектонических нарушений отмечается ряд более мелких разрывов общекавказского простирания, к которым нередко приурочены молодые (мио-плиоценовые) дацитовые дайки.

Третичная вулканогенная толща, слагающая хребет зап. Даралагез,

подразделяется на три свиты (снизу вверх): свиту палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий—нижний—средний олигоцен; белесоватую свиту санидиновых трахитов и их туфов—нижний—средний олигоцен (?); свиту дацитовых лав—мио-плиоцен (?).

1. Свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий* мощностью 200—300 м, несогласно залегает на песчано-глинистых отложениях среднего эоцена, однозначно датируется нижним—средним олигоценом (А. Т. Вегуни, 1961). Свита образовалась преимущественно в условиях мелкого моря, возможно в прибрежной полосе в результате вулканического пароксизма, носившего взрывной характер, о чем можно судить по преобладанию в составе свиты пирокластических пород. Последние имеют характерный грязно-зеленый цвет с бурыми пленками гидроокислов железа по трещинам и кальцитом в миндалинах. Свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий тяготеет к восточной части района; в западном направлении она выклинивается. Отголоски вулканизма этого времени проявляются на западе в бассейне р. Шагап лишь маломощными линзами туфобрекчий внутри песчано-глинистой толщи нижнего—среднего олигоцена.

В антиклинальной структуре, ограничивающей западный Даралагез с севера, свита палеотипных андезитов-базальтов также выклинивается, но затем вновь появляется севернее в основании вулканогенной толщи Гегамского нагорья.

Детальное петрографическое изучение пород позволяет отметить следующие черты их распределения в разрезе свиты. В нижней части свиты преобладают андезиты и их туфобрекчий, переслаивающиеся с туфами пестрого состава (в обломках пироксеновые андезиты, рогово-обманково-биотитовые трахилипариты и кристаллы санидина). В верхней части свиты преобладают туфобрекчий андезитов-базальтов, в туфах же пестрого состава вместо санидина присутствуют обломки анортотитов и анортотитовых трахитов, иногда с аполейцитовыми (?) выделениями в основной массе.

Таким образом, в истории формирования свиты палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий намечается четко выраженная тенденция к образованию пород с повышенной щелочностью.

2. Белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов*, мощностью 200—400 м, без видимого углового и стратиграфического несогласия залегает на предыдущей, а в западной части, где свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий выклинивается, с резким несогласием на отложениях от эоцена до девона включительно и непрерывно

* Свита соответствует выделенной С. А. Исаакян (1956) свите палеотипных андезитов и их туфобрекчий.

* Белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов соответствует двум свитам С. А. Исаакян — 1) санидиновых пород и 2) вулканогенно-осадочных образований. Последняя, на наш взгляд, не соответствует понятию свиты, так как имеет прерывистый локальный характер, приурочена к различным уровням разреза и является одной из фаций санидиновой свиты.

прослеживается в соседнюю крупную структуру Гегамского нагорья. Возраст свиты датируется по-разному, от олигоцена (К. Н. Паффенгольц, 1938, 1959) до плиоцена (А. А. Габриелян, 1945, 1958; А. Т. Асланян, 1949, 1958 и др.). На основании находок фауны (А. Т. Вегуни, 1960), а также геолого-петрографических данных, белесоватую свиту санидиновых трахитов и их туфов следует датировать нижним—средним олигоценом.

Образование свиты происходило в условиях прибрежной фации, а также в условиях низкой суши с мелкими пресными водоемами, о чем можно судить по переслаиванию вулканических пород с туффитами, туфоконгломератами. Извержения носили преимущественно взрывной характер, лавовые излияния были редки, масштабы потоков лавы невелики. Характерной чертой свиты является присутствие в ее составе субвулканических интрузий санидиновых трахилипаритов (Л. А. Варданянц и А. А. Габриелян, 1947; А. С. Остроумова и К. Н. Паффенгольц, 1959), образующих «цепочку» северо-западного простирания.

По петрографическому составу в свите выделяются разновидности пород трахитового ряда с некоторыми колебаниями в содержании кремнезема — санидиновые трахилипариты, пироксеновые анортоклазовые трахиты, плагиотрахиты и др.

Таким образом, тенденция к повышению щелочности, наметившаяся в составе пород нижней свиты, получила полное развитие в составе белесоватой свиты санидиновых трахитов и их туфов. Обе свиты представляют собой единый трахиандезито-трахитовый комплекс пород, объединенный, по-видимому, общностью магматического очага и образованием в близкое геологическое время. Этот комплекс представляет собой естественный ряд пород от основных до кислых с последовательно возрастающей кислотностью и щелочностью.

Свиту палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий и белесоватую свиту санидиновых трахитов и их туфов сопровождают мелкие тела щелочных базальтоидных пород, образующих самостоятельный комплекс. Среди них преобладают калиевые базальты, связанные постепенными переходами с лейцитовыми тефритами, присутствующими в подчиненном количестве. Кроме того, отмечены еще более редкие гаюиновые тефриты (А. С. Остроумова, 1962). В пределах западного Даралагеза давно уже известны щелочные вулканические породы трахитового ряда—санидиновые трахиты и упоминавшиеся А. И. Адамяном (1955), С. А. Исаакян и Т. Ш. Татевосяном содалитовые трахиты. Однако комплекс щелочных базальтоидов обнаружен и изучен в этом районе впервые автором (А. С. Остроумова, 1959).

Выходы щелочных базальтоидов отмечаются в р-не сел. Карахач, Гортун, Элпин, Козульджа, Агавнадзор, коч. Абана, г. Хамлар. Среди этих выходов преобладают тела секущей формы—дайки, жилы, экструзии, но имеются и небольшие лавовые потоки, шлаковые нагромождения, позволяющие определить возраст щелочных базальтоидов. Размеры тел обычно невелики: мощность даек 1—3 м, мощность потоков до

10 м при протяжении до нескольких сотен метров. Отмечен вулканический купол в районе сел. Кашка и два эруптивных центра в районе сел. Гортун и коч. Абана. Выходы щелочных базальтоидов разобщены территориально, они приурочены к полосе, протягивающейся в широтном направлении вдоль осевой линии Даралагезского хребта. Тела щелочных базальтоидов спорадически появляются в узлах пересечения наиболее прогнутой части синклинальной складки дизъюнктивными нарушениями общекавказского простирания.

Щелочные базальтоиды не занимают строго определенного стратиграфического положения в разрезе: в восточной части района их потоки приурочены к низам свиты палеотипных андезито-базальтов и туфобрекчий; в западном и юго-западном направлении они смещаются вверх по разрезу и залегают в верхах белесоватой свиты санидиновых трахитов, нигде не выходя за ее пределы. Следовательно, щелочные базальтоиды не имеют прямого корреляционного стратиграфического значения, а служат лишь маркирующим признаком, объединяющим две нижние свиты разреза.

Интересно, что щелочные базальтоиды, залегая среди различных пород трахиандезито-трахитового комплекса и на различных уровнях разреза, характеризуются большим постоянством химизма, т. е. полной независимостью состава от одновременных ему эффузивов трахиандезито-трахитового комплекса.

Комплекс щелочных базальтоидов западного Даралагеза при сравнении с другими, известными на Малом Кавказе комплексами щелочных лейцитосодержащих вулканических пород (Гурия, Памбак, Талыш), обнаруживают наибольшее сходство с гурийским комплексом.

Комплекс щелочных базальтоидов, проявляясь одновременно с трахиандезито-трахитовым комплексом, характеризуется также одинаковым с ним положением в тектонической структуре, что особенно ясно видно в распределении тел щелочных базальтоидов и субвулканических интрузий санидиновых трахитов. Эти черты позволяют отнести породы обоих комплексов к единой щелочной вулканической формации, которую можно назвать согласно терминологии Ю. А. Кузнецова (1960) базальто-трахитовой.

3. Свита дацитовых лав, мощностью 50—150 м, является наиболее молодым членом вулканогенной толщи; она без видимого несогласия залегает на белесоватой свите и занимает наивысшие гипсометрические отметки района. Свита дацитовых лав подразделяется на два горизонта: нижний, сложенный преимущественно грубообломочными туфобрекчиями трахиандезитов, дацитов, трахиандезито-базальтов с подчиненным количеством потоков тех же пород, и верхний, сложенный однообразными серыми дацитовыми и трахиандезитовыми лавами. В состав свиты входят также экструзивные тела дацитов, образующие, подобно субвулканическим телам трахитов, «цепочку» северо-западного простирания. Свита дацитовых лав соответствует свите дацитовых экструзий и лав:

С. А. Исаакян (1956)* и непрерывно прослеживается в северном направлении в структуре Гегамского нагорья, где в ее составе появляются липариты. Возраст свиты является спорным. К. Н. Паффенгольц не отделяет свиту от нижележащих и относит ее к олигоцену. Большинство же исследователей считает ее мио-плиоценовой. Мы присоединяемся к последнему мнению по следующим соображениям: 1) в восточной части изученного района (у сел. Гетап) наблюдается несогласное залегание дацитовых лав на породах свиты палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий; 2) имеются находки молодой флоры (А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян, 1948), относящиеся, по-видимому, к нижнему горизонту свиты дацитовых лав; 3) петрохимические и петрографические данные свидетельствуют о некоторой обособленности свиты от двух нижележащих.

Образование свиты дацитовых лав шло исключительно в наземных условиях. Породы свиты представляют собой самостоятельный комплекс эффузивно-экструзивных пород, резко отличающийся от нижележащих — трахиандезито-трахитового и комплекса щелочных базальтоидов. Для него характерны более кислые и менее щелочные лавы — дациты, трахиандезиты, исходной магмой которых, по-видимому, являлась трахиандезитовая магма. Дайковый комплекс западного Даралагеца представляет собой одну из фаций излившихся пород района.

В истории третичного вулканизма западного Даралагеца выделяются два цикла — палеогеновый (нижне-среднеолигоценый) и неогеновый (мио-плиоценовый). Оба вулканические цикла характеризуются сменой основных пород кислыми и внедрением в заключение каждого цикла субвулканических или экструзивных тел остаточной кислой вязкой лавы.

Изменение состава лав в продолжение вулканических циклов согласуется с изменением знака тектонических движений. Первая фаза палеогенового вулканического цикла, к которой относится свита палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий, проявилась в условиях слабого погружения территории. Вторая фаза этого цикла, представленная белесоватой свитой санидиновых трахитов и их туфов, относится к эпохе слабого воздымания территории. Такую смену состава лав можно объяснить тем, что при общем воздымании участков коры происходит и перемещение, миграция магматического очага в более высокие горизонты коры. При этом в расплавление вовлекается большое количество кислого сиалического материала. Возникновение трахиандезито-трахитового комплекса, представленного эффузивно-пирокластическими фациями и имеющего значительные масштабы, обязано проявлению крупного дифференцировавшегося во времени и, по-видимому, перемещав-

* Содержание выделенной С. А. Исаакян свиты андезито-базальтов, базальтовых брекчий и измененных разностей этих пород, нам не ясно. Возможно, в нее были частью включены щелочные базальтоиды и наиболее основные разновидности трахиандезитов верхней свиты дацитовых лав. Выделение этой свиты мы считаем целесообразным.

шегося в различные горизонты коры магматического очага. В спокойных тектонических условиях при небольших амплитудах дифференциальных движений миграция магматического очага замедляется, следовательно замедляется и возрастание кислотности расплава. Привнос же щелочей в верхние участки очага, являющийся процессом всеобщим и относительно постоянным, таким образом опережает «покисление» и способствует образованию исходных магм трахитовой группы пород.

Чрезвычайное постоянство состава щелочных базальтоидов и полная их независимость от одновременных эффузивов трахиандезито-трахитового комплекса, по-видимому, связано с тем, что источниками их являлись самостоятельные мелкие очаги расплавления, возникавшие в условиях жесткой консолидированной структуры под влиянием глубоких расколов в зоне глубинного разлома. Эти очаги возникали спорадически примерно на одной и той же глубине, были невелики, судя по масштабам извержений и исчерпывались одноактно. Положение тел щелочных базальтоидов в разрезе вулканогенной толщи как бы фиксирует эти расколы и подчеркивает распространение упругих напряжений с северо-востока на юго-запад, т. е. из эвгеосинклинали в миогеосинклинали.

Второй вулканический цикл характеризуется образованием щелочноземельного расплава с быстро возрастающей кислотностью. Это связано со сводовым воздыманием мегаантиклинория Малого Кавказа, приведшего, с одной стороны, к перемещению магматического очага в более высокие структурные этажи земной коры, с другой — к омоложению расколов в зонах глубинных разломов. Судя по относительно спокойному характеру извержений мио-плиоценового цикла, на изученной территории преобладали деформации растяжения. Однообразие и широкое распространение щелочноземельного неогенового комплекса на территории Армении, в отличие от локально развитых щелочных комплексов палеогена, свидетельствует о том, что структурная неоднородность территории Армении, ярко выраженная в палеогене, постепенно затушевывается в неогене. В результате этого чрезвычайно разнообразный по составу вулканизм палеогена сменяется значительно более однообразным неогеновым вулканизмом.

Щелочные вулканические комплексы и особенно комплексы лейцитсодержащих пород представляют большой интерес не только с точки зрения петрографической редкости. Они являются специфическими геологическими реперами определенных тектонических структур. Согласно существующим в настоящее время взглядам (В. А. Николаев, Дж. В. Тиррель, А. Н. Заварицкий, Ю. А. Билибин, Г. С. Дзоценидзе, Е. К. Устиев, Е. Н. Горецкая, Ю. М. Шейнманн и др.), щелочные вулканические комплексы могут появляться в областях малой подвижности и океанического дна, платформы и в областях молодых складчатых сооружений после завершения в них складчатости (Ю. М. Шейнманн, 1960). В составе складчатых сооружений такой малой подвижностью

обладают срединные массивы, участки унаследованного антиклинального развития. Большинство исследователей подчеркивает приуроченность щелочного вулканизма к зонам глубинных разломов. На территории Малого Кавказа, кроме описанных выше даралагезских комплексов, имеется еще ряд районов развития подобных щелочных вулканических ассоциаций, как, например, Гурия (Западная Грузия), Памбакский хребет (западная Армения), Талыш (Азербайджан) и ряд более мелких проявлений. Анализ литературных данных о составе и структурном положении этих комплексов позволяет заключить, что щелочные вулканические комплексы Малого Кавказа в большинстве своем совершенно очевидно принадлежат к проявлениям вулканизма срединных массивов. Это наглядно доказал Г. С. Дзоценидзе для гурийского комплекса, приуроченного к периферии Грузинской глыбы, являющейся фрагментом Закавказского срединного массива; совершенно аналогичное положение занимает талышский комплекс по отношению к восточной части того же срединного массива—Азербайджанской глыбе.

Несколько сложнее положение памбакского комплекса; с одной стороны он приурочен к крылу устойчивого унаследованного поднятия, получившего в литературе название Мисханского массива (И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский, В. Е. Хаин, 1960). По мнению же других исследователей (Г. С. Дзоценидзе, 1948), тектоническая позиция этого комплекса определяется приуроченностью его к переходной зоне между Армянской складчатой зоной и Сомхетско-Ганджинской пологоскладчатой зоной. Обе точки зрения, по существу, не противоречат друг другу, так как подчеркивают приуроченность щелочного комплекса к относительно жестким мало подвижным участкам внутри Малокавказской геосинклинали; подчеркивается также приуроченность комплекса к зоне тектонических нарушений.

Наиболее сложным, по нашему мнению, является определение тектонической позиции даралагезских щелочных комплексов. Положение их в средней части Армянской складчатой зоны, на первый взгляд, не дает объяснения проявления здесь щелочного вулканизма. Однако анализ имеющихся данных по тектонике Армянской зоны, с учетом указаний ряда исследователей на неоднородное глыбовое строение этой зоны, а также выделение в ее пределах эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон (А. Т. Асланян, 1958; А. Т. Вегуни, 1958), позволяет судить о малой подвижности этого региона в послегерцинской геологической истории Армении. Данные геофизики (Ц. Г. Акопян, 1959), кроме того, свидетельствуют о близком к поверхности залегании кристаллического фундамента в этом районе.

Таким образом, территория западного Даралагеца представляет собой малоподвижный участок миогеосинклинальной зоны Армении (по-видимому, осколок эпигерцинской «субплатформы», по А. А. Габриеляну, 1956), с высоко залегающим жестким фундаментом, приуроченный к зоне глубинного разлома, разделяющего эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны Армении, т. е. структуру близкую к срединным массивам 2-го рода (В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн, 1960).

Сравнение даралагезских щелочных комплексов с аналогичными образованиями Малого Кавказа обнаруживает закономерную их повторяемость в определенных типах тектонических структур (срединных массивах) и проявление их в близкое геологическое время (палеоген), что дает основание относить эти комплексы к единой щелочной вулканической базальто-трахитовой формации.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.
- Акопян Ц. Г. Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. «ДАН АрмССР», т. XXIX, № 5, 1959.
- Аслаян А. Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1949.
- Аслаян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Варданыц Л. А., Габриелян А. А. О санидиновом трахите близ сел. Элпин. «ДАН АрмССР», VI, № 2, 1947.
- Вегуни А. Т. О тектоническом положении Азизбековского и Сисианского районов. АрмССР. «Тр. Управл. геологии и охр. недр Арм. ССР», № 1, Ереван, 1958.
- Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене южной Армении. «ДАН АрмССР», т. XXX, № 3, 1960.
- Габриелян А. А. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. «ДАН АрмССР», № 2, 1945.
- Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. «Изв. АН АрмССР», т. IX, № 2, 1956.
- Габриелян А. А. Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных частей Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 2, 1958.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических пород. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». «Тр. II Всесоюз. петр. совещ. в 1958 г.», Госгеолтехиздат, 1960.
- Остроумова А. С., Паффенгольц К. Н. К петрографии третичных санидиновых пород центральной Армении. Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 7, Л., 1959.
- Остроумова А. С. О новой находке лейцитовых пород в Закавказье. «ДАН СССР», т. 127, № 4, 1959.
- Остроумова А. С. Гаюиновый тефрит западного Даралагеца. «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 73. Петрографический сборник, № 4, 1962.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигодена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Записки Всеросс. мин. об-ва, ч. L XVII, № 2, 1938.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
- Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геология» № 11, «ДАН АрмССР», т. VIII, № 5, 1948. 1960.
- Шейнманн Ю. М. Связь щелочных формаций со структурами материков. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». «Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ.», Госгеолтехиздат. М., 1960.

В. П. АСРАТЯН

К ЛИТОЛОГИИ ОТЛОЖЕНИЙ ДАТ-ПАЛЕОЦЕНА ВЕДИНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

(Ереванский государственный университет)

Бассейны рр. Веди и Хосров, в особенности территория верхнего и среднего течения их, представляют типичную горную область с резко расчлененным рельефом. Превышение хребтов над долинами этих рек доходит до 1000—1200 м. Абсолютные высоты отдельных вершин достигают 2500—2700 м.

В геологическом строении отмеченного района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и нормально-осадочные образования палеозоя, мезозоя и третичного возраста. Стратиграфическая схема и тектонические особенности этих отложений разработаны К. Н. Паффенгольцем, А. А. Габриеляном, Р. А. Аракеляном, А. Т. Асланяном, В. Егояном, А. Т. Вегуни и другими. Тем не менее ряд вопросов, касающихся стратиграфического расчленения, в особенности палеогеновых отложений, к сожалению, пока остается спорным.

В последние годы в республике получили широкое развитие литолого-петрографические и микрофаунистические исследования пород третичного комплекса (А. И. Месропян, В. П. Асратян, И. Г. Гаспарян, Г. Б. Нисанян, А. А. Джафаров, Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян и др.) в связи с их нефте-газоносностью, которые позволили более детально расчленить третичные отложения и произвести их корреляцию.

В тектоническом отношении эта территория охватывает часть центральной складчатой зоны Армении; на фоне складчатости района выделяется Джерманисская брахиантиклиналь, разбитая нарушениями взбросового характера, имеющими близмеридиональное простирание и сложенная отложениями верхнего триаса, трансгрессивно перекрывающимися верхнемеловыми породами. Северо-восточная и северная части структуры перекрыты миоплиоценовыми вулканогенными образованиями. К западу отмеченная складка граничит с Кюсуздагской синклиналью, ось которой прослеживается от развалин сел. Инкала через г. Кюсуз до района Хосров. Ядро ее сложено известняками и песчано-глинистыми отложениями среднего эоцена, а в крыльях выступают от-

ложения мела. Далее она переходит в Кешиш-дагскую брахиантиклиналь, сложенную пермскими отложениями с сильно дислоцированным ядром и сравнительно пологими крыльями. Эта структура осложнена рядом мелких складок.

Третичные отложения на территории Арм. ССР имеют широкое распространение, но более полные разрезы различных ярусов развиты в Абовянском, Вединском, Егегнадзорском и, отчасти, Арташатском районах. Здесь они выражены различными фациями и комплексами пород, образуют ряд мелких и крупных структур. Характер фаций, структурные особенности и ряд других признаков третичных отложений говорят о том, что они образовались в сложной, неоднократно меняющейся обстановке фаций и геохимических условий бассейна. Ниже приводится литолого-петрографический анализ пород дат-палеоцена среднего течения р. Веди Вединского района.

Породы дат-палеоцена обнажаются на ряде участков: в окрестностях г. Кетуз, среднем течении р. Веди, восточнее от разв. сел. Карабахлар, севернее с. Чиман, СВ от разв. сел. Агасалу, в окрестностях разв. сел. Агасалу, в окрестностях разв. сел. Гант и т. д. На всех участках породы дат-плиоцена представлены флишоидными и флишеподобными отложениями, где пачки или группы комплексов различных пород (песчаники, алевролиты, мергели, известковистые песчаники и известковистые алевролиты, аргиллиты и др.), чередуя друг друга, образуют мощную толщу осадочной формации нормально-осадочного и, отчасти, туфо-генно-осадочного комплекса.

На основании гранулометрических, литологических и петрографических особенностей, весь комплекс пород дат-палеоценового возраста нами подразделяется на две группы или подсветы. Первая подсвета состоит в основном из псамитовых пород, представленных мелкозернистыми, среднезернистыми и крупнозернистыми известковистыми песчаниками, с часто попадающимися в виде прослоек и слоев известковистых алевролитов, аргиллоподобных мергелей и др. Изредка в виде мощных прослоек в различных частях этой подсветы встречаются конгломераты, грубозернистые песчаники, часто переходящие в микроконгломераты. Но, при сравнении разрезов г. Кетуз, разв. с. Карабахлар, с. Чиман, среднего течения р. Хосров нетрудно заметить, что удельный вес песчаников вообще по отношению к другим породам часто меняется. Так, например, в окрестностях с. Кетуз в разрезах наблюдается преобладание тонкозернистого материала—алевролитов, алевролитовых песчаников, известковистых алевролитов, аргиллитов, аргиллитоподобных мергелей, в результате чего весь разрез приобретает алевролитовый характер.

Часто на поверхностях напластования этих отложений встречаются различные формы фукоидов, ходы червей и остатки обуглившихся растений. В этих же породах встречаются микротекстуры в виде конуса в конусе, лизеганки и т. д. Эти породы мы относим ко второй подсвете. Часто эти породы чередуются песчаниками различной фракции. Кроме

отмеченных пород, встречаются также глинистые и органогенные известняки.

Во второй половине этой подсветы наблюдается чередование известковистых песчаников, мергелеподобных аргиллитов, алевролитов и органогенных глинистых и песчаных известняков. Большое место во второй подсвете занимают алевролиты, аргиллоподобные мергели, отчасти глинистые и органогенные известняки.

Исходя из общего характера разрезов, их вещественного состава, характера ритмичного закономерного чередования пачек различных пород, можно сказать, что отложения дат-палеоцена выражены в основном карбонатно-песчаниково-алевролитово-флишоидными породами с прослойками и слоями пород туфогенного состава.

Мелкозернистые песчаники. Широко распространены в разрезах (составляя более 40%) и чередуются с остальными породами, местами ритмично повторяются в виде слоев и прослоек. По минералогическому составу и цементирующему веществу выделяются: мелкозернистые известковистые песчаники и мелкозернистые туфогенные слабокарбонатные песчаники; последние имеют сравнительно меньшую распространенность. Эти песчаники чередуются алевролитами, алевроподобными мергелями, мергелями и песчаниками крупной фракции. Часто в этих песчаниках в виде прослоек и линз наблюдается скопление глинистого материала. Слоистость четко выражена, мощность отдельных слоев 3—4 и 5—10 см.

В этих песчаниках через каждые 3—5 м встречаются карнизы (мощностью 15—20 см) плотных крупнозернистых и среднезернистых известковистых песчаников.

Описываемые песчаники пересечены системой трещин, образуя пластинки размером 8—15 см с зазубренными краями. Трещины заполнены глинистым материалом, вторичным карбонатом кальция и изредка заохренным веществом.

Микроскопическое изучение мелкозернистых и алевролитовых песчаников показывает, что структура их алевролитово-псаммитовая, почти равномернозернистая. Размеры обломочного материала колеблются от 0,04 до 0,2 мм, с преобладанием частиц размером 0,04—0,1 мм. Изредка встречаются более крупные зерна полевых шпатов и чешуйки хлорита. Форма зерен неправильная, угловатая, полуугловатая. В минералогическом составе участвуют кварц, полевые шпаты, хлорит, кальцит, вулканическое стекло, продукты разложения различных минералов и тонкий материал глинисто-вулканическо-пеплового состава.

Кварц в породе представлен большей частью в виде бесцветных водяно-прозрачных остроугольных зерен с характерным волнистым угасанием. Количество его в составе обломочного материала незначительное, поэтому он в составе этих песчаников играет второстепенную роль.

Полевые шпаты встречаются в виде неправильных, короткопризматических зерен с двойниковым стресением. Во всех шлифах они большей частью подвержены разложению с образованием вторичных продуктов—

кальцита, иногда серицита пелитового состава. Среди полевых шпатов преобладающими являются минералы основного состава. Кальцит представлен неправильными зернами с заметной псевдоабсорбцией и перламутровым цветом интерференции. Часто карбонат кальция мелкозернистой фракции в породе играет роль цемента с примесью глинисто-вулканического материала. Кроме того, карбонат часто представлен мелкими ракушками микроорганизмов, заполненных глинисто-карбонатным веществом.

Под микроскопом в отдельных частях шлифа заметно неравномерное распространение вулканического стекла, местами раскристаллизованного характера.

Хлорит, магнетит, пирит встречаются большей частью в виде единичных зерен; сравнительно чаще встречается хлорит. Среди обломочного материала попадаются обломки эффузивов с криптокристаллической аллотриоморфно-тонкозернистой основной массой кварцево-полевошпатового состава.

Цементирующая масса в количественном отношении уступает кластическому материалу и представлена мелкозернистым карбонатом кальция. Местами туфогенный материал преобладает над последним. Во всех шлифах в составе цемента в виде примеси участвует глинисто-тонковулканический пепловый материал, пропитанный гидроокислами железа.

Крупнозернистые и среднезернистые песчаники. Эти породы по сравнению с мелкозернистыми песчаниками в составе первой подбиты имеют значительно меньшую распространенность, образуя прослойки мощностью 0,3—0,5 м, иногда 1—3 м. Местами, особенно в нижних частях разреза (восточнее от разв. с. Карабахлар), в крупнозернистых песчаниках наблюдается скопление более грубого материала.

Песчаники этой фракции плотные, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком; иногда встречаются маломощные прослойки рыхлых разновидностей. Местами в виде тонких прослоек встречаются хорошо окатанные мелкие гальки известкового состава размером от 2 до 5 мм, вследствие чего порода приобретает характер микроконгломерата. Количество прослоек последнего учащается в средней части разреза. Описываемые песчаники неоднородны, в них часто встречаются туффиты, туфоаргиллиты, алевролиты и другие породы, микрогнезда; включения различных минералов являются обыкновенным явлением. Часто наблюдаются скопления глинисто-карбонатного материала с примесью хлорита. Местами количество последнего настолько увеличивается, что песчаники приобретают серовато-зеленоватый оттенок.

По составу цемента эти песчаники подразделяются на 2 группы:

1. Крупно- и среднезернистые туфогенные песчаники (встречаются большей частью в разрезе восточнее с. Карабахлар и у безымянной высоты 1446,4).

2. Песчаники с карбонатным цементом с примесью глинистого и туфогенного материала. Эта разновидность имеет в разрезах большой удельный вес.

Песчаники крупной фракции слагают нижние и средние части разреза первой подсветы. Структура породы под микроскопом крупнопсаммитовая, размер зерен колеблется в пределах от 0,1 до 1,4 мм. Обломочный материал выражен полевым шпатом, кальцитом, кварцем, авгитом, биотитом, хлоритом, эпидотом, роговой обманкой, рудными минералами, обломками эффузивов, вулканическим стеклом и органическими остатками. Породообразующими минералами являются полевые шпаты, отчасти кальцит, обломки эффузивов и вторичные продукты разложения. А в составе туфогенных песчаников, кроме вышеуказанных минералов, участвуют вулканическое стекло и туфогенный материал. Полевые шпаты большей частью представлены призматическими зернами часто с неровными зазубренными краями. В ряде зерен наблюдается двойниковое строение. Причем значительная часть их в той или иной степени разрушена с образованием минералов вторичного происхождения. Местами разложению подвержен весь кристалл с сохранением только первичной кристаллической формы.

Авгит встречается в виде неправильных, а иногда призматических зерен зеленого цвета с высокой интерференционной окраской. Местами на зернах наблюдаются слабые процессы эпидотизации и карбонатизации.

Биотит большей частью играет роль второстепенного минерала, пластинки и чешуйки которого искривлены и изогнуты. Из редко встречающихся минералов можно указать эпидот, который встречается большей частью в виде мелких фисташково-зеленых зерен с характерной пестрой высокой интерференционной окраской.

Рудные минералы представлены неправильными, местами окисленными зернами магнетита, пирита. Последний часто имеет бесформенный округленный вид.

Кальцит встречается в виде неправильных зерен с характерной псевдоабсорбцией и перламутровым цветом интерференции. Выражен в виде вторичного выделения и часто образует кайму вокруг зерен плагиоклазов и других минералов. Часть кальцита представляет собой типичный аутигенный минерал. Карбонатное вещество в песчаниках играет в основном роль цемента и генетически связано с химической дифференциацией карбонатных растворов. Часто при кристаллизации растворов в состав обломочного материала попадают крупные кристаллы кальцита, на которых четко и хорошо выражены линии спайности; последние иногда образуют сетчатую структуру.

В составе обломочного материала значительное место занимают обломки эффузивов, которые имеют кварц-полевошпатовый состав и криптокристаллическую микроструктуру, причем в составе туфопесчаников пирокластический вулканогенный материал является преобладающим. Часто количество последнего доходит до 60—70%. Пирокластический материал угловатый, остроугольный, размер зерен 0,5—1,0 мм и более (1—2 мм).

Поверхность обломочного материала туфопесчаников покрыта тон-

ким туфопепловым материалом, который мешает или затрудняет определение оптических констант отдельных минералов. Цемент туфогенных песчаников выражен в основном тонкотуфогенным материалом с примесью хлорита и гидроокислов железа, а желто-коричневый и темно-коричневый оттенок глинисто-карбонатного цементирующего материала известковистых песчаников, по-видимому, является результатом скопления в нем большого количества продуктов разложения пирита.

Алевролиты

Породы эти встречаются почти во всех разрезах, с разным удельным весом. Так в разрезе к северу от сел. Чиман алевролиты составляют более 50% и равномерно распространены, чередуясь с другими породами. В остальных разрезах обычно они встречаются в виде прослоев или слоев мощностью 1,0, 8,0, 10, 0 м. Алевролиты представлены темно-серыми разностями с зеленоватым оттенком. Цемент известковистый, изредка глинистый. Алевролиты с известковистым цементом обычно переслаиваются мергелями и известковистыми глинами. Порода сильно трещиноватая, образует бесформенные обломки и пластинки с зазубренными краями, излом неровный.

Макроскопически алевролиты очень похожи на тонкозернистые песчаники, между ними наблюдаются всевозможные переходы. На поверхности напластования часто наблюдаются скопления обуглившихся растительных остатков, фукоиды, следы движения червей-илоедов и т. д.

Микроскопическое изучение алевролитов показывает, что, не считая некоторых отклонений от песчаников, кластический материал состоит из мелких полевых шпатов, кварца, кальцита, рудного минерала, чешуек хлорита, вулканического стекла, вторичных аутигенных минералов и изредка мелких обломков эффузивов. Структура алевролитовая. Породообразующим материалом являются: полевые шпаты различного состава, вторичные и аутигенные минералы, карбонат кальция, туфогенные частицы, глинистый материал, вулканическое стекло, суммарное количество которых составляет более 65—70% обломочного материала; остальные минералы—биотит, рудные минералы, хлорит, кварц и другие в составе породы играют второстепенную роль. В отдельных шлифах часто встречаются и остатки микроорганизмов, обломки ракушек; последние заполнены рудным веществом, хлоритом и иногда криптокристаллическим карбонатом. Размер обломочного материала колеблется в пределах от 0,02 до 0,1 мм. Форма зерен неправильная, остроугольная. У некоторых минералов (особенно у полевых шпатов) наблюдаются следы окатанности. Полевые шпаты представлены в основном обломками и зернами различных форм и размеров. Часть их пелитизирована, образуя вторичный кальцит, иногда серицит и пелитоморфный материал. Среди бесформенных зерен полевых шпатов встречаются и зерна призматического габитуса, иногда с полисинтетическим двойниковым строением. Кварц в составе породы играет второстепенную роль, имеет ха-

ракетное волнистое угасание. В породе нетрудно заметить, как тонкозернистый кварц иногда дает скопления в виде микрогнезд. Рудные минералы представлены заметно окисленными зернами магнетита, который неравномерно распространен в породе. Хлорит светло-зеленоватого цвета, в скрещенных николях имеет тусклую интерференционную окраску.

Наряду с вышеперечисленным кластическим материалом в породах встречаются обломки пород кислого и основного состава с криптокристаллической структурой (кварц-полевошпатового состава). Количество обломков эффузивов в составе алевролитов то увеличивается, то уменьшается.

Рудные минералы выражены окисленными неправильными зернами магнетита; часто встречается и пирит. Цементирующая масса представлена криптокристаллическим CaCO_3 , с заметной примесью глинистых частиц; местами отмечается пропитанность гидроокислами железа. В количественном отношении цементирующая масса значительно уступает кластическому материалу. Характер цементации контактово-поровый.

Известняки

Встречаются почти во всех разрезах изучаемого района. Но в различных частях района мощность разная и варьирует в больших пределах. Только на двух участках (восточнее от разв. с. Карабахлар и в бассейне среднего течения р. Веди) мощность известняков доходит до нескольких десятков метров. На остальных участках известняки маломощные (0,5—2,4 м), местами же по простиранию выклиниваются.

Макроскопически эти известняки неодинаковые, что связано с их генезисом. Вследствие этого среди них можно выделить органогенные глинистые известняки и песчанистые обломочные известняки.

Органогенные известняки грубодетритовые, в результате чего порода приобретает мелкобрекчиевый характер. Обломочный материал состоит из остатков макро- и микроорганизмов, а также из терригенных карбонатных частиц различного размера. Процентное содержание карбоната кальция различного генетического типа часто по разрезу меняется. То преобладают органогенные остатки известковистого состава, то известняки терригенно-обломочного происхождения. Цвет породы темно-серый, иногда серо-зеленоватый, в особенности в тех местах, где наблюдаются скопления хлорита. Но встречаются и светлые разновидности известняков.

Часто в слоях известняков попадают отдельные мелкие (диаметром 2—3 мм) хорошо окатанные гальки и песчаники, а конкреции скоплений железа представляют обыкновенное явление. Наряду с описанными известняками встречаются и мелкозернистые известняки темно-серого цвета. Порода массивная, часто трудно их отличить от известковистых алевролитов. Залегают эти известняки в виде прослоев в различных породах. В системе первой подсветы часто можно встретить и

глинистые известняки, обогащенные углистыми веществами, в результате чего известняки приобретают черный цвет.

Ниже приводится микроскопическая характеристика основных типов известняков:

1. **Органогенный известняк.** Структура органогенно-детритовая—обломочная. Форма органических остатков весьма разнообразная—угловатая, округлая, угловато-округлая, овальная, червеобразная, изогнутая и т. д. Размер их колеблется в широких пределах от 0,2 до 2,0 мм (в поперечнике). Все ракушки заполнены криптокристаллическим карбонатом кальция, часто глинисто-хлористым материалом. Обломочный терригенный материал играет подчиненную роль и выражен обломками кальцита, вторичным кварцитом и, в основном, массой эффузивных пород, зернами и обломками полевых шпатов, кварца, рудных минералов и т. д. Форма и размер терригенных частиц различны.

2. **Глинистый известняк.** Структура криптотонкоккристаллическая пелитоморфная. Основная масса породы представлена мелкими зернами кальцита размером 0,02—0,05 мм. Часть карбонатного материала выражена более тонкими частицами (0,01 мм). На таких участках кристаллический характер породы обнаруживается лишь благодаря суммарному действию кристалликов кальцита на поляризованный свет. Порода содержит значительное количество глинистого материала, который распределен в ней крайне неравномерно. В составе этих известняков иногда встречаются и песчаные частицы (кварц, полевые шпаты, единичные чешуйки хлорита, биотит, рудные минералы и т. д.), суммарное количество которых достигает 7—10%. Микроорганизмы встречаются в виде отдельных ракушек, последние заполнены глинисто-карбонатным материалом. Порода сильно, но неравномерно пропитана гидроксидами железа.

Кроме отмеченных двух типов известняков, часто встречаются и песчаные известняки, в составе которых соотношение карбонатного и песчаного материала колеблется в широких пределах, то преобладает первый, то второй. Микроскопическое описание одного из таких известняков следующее. Структура крупнообломочная, грубозернистая, неравномерозернистая. В отдельных частях алевролитопсамитовая. Зерна некарбонатных частиц представлены полевыми шпатами, кварцем, реже—обломками различных пород (эффузивов), вторичными продуктами, рудными минералами и др., суммарное количество которых составляет 20—25%.

Остальная часть обломочного материала выражена крупными зернами кальцита размером 0,5—1,5 мм с преобладанием зерен от 1,0 до 1,5 мм. Форма обломков угловатая, неправильная, угловато-округлая, часто с неровным извилистым контуром. Карбонатный материал в породе представлен криптокристаллическим кальцитом, иногда с примесью глинистых частиц.

Обломки и зерна эффузивов имеют криптокристаллическую, аллотриоморфно-тонкозернистую, часто криптопорфировую структуру.

Мергели. По сравнению с остальными породами имеют весьма ограниченное распространение. Во многих разрезах мергели встречаются в виде прослоев мощностью 10—20 см, изредка 1,0 м. Лишь восточнее от разв. с. Карабахлар в разрезах мергели имеют значительное развитие с суммарной мощностью до 50—70 м.

При изучении мергелей в системе дат-палеоцена, в особенности в пределах первой подсвиты, нетрудно заметить, что мергели в таком понятии, которое существует в геологической литературе, здесь не встречаются. Они здесь слишком плотные, слабо метаморфизованы, обогащены то кальцитом, то тонким туфогенным материалом, почему и приобретают характер алевролита или аргиллита. Мергели дают неровный раковистый излом.

Кверху характер мергелей постепенно меняется в зависимости от увеличения количества глинистого материала. Плотность уменьшается, порода приобретает светло-серый, иногда даже желтоватый цвет. Трещиноватость развита сильно, часто трещины заполнены заохренным материалом буро-желтоватого цвета. Под микроскопом основная масса (более 80%) породы представлена тонкозернистым криптокристаллическим карбонатом кальция и глинистым материалом. Структура пелитоморфная. В составе породы то увеличивается глинистый материал, то карбонат кальция, в связи с чем меняется характер породы. Глинистый материал пропитан окислами и гидроокислами железа. Поэтому в отдельных частях шлифа наблюдается окрашивание породы в буро-желтоватый цвет. В породе встречаются зерна полевых шпатов, кальцита, пластинки хлорита, рудные минералы и ракушки фораминифер. Эти частицы распределены неравномерно, в особенности кальцит. В тех частях, где преобладает карбонат кальция, порода приобретает известковистый характер. Терригенные частицы в составе породы играют подчиненную роль, суммарное количество их доходит до 10—15%.

Конгломераты. В изучаемом районе встречаются во многих местах, в большинстве случаев в виде межформационных образований. Выходы конгломератов встречены нами в окрестностях разв. с. Карабахлар, на левом берегу среднего течения р. Веди, на юго-восточном крыле с. Кетуз и в окрестностях разв. сел. Гант. Везде конгломераты чередуются грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками, или же среди последних представлены в виде грубых прослоек. Часто наблюдается постепенный переход от грубозернистых песчаников к конгломератам и наоборот. Указанные конгломераты пестрого цвета, что обусловлено участием в их составе обломков пород различного состава.

Описываемые конгломераты имеют полимиктовый характер, в их составе участвуют обломки пород осадочного и известкового комплексов, с преобладанием галек пород осадочного и метаморфического происхождения (галки мергелей, песчаников, кварцитов, известняков и т. д.). Все гальки хорошо окатаны, размеры колеблются в пределах от нескольких миллиметров до 20 см, преобладают гальки средних размеров (от 3 до 8 см). Цементирующее вещество конгломератов представ-

лено песчанистым, то глинисто-песчанистым, то песчанисто-известковистым материалами, поэтому плотность их разная. Характер цементации контактово-поровый.

Микроскопические изучения цементирующего вещества конгломератов показывают, что оно состоит из обломков и зерен кальцита, полевых шпатов, часто встречаются мельчайшие кристаллики кварца, чешуйки хлорита, магнетит, вулканическое раскристаллизованное стекло, глинистый материал, биотит, остатки микроорганизмов.

С целью предварительного выяснения некоторых вопросов условий образования пород дат-палеоцена Вединского района, кроме петрографических анализов, произведены механические, люминесцентные, минералогические, спектральные и др. исследования. Результаты проведенных анализов показывают, что из минералов тяжелой фракции наиболее распространенными являются магнетит-ильменит, лимонит, циркон, турмалин, хлорит, корунд, гранат, диопсид, хромит, сфен, обыкновенная роговая обманка, апатит, гематит, мусковит, биотит, авгит, барит и другие. В составе легкой фракции обнаружены кварц, кальцит, полевые шпаты, углистые частицы, продукты разложения глинисто-серицитового агрегата и другие.

На основании петрографо-литологического и минералогического состава пород четко можно выделить следующие горизонты: песчанистый, мергело-песчано-алевритовый, известковистый и глинисто-известковистый. По минералогическому составу два первых горизонта почти не отличаются, однако наблюдается количественное изменение отдельных минералов, что дает нам возможность выделить в них лимонит-магнетитовые, циркон-турмалиновые, хлорит-диопсидовые более мелкие стратиграфические подгоризонты.

Породообразующими являются минералы группы полевых шпатов, представленные главным образом плагиоклазами ряда альбита, олигоклаза и, отчасти, андезина. Помимо вышеотмеченных, породообразующими являются также карбонат кальция, глинистые минералы, обломки эффузивов, вулканическое стекло и т. д.

В составе песчаников наблюдается повышение содержания хлорита, образовавшегося за счет разрушения темных минералов. Не исключена возможность его образования за счет разрушения серпентинита и хлорит-тальковых сланцев Севанского и Разданского районов. В зоне образования хлорита (парагенетический ряд хлорит-магнетит-сидерит) понизился потенциал кислорода и абсолютное значение рН, параллельно чему повысилась роль аниона CO_3 , что создало благоприятную геохимическую обстановку для осаждения пород карбонатной группы и известковистых песчаников. В некоторых горизонтах песчаников, в особенности первой подсветы, наблюдается обогащение их нефтяными битумами, что также свидетельствует о понижении потенциала кислорода.

С целью выяснения характера и поведения отдельных элементов по разрезу, в частности, редких и рассеянных элементов в породах отдельных типов, произведены спектральные исследования, на основе ко-

торых, исходя из процентного содержания элементов в породах, можно подразделить на 5 групп.

В первую группу входят алюминий, кальций, силиций, натрий, магний и, отчасти, железо. Количество их составляет более 1%. Они являются минералообразующими элементами. Характерной особенностью является то, что в них большое место занимают ассоциации элементов, образующих серию минералов Ca-Na-го ряда алюмосиликатов. Элемент «калий», весьма редко встречающийся, отмечается низким содержанием. Это говорит о том, что в составе обломочного материала кислых алюмосиликатов мало, что подтверждается данными минералогических и петрографических анализов. В этой группе высоко содержание железа и магния; в частности в песчаниках. Нам кажется, этот факт связан с обилием обломков эффузивов основного комплекса.

Во вторую группу входят те же элементы, но более низкого содержания (около 1%). Среди них можно отметить в первую очередь титан, затем железо, натрий, магний, иногда алюминий, кальций, а в некоторых образцах и силиций. Из них в первой группе титан не встречался. Вероятно, его наличие связано с титано-железистыми соединениями.

В состав третьей группы входит ряд элементов—титан, марганец, железо, изредка встречаются натрий, барий, хром, алюминий, силиций. Характерно для данной группы присутствие титана, обнаруженного в более 70% анализируемых образцов и отчасти марганца в количестве 0,1%.

Четвертая группа характеризуется следующими элементами—барий, марганец, хром, ванадий, часто встречается цинк, медь, иногда—титан, стронций, силиций, литий, никель. Количественное содержание указанных элементов доходит до 0,01%.

В последнюю группу входит ряд элементов—бериллий, свинец, никель, медь, кобальт, галлий, стронций ванадий, молибден, хром, часто встречаются марганец, титан, итрий, итербий и другие. Количество указанных элементов 0,001%.

Таким образом, результаты спектральных анализов показывают, что в составе пород третичного комплекса наряду с распространенными минералообразующими элементами встречаются также редкие и рассеянные элементы—молибден, селен, галлий, хром, бериллий, ванадий, стронций, кобальт, титан, никель и другие.

Полимиктовый пестрый минералогический и механический состав пород дат-палеоцена говорит о том, что механическая дифференциация терригенного материала происходила в ограниченных рамках. Кроме того, при сравнении данных минералогических анализов отложений дат-палеоцена с минералогическим составом пород зоны денудации нетрудно заметить, что разрушению подверглись в основном (в период дат-палеоцена) отложения палеозоя юго-восточной части Вединского района, основные и ультраосновные породы Севанского бассейна и отчасти метаморфические породы Разданского района.

В. Н. КОТЛЯР

О РАЗЛИЧИЯХ В УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ И БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Институт стали и цветных металлов, Москва)

За последние годы накопились значительные материалы, свидетельствующие о существенно различных глубинах формирования послемагматических месторождений и вызываемых этим их особенностях. В связи с этим целесообразно рассмотреть различия рудообразования на значительных и малых глубинах для решения вопроса о том, в какой мере целесообразно выделение соответствующих групп месторождений и имеет ли практический смысл выявление и использование закономерностей их геологического положения и состава.

Как известно, предложения о выделении близповерхностных месторождений делались и раньше С. С. Смирновым и особенно П. М. Татариновым и И. Г. Магакьяном, но теперь мы в состоянии дать более широкое обоснование. Следует также отметить, что данный вопрос явился предметом недавнего обсуждения немецкими исследователями [30], которые пришли к заключению, что условной границей разделения глубинных и близповерхностных месторождений должна быть принята глубина в 2 км, что совпадает и с нашими представлениями [15а].

Различия в изменении внешнего давления

Известно, что формирование руд происходит на различных интервалах пути циркуляции растворов от рудоносной интрузии до поверхности. В прямой зависимости от глубины остывания рудоносной интрузии находится и внешнее давление, играющее, как показали В. А. Николаев, Г. Кеннеди и др., очень важную роль в процессах рудообразования. Несмотря на общее признание того, что эти процессы протекают в открытой системе, не следует думать, что давление изменяется пропорционально длине пути, проходимого просачивающимися растворами. Исследования показывают, что рудный процесс обычно протекает в условиях многократно возобновляющихся тектонических напряжений, сочетающихся с напряжениями в связи с сокращением объемов остывающих

и выделяющих свои летучие вещества магматических масс. При формировании месторождений периодически происходят и многократные нарастания и разрядка напряжений с образованием новых трещин, приоткрывающих старые ранее образованные нарушения и движений по ним. Следовательно, внешнее давление падает не постепенно, а периодически. Вместе с тем, в общем случае, внешнее давление и его изменение во времени будет тем меньше, чем ближе к поверхности располагается магматический очаг. Отсюда можно сделать вывод, что роль давления, несмотря на его непостоянство в различных участках, будет существенно различной при относительно глубинном и близповерхностном положении магматического очага. В первом случае, когда очаг растворов располагается относительно глубже, давление будет прерывисто понижаться от высокого, близкого к условиям пегматитообразования, до приблизительно среднего. Во втором случае внешнее давление сразу или вскоре после внедрения магмы становится низким. Таким образом, формирование одной группы месторождений происходит в условиях периодического изменения внешнего давления то ослабевающего, то снова усиливающегося, но в общем более высокого на значительных глубинах и постепенно ослабевающего по мере проникновения растворов в более высокие горизонты. Формирование другой группы месторождений будет происходить в условиях низкого внешнего давления. Это обстоятельство существенным образом влияет на ход и течение рудного процесса. Как известно, падение внешнего давления вызывает усиленное испарение, выделение растворенных газов H_2S , CO_2 и легколетучих соединений, что приводит к изменению состава растворов и к нарушению химических равновесий.

Результаты экспериментальных работ Н. И. Хитарова, Г. Кеннеди и др. показывают, что при повышении давления, начиная от 700—800 атм. и выше, а также при повышении температуры растворимость кремнезема резко возрастает, в то время как при давлениях ниже 700 атм. растворимость эта на интервале температур 300—400° резко падает. При увеличении внешнего давления возрастает также растворимость газов в растворах, но до известного предела, определяемого по А. Г. Бетехтину ограничением химического взаимодействия CO_2 и других газов с водой и условиями электролитической диссоциации их в растворах.

Различия в изменении температуры

Падение температуры приводит, как известно, к выделению из насыщенных растворов различных и, в том числе, рудных компонентов. Кроме того, падение температуры сильно влияет на растворимость газов и особенно H_2S и CO_2 , что в свою очередь обуславливает изменение химизма растворов и нарушение химических равновесий, приводящее к минералообразованию. Таким образом, падение температуры может приводить как к непосредственному изменению растворимости и минера-

лообразованию, так и возникновению химических реакций, в свою очередь приводящих к минералообразованию.

Отделяющиеся от магмы восходящие растворы продвигаются, как известно, в условиях прогрессирующего остывания магмы интрузии и охлаждения самих растворов, вследствие их проникновения в более холодные части земной коры. В общем случае более высокотемпературными будут те растворы (независимо от их физического состояния), которые будут выделяться на более ранних этапах кристаллизации магмы и которые еще не успеют удалиться в охлажденные участки вмещающих пород. По мере же их удаления от интрузива они будут постепенно охлаждаться. Равным образом по мере прогрессирующего остывания магмы в общем случае будут развиваться все менее высокотемпературные парагенезисы, которые при прерывистости процесса часто выражаются в закономерной смене стадий минерализации от высокотемпературных к низкотемпературным.

Такая закономерная смена стадий минерализации может выражаться наложением более низкотемпературных минеральных ассоциаций на относительно высокотемпературные (например, на магнетитовую стадию сульфидной и на сульфидную карбонатной), но в ряде случаев в связи с происходящим трещинообразованием и движением растворов они могут быть пространственно разобщены. Иногда, в связи с повторными интрузиями из более глубинных частей магматического очага, может иметь место и более позднее формирование высокотемпературных стадий минерализации. Однако такие случаи являются в общем редкими.

Глубина остывания рудоносных интрузий несомненно сильно влияет и на скорость охлаждения самих растворов, которая будет значительно больше для близповерхностных интрузий.

Из диаграмм растворимости кремнезема в воде, разработанных Н. И. Хитаровым, вытекает, что температура растворов влияет на растворимость кремнезема лишь в зависимости от давления, определяемого глубиной становления интрузива. Так, при температурном интервале 300—400°C растворимость кремнезема при давлении 100—300 атм., отвечающих глубине примерно 0,5—1 км, будет составлять менее 500 мгр/л, в то время как при давлении 700—800 атм., соответствующем глубине примерно 3 км, растворимость кремнезема будет уже вдвое выше и далее будет резко возрастать, особенно в надкритических условиях.

Об особенностях химических реакций при формировании послемагматических месторождений, связанных с различной глубиной магматического очага

А. Г. Бетехтин [1, 2] показал, что в процессе химических реакций, происходящих в растворах гипогенного происхождения, большое значение имеет изменение концентраций веществ, присутствующих в гидротермальных растворах. Огромное значение, в частности, имеет изменение концентрации кислорода, которая с глубиной уменьшается, вследствие чего уменьшается интенсивность реакций, которые протекают с

изменением валентности реагирующих ионов. В относительно глубинных условиях пределы колебаний окислительного потенциала среды значительно меньше, чем для близповерхностных месторождений, где эти колебания значительно резче, что и находит свое выражение в ходе химических превращений и в составе руд.

В зависимости от растворенных веществ в рудоносных растворах, на ранних стадиях процесса в нижних интервалах пути в глубинных условиях химические реакции будут происходить при более низком окислительном потенциале. Соответственно в общем случае будут формироваться соединения с низкими степенями валентности (например, магнетит и такие малосернистые сульфиды, как пирротин, арсенопирит, станнин и т. п.), затем на несколько более поздних стадиях и дальнейших интервалах пути в связи с более высокой растворимостью сероводорода и его электролитической диссоциацией, сопровождающейся повышением концентрации ионов S^{2-} , будут формироваться сульфиды. Наконец на более поздних стадиях и более высоких интервалах пути будут появляться сульфосоли, сульфаты и карбонаты.

Вместе с тем, как показывает изучение минеральных парагенезисов различных месторождений, такие сульфиды, как пирротин, арсенопирит и др., в которых присутствует двухвалентный анион S^{2-} , отражающий лишь низкую степень окисления серы, нередко характеризуют не начальные высокотемпературные стадии гидротермального процесса, а средне—и даже низкотемпературные и притом поздние его стадии. Следовательно, выделение таких сульфидов **определяется также соотношением концентраций в растворах катионов металлов и анионов серы**, на что обратил внимание А. Г. Бетехтин. Таким образом, режим кислорода оказывает огромное влияние не только на поведение серы, играющей огромное значение в образовании сульфидных месторождений, но и на поведение тяжелых металлов, участвующих в их формировании.

Наконец, в глубинных условиях, по Д. С. Коржинскому, возрастает содержание и парциальное давление CO_2 . Однако **интенсивность химических реакций, связанных с ее присутствием, может иметь место лишь на поздних, средне- и низкотемпературных стадиях процесса, вследствие возрастания растворимости ее с падением температуры.**

В близповерхностных условиях в связи с резким увеличением концентраций кислорода окисление растворов происходит гораздо интенсивнее и на более коротких интервалах пути восходящих растворов. Это выражается, во-первых, в формировании зоны кислородных соединений, скопления которых характеризуются большой неравномерностью и интенсивностью. Во-вторых, это выражается также в быстром, на коротких интервалах, окислении сернистых соединений, в частности, в смене сульфидов сульфосолями и сульфатами. В-третьих, увеличение концентрации кислорода аналогичным образом сказывается и в быстрой смене или сосуществовании и арсенатов, среди которых для медных месторождений нередко присутствует пятивалентный катион As^{5+} в виде энаргита. Наконец, в связи с переохлаждением и усиленным испа-

рением и пересыщением растворов в близповерхностных условиях в связи с неглубоко залегающими интрузивами находится, очевидно, и более широкое проявление метаколлоидных образований.

Об особенностях жильных трещин, образующихся при различной глубине остывания рудоносных интрузий

Для месторождений, связанных с относительно глубоким расположением очага рудоносных растворов, важным фактором их формирования является общая длина пути их продвижения, а также длина интервала выделения из них минеральных веществ, начиная от рудоносного очага до поверхности. Выше было показано, что в условиях значительных или средних глубин остывание интрузива и падение температуры растворов происходит гораздо медленнее, чем в условиях близповерхностного интрузива. Это обстоятельство не может не наложить свой отпечаток на характер выделения растворов, на изменение физико-химических условий при их подъеме и просачивании и на ход химических реакций, которые непрерывно протекают в растворах на пути их движения. С другой стороны, выделение и циркуляция растворов происходит в условиях изменяющейся проницаемости пород, в условиях химического взаимодействия растворов пород, через которые проникают растворы при их продвижении к поверхности.

При большой длительности времени выделения растворов, большой протяженности пути их и при медленном их охлаждении развитие геологической структуры, как и характер ее при формировании данной группы месторождений, несомненно будет существенно отличным, чем при формировании близповерхностных месторождений.

Прерывистый характер выделения растворов в большой мере объясняется изменением проницаемости пород в целом и отдельных трещин и нарушений в отдельности. Поэтому для выяснения хода и сущности послемагматического процесса огромное значение имеет также вопрос, как происходит образование трещин и нарушений, в каком направлении они развиваются, как изменяется проницаемость пород в геологическом разрезе, как изменяются и развиваются возникающие тектонические напряжения.

Несмотря на достижения структурной геологии, вопросы эти изучены совершенно недостаточно. Существенным в этом отношении является вывод В. М. Крейтера о том, что интенсивность трещинообразования нарастает при приближении к поверхности. На это положение обращали внимание также Ньюхауз, Батлер и мн. др., отметившие, что трещиноватость пород и тектонические разрывные нарушения верхних структурных ярусов более обильны и отличаются своими особенностями (развитием брекчий и др.). В верхних ярусах в связи с проявлениями магматизма нередко развиваются эруптивные брекчии, брекчии взрыва, лавовые брекчии, туфобрекчии и т. п.

Таким образом, интенсивность трещиноватости, морфология разрывных нарушений, глубина их заложения, степень их открытости и

проницаемости пород для растворов будет различна для верхних и глубинных структурных ярусов.

В общем случае чем более длителен путь выделяющихся растворов и чем более продолжителен период времени их выделения, тем на более широком интервале будет представлена минерализация в виде последовательных этапов и стадий (рудных и нерудных) и тем более четко они могут быть разделены между собой. Эти особенности рудообразования и характерны для формирования месторождений, связанных с относительно глубоким расположением источников восходящих растворов.

Иначе обстоит дело при формировании месторождений, связанных с близповерхностным положением очага. Образование трещин и тектонических нарушений в этом случае происходит более интенсивно и широко и реализуется в виде трещин разрыва, зон брекчирования и т. п. Направленность самого развития нарушений и трещин движения по ним и их выполнения также может существенно изменяться в условиях, близких к поверхности. Многие из нарушений, достигая поверхности, являются теми путями, по которым происходит снабжение восходящих растворов свободным кислородом, оказывающим огромное влияние на возникновение и ход химических реакций, происходящих в растворах с его участием.

Общая характеристика близповерхностных месторождений, связанных с вулканическими комплексами

Месторождения рассматриваемой группы резко отличаются от месторождений, связанных с относительно глубинными очагами, следующими особенностями:

1. Они характеризуются в общем меньшей глубиной формирования от поверхности и меньшим размахом оруденения по вертикали и протяженностью на глубину отдельных рудных тел, хотя в отдельных случаях она может быть не меньшей, а в некоторых случаях даже и большей, чем для месторождений, связанных с глубинными очагами.

2. В отличие от относительно глубинных месторождений рассматриваемые месторождения отличаются более сложным комплексным составом руд и резко выраженными явлениями телескопированности, выражающимися в сосуществовании минералов, образующихся при различных температурах. В связи с этим близповерхностные месторождения нередко трудно разделить по температурным условиям их образования. Как правило, для них характерны минеральные ассоциации, образовавшиеся в широком температурном интервале от высоко- до низкотемпературных, причем пространственного разобщения таких ассоциаций часто не происходит.

3. Среди руд рассматриваемых месторождений широко распространены минералы с высокой валентностью входящих в них элементов, что указывает на высокий потенциал кислорода при их образовании (например, энаргита, барита, ангидрита, гипса, гематита и др.).

4. Рассматриваемые месторождения в отличие от более глубинных месторождений на глубину, а также по восстанию обычно не дают переходов к месторождениям иных генетических групп.

5. Месторождения часто связаны с экструзивами и эффузивами одного или близкого с ними геологического возраста, а также с субвулканическими и резко выраженными типабиссальными интрузивами, обычно представленными породами порфировой фации.

6. Структурные типы месторождений отличаются более широким развитием зон трещиноватости, брекчирования, нарушений, осложненных последующим приоткрытием трещин межпластового или межформационного приоткрывания и т. п. Очень часто встречаются эруптивные брекчии.

Указанные главные признаки близповерхностных месторождений обычно являются определяющими для выделения их из числа глубинных гидротермальных месторождений. Более сложным делом является отличие некоторых низкотемпературных месторождений, формирование которых происходило вдали от глубинных очагов, но вблизи от ранее существовавшей поверхности. Такие месторождения отличаются отсутствием переходов к среднетемпературным месторождениям и всяких признаков телескопированности.

Геологическое положение

Геологическое положение месторождений близповерхностного происхождения в достаточной степени разнообразно. Они обычно встречаются в ранних прогибах геосинклиналей (например, колчеданная рудная формация), в переходных зонах от поднятий к внутренним геосинклиналям, в краевых прогибах, и эвгеосинклиналях. Рассматриваемые месторождения также наблюдаются в полуплатформенных областях и на платформах, особенно в их периферических частях и в районах, где имеют развитие трапповые формации. Месторождения близповерхностного происхождения не характерны для областей центральных поднятий, где широко развиты интрузивные массивы и очень слабо распространены эффузивы. Рассматриваемые месторождения более широко распространены в областях проявления альпийской и мезозойской складчатости. Следует, однако, отметить, что близповерхностные месторождения встречаются в областях и более древней складчатости, а также и на щитах, где они связаны с древними субвулканическими образованиями. Формирование месторождений рассматриваемого типа происходило в верхнем структурном ярусе.

Связь с магматизмом

Рассматриваемые месторождения тесно связаны прежде всего с характерными субвулканическими образованиями в виде вулканических жерл, этмолитов, бисмалитов, силлов, лакколитов, штоков и других форм малых интрузий, а также даек, являющихся корнями эффузивов. Эти образования обычно приурочены к разломам и несут черты резко

выраженной гипабиссальности, что выражается как в их малых формах, так и в петрографических особенностях. Последние заключаются в развитии порфировых структур, флюиальности и других структурно-текстурных признаков, характерных для субвулканических образований. Нередко встречаются эруптивные брекчии. Ряд месторождений располагается непосредственно в жерлах древних вулканов. Очень характерна тесная связь эффузивов и интрузивов указанного выше типа, принадлежащих к одному или близкому возрасту и образующих своеобразные эффузивно-интрузивные комплексы. В этих случаях приобретают определенное металлогеническое значение не только интрузивы, но и эффузивы, хотя рудоносные растворы происходят не из них, а из располагавшихся глубже магматических очагов. Для рассматриваемых месторождений нередко характерна связь с дайками, причем именно для близповерхностных месторождений характерно развитие так называемых внутриминерализационных и послерудных даек. Примером месторождений данного типа могут служить колчеданные и некоторые свинцово-цинковые месторождения Кавказа, Югославии, Греции, Японии, Испании и др.

Вмещающие породы и их изменения

Тесная связь месторождений близповерхностного происхождения с интрузивно-эффузивными комплексами обуславливает во многих случаях их приуроченность к вулканогенным толщам. Последние представлены кислыми эффузивами (кварцевыми порфирами, кварцевыми порфиритами, дацитами, андезито-дацитами, липаритами, кератофирами и т. п.) или их туфами, но нередко вмещающими породами являются разнообразные порфириты, андезито-базальты, диабазы, спилиты, трахиты и трахиандезиты с их пирокластическими образованиями, а также перемежающиеся с ними осадочные породы (сланцы, известняки, туффиты и др.). Породы более древнего возраста (палеозоя и докембрия) часто подвергаются региональному метаморфизму и превращены в зеленокаменные разновидности, а иногда в динамометаморфизованные сланцы—хлоритовые, серицитовые, кварцевые и др. В некоторых районах наблюдаются переходы от малоизмененных к сильноизмененным эффузивам. В ряде случаев большое значение для развития метасоматоза приобретают контакты кислых и основных эффузивов с развитием метасоматических руд преимущественно в первых из них (Кедабек, Кафан, Ахтала и мн. др.).

Вмещающими породами являются также эруптивные брекчии древних жерл или породы субвулканических интрузивов и даек. Встречающиеся иногда в качестве вмещающих пород гранитоиды часто непосредственного отношения к формированию месторождений не имеют.

Для рассматриваемых близповерхностных месторождений влияние вмещающих пород на состав руд и их строение значительно меньше, нежели на состав руд месторождений, связанных с более глубинными магматическими очагами.

Близповерхностный характер проявления гидротермальных процессов и состав вмещающих пород определяет и особенности их гидротермального изменения, сопровождающего оруденения. Характерным типом таких изменений является пропилитизация, развивающаяся на больших площадях за счет эффузивов среднего и основного состава и захватывающая также и породы малых субвулканических интрузий.

Пропилитизация является широко развитым процессом изменения вмещающих пород, сопровождающим образование многих медноколчеданных, золото-серебряных и других месторождений. Другим типом изменения пород, развивающемся в более высоких зонах, является серицитизация, адуляризация и цеолитизация.

Широко развитым типом изменения вмещающих пород в приповерхностных условиях является также окварцевание с образованием низкотемпературных вторичных кварцитов, а также аргиллизация, каолинизация и алунитизация.

Особенности геологической структуры

Значение геологической структуры при образовании рассматриваемых месторождений приповерхностного генезиса столь же велико, как и при формировании глубинных гидротермальных месторождений, но в развитии различных структур и типов нарушений здесь несомненно имеют место важные отличия.

Прежде всего следует указать на известный факт, что трещиноватость пород в общем увеличивается с приближением к поверхности и уменьшается с глубиной, хотя она зависит также от физического характера различных пород. Следует также отметить, что в близповерхностных условиях широко развиваются нарушения и трещины, которые нередко используют ранее заложенные разломы, в связи с развитием напряжений растяжения и с оседанием отдельных тектонических блоков. Широко развиты жерловые и внежерловые структуры, развивающиеся в связи с вулканизмом, сопровождающимся излиянием лав по жерлам и трещинам, выбросами вулканических газов и т. п. Характерны структуры куполов.

Очень важен вопрос о глубине протяжения жильных трещин близповерхностных месторождений. В огромном большинстве, судя по опыту горноэксплуатационных работ, жильные трещины затухают на глубинах 400—700 м. Однако имеются переходные месторождения к глубинным, где оруденение рассматриваемого типа продолжается на глубину до 1000 м и более. Вертикальный же размах оруденения может быть еще большим, по-видимому, до 2000 м.

Формы рудных тел

Формы рудных тел месторождений приповерхностного происхождения особенно разнообразны. Очень часто здесь встречаются системы параллельных жил по трещинам односистемного и двухсистемного ско-

ла. Эти жилы имеют разные, часто сравнительно небольшие размеры. Еще более широко, чем для других типов месторождений распространены прожилковые зоны и штокверки, характерные для многих медных, свинцово-цинковых, оловорудных, урановых и других месторождений. Нередко встречаются также пластообразные залежи и линзы, распространенные в медноколчеданных месторождениях (медноколчеданные месторождения зеленокаменной полосы Восточного склона Урала). Среди рассматриваемых месторождений также наблюдаются зоны брекчирования, иногда трубчатые тела, приуроченные к вулканическим жерлам (медные месторождения Коунрад, Алмалык, молибденовое месторождение В. Забайкалья, золоторудное месторождение Куранахской группы на Аладане и др.).

Очень характерным морфологическим типом рудных тел являются также сопряженные системы оперяющих жил, образующие известные структуры конского хвоста (медные месторождения Кафана—руд. № 4, 5—6—в Армении, Бьютт в Монтане). Встречаются, наконец, и сложные неправильные формы рудных тел, иногда ветвящихся (Монте-Амиата).

Строение рудных тел и текстуры руд

Для многих месторождений близповерхностного происхождения очень характерна резкая изменчивость строения рудных тел, выражающаяся в прихотливом чередовании участков богатых и бедных непромышленных руд. Такая изменчивость особенно часто встречается в жильных и жилообразных телах и наблюдается как по их простиранию, так и по падению. В этом отношении особенно характерны золото-серебряные месторождения с их «бонанцевыми» рудами, отличающиеся резко выраженным кустовым распределением рудных компонентов. Подобное же строение наблюдается в близповерхностных ртутных, сурьмяных, вольфрамовых, сульфидно-касситеритовых и других месторождениях, что вызывает резко неравномерное распределение рудных компонентов с чередованием богатых и убогих руд в пределах одного и того же рудного тела. Богатые участки часто контролируются пересечением, экраняющими поверхностями более плотных пород, создающих явления фильтрационного эффекта. В связи с этим наблюдаются также метасоматические рудные тела, часто приурочивающиеся к центрам вулканической активности.

Весьма характерно развитие в рудах близповерхностных месторождений колломорфных текстур руд, что объясняется резким падением температуры и давления при их формировании. Эти же условия часто определяют многокомпонентность руд и явления телескопирования.

З а к л ю ч е н и е

Существенные различия рудообразования в близповерхностных условиях определяют важные особенности образующихся месторождений, которые широко распространены в пределах Армянской ССР и многих других районов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования, Сб. «Основ. пробл. в учении и магматоген. рудн. мест.», Изд. АН СССР, 1953.
2. Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в гидротермальных месторождениях. Там же.
3. Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Там же.
4. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. Там же.
5. Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. «Труды Лаборат. вулканологии», в. 13, Изд. АН СССР, 1958.
6. Власов Г. М., Василевский М. М., Жегалов Ю. В. Геологические условия нахождения и генезис ртутных рудопроявлений Срединного Камчатского хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
7. Грейтон Л. К. Природа рудообразующего флюида. Госгеолиздат, 1940.
8. Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. Издат. ИЛ, М., 1949.
9. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. Ленингр. ун-в. Л., 1953.
10. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
11. Ингерсон Э. и Морей Д. Природа рудообразующего флюида. Дискуссия. Госгеолиздат, 1940.
12. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 27, Л., 1959.
13. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1956.
14. Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», № 7, 1956.
15. Котляр В. Н. и Фаворская М. А. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Проблемы вулканизма, Ереван, 1959.
- 15а. Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Изв. Высш. учебн. завед., геология и разв.», № 9, 1960.
16. Малинин С. Д. Растворимость хлорида свинца в воде, в жидкой и паровой фазах.
- 16а. Мак-Кинстри. Структуры гидротермальных рудных месторождений. Пробл. рудн. месторожд. Изд. иностр. лит., 1958.
17. Набоко С. И. Изменение пород в зонах активного вулканизма. «Труды Лабор. вулканологии», в. 13, Изд. АН СССР, 1958.
- 17а. Набоко С. И. Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме. «Геохимия», № 5, 1957.
18. Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. Сб. «Пробл. в учении о магматогенных рудных мест.», Изд. АН СССР, 1953.
19. Лаверинг Т. Природа рудообразующего флюида. Дискуссия. Госгеолиздат, 1940.
20. Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. Цветметиздат, 1932.

21. **Островский И. А.** Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. «Труды ИГЕМ АН СССР», вып. 1, 1956.
22. **Обручев В. А.** Рудные месторождения. Госиздат, 1929.
23. **Сауков А. А.** Геохимия ртути. «Труды Инст. геол. наук АН СССР», в. 78, 1946.
24. **Усов М. А.** Фации магматических пород и их рудоносность. Сб. «Вопросы геологии Сибири» Изд. АН СССР, т. 1, 1945.
25. **Феннер К. Н.** Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. Сб. «Геол. рудн. месторожд. зап. шт. США», ОНТИ, 1937.
26. **Феннер К. Н.** Природа рудообразующего флюида. Дискуссия. Госгеолиздат, 1946.
27. **Хитаров Н. И.** Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения. Сб. «Сов. геол.», 43, 1955.
28. **Хитаров Н. И., Иванов Л. А.** Экспериментальные данные по характеристике водных растворов в области критических температур. «Труды XVII геол. конгресса», т. 5, ОНТИ, 1940.
29. **Шадлун Т. Н.** Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. Сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
30. **Borchert H.** Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdkruste. Geol. Rundsch. 39, 81—94, 1951.
31. **Broadhurst E.** Geology of the Mungana Redcap Area Chillagoe district, Quinsl Proc. Australasian Inst. M., a Met. 5, 30, 1952.
32. **Fenner C. N.** The Katmai region Alaska and great eruption of 1912. Journ. Geol. v. 28, p. 602, 1920.
33. **Locke A.** The formation certain ore bodies by mineralization stoping. Econ. Geol. v. 21, 1926.
34. **Lehmann E.** Vulkanismus und Tektonik. Comptes Rendus XIX Sess. Congr. Geol. Alger 1952, f. XVII, Alg., 103—115, 1954.
35. **Mark W. D., Faulkner R. L., Gratton L. C.** Localization of Certain Orebodies at Morococha, Peru, Ore deposits as related to structural features. Princeton Univ. Press, 406—413, 1942.
36. **Scheiderhöhn H., Borchert H.** Zonale Gliederung der Erzlagstätten. Neues Jahrb. Miner., Heft 6/7, 136—161, 1956.
37. **Schmitt H.** Origin of the «epithermal» deposits. Econ. Geol. v. 45, 191—200, 1950.
38. **Wilke A.** Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharz—Ganggebietes. Hannover, 1952.
39. **Zies E. G.** The Valley of Ten Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc. Contrib. Tech. Papers v. 1, № 4, 1929.

В. Г. ГОГИШВИЛИ

К МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛАВЕРДСКО-БОЛНИССКОЙ РУДНОЙ ОБЛАСТИ

(Кавказск. институт минерального сырья)

Алавердско-Болнисская рудная область, один из интереснейших горнорудных районов Малого Кавказа, расположена в северной части Сомхето-Ганджинско-Карабахской тектонической зоны [23]. В строении области принимают участие преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхнего палеозоя, юры, мела и среднего эоцена, несогласно залегающие на палеозойском (докембрийском?) кристаллическом субстрате и перекрытые андезито-базальтовыми лавами верхнетретичного—четвертичного возраста.

В пределах области развиты серно-медноколчеданная, барит-свинцово-цинковая, гематитовая, марганцевая и молибденитовая формации, принадлежащие, согласно господствующим взглядам, к различным металлогеническим эпохам. Такое представление, видимо, в значительной степени основано на приуроченности отдельных рудных формаций к определенным возрастным группам пород, принадлежащим часто к разным геотектоническим циклам. Так, молибденитовая минерализация, встречающаяся преимущественно в палеозойских образованиях Храмского и Локского массивов, связывается с герцинской металлогенической эпохой [22]. Серно-медноколчеданная и барито-свинцово-цинковые оруденения, залегающие в юрской вулканогенной толще, по представлению многих исследователей, относятся к киммерийской металлогенической эпохе [20, 21, 25]. Аналогичные медные рудопроявления, а также марганцевые, гематитовые и свинцово-цинковые залегают в верхнемеловых и среднеэоценовых вулканогенных толщах и относятся к альпийской металлогенической эпохе.

Совокупность рудных формаций, развитых в Алавердско-Болнисской области, нередко встречается в регионах, характеризующихся проявлением одной металлогенической эпохи [13, 18], а их расположение в вертикальном разрезе сходно с нормальной последовательностью рудных формаций, установленной Г. Шнейдерхеном [28] на основании изучения большого количества гидротермальных рудных месторождений

различных областей. Данное обстоятельство позволяет критически отнестись к взгляду о наличии в рассматриваемой области проявлений нескольких металлогенических эпох.

Экспедицией Кавказского института минерального сырья с 1956 года под общим руководством Г. А. Твалчрелидзе проводятся систематические исследования Алавердско-Болнисской рудной области. Результаты этих работ и анализ фактического материала других исследователей региона позволяют осветить некоторые стороны затронутого вопроса.

Герцинская металлогеническая эпоха выделяется на основании приуроченности рудопоявлений молибденита преимущественно к палеозойским образованиям. Слабое проявление молибденового оруденения в юрских (Дамблудское свинцово-цинковое месторождение) и верхнемеловых (Поладаурское рудное поле) толщах объясняется регенерацией.

В пределах Храмского кристаллического массива нами [7] было установлено, что измененные породы, сопровождающие молибденитовую минерализацию, в виде полосы пересекают кристаллический массив с юго-запада на северо-восток и дальше протягиваются в более молодых отложениях. В гранитоидах, слагающих массив, изменение представлено кварцево-мусковитовой грейзенизацией, за его же пределами—околотрещинной пропицитизацией.

На Храмском массиве молибденитовая минерализация установлена в дайковых и субвулканических породах, относящихся к различному возрасту до верхнего мела включительно. Пострудными являются лишь диабазы постверхнемелового возраста.

В гидротермальных метасоматитах, широко развитых в верхнемеловой вулканогенной толще, обычно устанавливается несколько повышенное содержание молибдена. Это трудно объяснить переотложением молибдена из нижних структурных этажей, поскольку маловероятна сплошная зараженность молибденовой минерализацией герцинской эпохи кристаллического фундамента, откуда молибден должен был выщелачиваться гидротермальными растворами альпийской металлогенической эпохи.

Приведенные данные определенно указывают на принадлежность молибденитовой минерализации к альпийской металлогенической эпохе.

К киммерийской металлогенической эпохе относят серно-медноколчеданные месторождения Алаверди и Шамлуг, барито-свинцово-цинковое—Ахтала и свинцово-цинковое—Дамблуд, залегающие в порфиритовой свите байоса. Изучение возрастных взаимоотношений между рудами указанных месторождений и дайковыми образованиями показывает, что эти месторождения синхронны. Оруденение моложе всех даек и субвулканических тел, кроме диабазовых даек близмеридионального простиранья. На Шамлугском, Ахталском и Алавердском месторождениях наиболее поздними среди дорудных магматических образований являются плагиогранит-порфиры или альбито-

фиры. На Шамлугском месторождении, в пределах которого широким распространением пользуются силлы, лакколитоподобные тела и дайки альбитофиров, устанавливается, что эти породы перед началом гидротермального процесса, в противовес рудовмещающей толще, тектонически не были нарушены. Это положение, в значительной мере обуславливающее их экранирующую роль при рудоотложении, дает повод утверждать, что внедрение альбитофиров и начало гидротермальной деятельности близки во времени, об этом же свидетельствует часто наблюдаемая пространственно-структурная связь рудных залежей и альбитофировых тел. Поэтому установление возраста альбитофиров может пролить свет на интересующий нас металлогенический вопрос.

Возраст альбитофиров Алавердского района с давних пор является дискуссионным. Известно, что они прорывают юрские образования до оксфорда включительно [1], а в базальных конгломератах среднего эоцена содержатся их гальки. Согласно господствующему мнению [14, 21, 27], возраст этих альбитофиров не выходит за пределы верхней юры—нижнего мела. По мнению Б. С. Вартапетяна [4], кварцевые порфиры и альбитофиры представляют собой дериваты третичных гранитоидных интрузий. По данным И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна [21], альбитофиры изменены в контакте с предсенноманскими Кохпским и Чочканским массивами гранитоидов; что указывает на более древний их возраст.

Нам не удалось обнаружить непосредственного контакта отмеченных образований, но гидротермальные изменения установлены не только в альбитофирах, но и в гранитоидах. Особо примечательно, что изменение это является низко-, а не высокотемпературным, как следовало бы ожидать в непосредственной близости от гранитоидов. По нашему мнению, широкое развитие альбитофиров вдоль контакта Чочканской интрузии с вмещающей юрской толщей указывает на более поздний возраст альбитофиров, по сравнению с интрузивом. Ослабленная зона вдоль контакта интрузий, по-видимому, является наиболее благоприятной для внедрения и размещения альбитофиров в виде силлов и тел неправильной формы.

Согласно Г. А. Казаряну и Э. Г. Малхасяну [15], внедрение альбитофиров (плагногранит-порфилов) синхронно складчатости. К этому выводу авторы приходят на основании того, что альбитофировые силлы «...обычно приурочены к крыльям антиклинальных поднятий, притом в сторону замка складки мощность их заметно увеличивается». По нашим наблюдениям, довольно часто мощность альбитофировых силлов увеличивается и по падению слоев юрской толщи. Эти факты приводят к предположению, что к моменту внедрения альбитофилов юрская толща уже была смята в складки и, что внедрение этих пород связано с наложенным складкообразованием*.

* От редакции. Автор упускает из виду то обстоятельство, что среднеюрские отложения перед келловеем и до внедрения плагногранит-порфилов однажды были подвергнуты складчатости.

При сопоставлении юрской (Алавердский район) и верхнемеловой (Болнисский район) вулканогенных толщ рассматриваемого региона, устанавливается большое сходство развитых в них альбитофиров*. Сходство это заключается в следующем:

1. В обоих районах эти породы являются дорудными и, по всем данным, непосредственно предшествуют рудному процессу.

2. В обоих районах они секут все дайковые тела, кроме пострудных диабазов близмеридионального простирания, возраст которых в Болнисском районе устанавливается как постверхнемеловой.

3. Альбитофиры обоих районов сходны по химическому и минералогическому составу, структуре, формам залегания и комплексу минералов-аксессуаров.

4. Альбитофировые дайки названных районов, как и большинство рудых жил, в основном контролируются одними и теми же системами нарушений.

Из изложенного следует, что альбитофиры, залегающие в юрской вулканогенной толще Алавердского района, синхронны аналогичным породам Болнисского района, возраст которых устанавливается как верхний мел [10, 11, 12]. Вывод о верхнемеловом возрасте альбитофиров Алавердского района согласуется с предположением А. Т. Асланяна [2] о возможной генетической связи одной группы альбитофиров Алавердского района с верхнемеловым вулканизмом.

Поэтому трудно согласиться с исследователями, которые объединяют альбитофиры Алавердского района с кварцевыми порфиритами юрского возраста (кварцевые порфириты Ахталского и Дамблудского месторождений) в одну группу малых интрузий «верхнеюрского—нижнемелового» возраста. Трудно согласиться также с другим взглядом, согласно которому эти породы являются дериватами третичных гранитоидных интрузий.

Объединение этих двух разновозрастных и петрохимических разных пород в одну генетическую группу верхнеюрско-нижнемелового возраста, приводит к сомнительному металлогеническому выводу о важной роли киммерийской металлогенической эпохи для сульфидной минерализации рассматриваемого региона. Серно-медноколчеданные, баритосвинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения**, залегающие

* Мы не можем согласиться с указанием некоторых исследователей [15] о наличии в нижнемеловых отложениях Аджаро-Триалетской геотектонической зоны альбитофиров, аналогичных альбитофирам Алавердского района, поскольку обнажающиеся здесь альбитизированные порфириты по минералогическому составу, петрохимическим особенностям и геологическому положению резко отличаются от рассматриваемых пород. [От редакции. В настоящее время результатами радиологических исследований в пределах Алавердского рудного района установлены альбитофиры как мезозойского, так и третичного возраста].

** Дамблудское свинцово-цинковое месторождение, залегающее в порфиритовой свите байоса, некоторыми исследователями связывается с батскими гранитами, обнажающимися недалеко от рудного поля. Фактический материал, поддерживающий такое представление, отсутствует. Наличие же металлометрических аномалий в пределах выходов этих пород не может служить указанием их металлоносности.

в юрской вулканогенной толще (Шамлуг, Алаверды, Ахтала, Дамблуд), согласно имеющемуся в нашем распоряжении материалу синхронны геохимически родственным сульфидным рудам верхнемеловой толщи Болнисского района и подобно им относятся к альпийской металлогенической эпохе.

Следует указать, что вывод о важной роли альпийской металлогенической эпохи в сульфидной минерализации рассматриваемого региона не является новым. На основании регионального металлогенического анализа, к аналогичному выводу для отдельных месторождений или их групп пришли М. А. Кашкай [16], Т. А. Твалчрелидзе [26], А. Т. Асланян [2], Б. С. Вартапетян [14] и др.

Альпийская металлогеническая эпоха проявлена несколькими рудными этапами. К первому, наиболее интенсивному мы относим серно-медноколчеданные (Алаверды, Шамлуг, Маднеули), свинцово-цинковые (Дамблуд, Дарбази), барито-свинцово-цинковые (Маднеули, Ахтала), молибденитовые (Мамула), гематитовые (Поладаурская группа) и условно марганцевые (Тетри-Цкарройская и Иджеванская группы) месторождения.

Каждый из рудных комплексов этого этапа сопровождается определенными фациями околорудных метасоматитов: молибденитовый—кварцево-мусковитовыми грейзенами; серно-медноколчеданный—кварцево-серицит-хлоритовыми образованиями; барито-свинцово-цинковый—вторичными кварцитами (с диккитом, алунитом, пиррофиллитом); свинцово-цинковый—кварцево-слюдисто-одуляровыми или кварцево-слюдистыми метасоматитами; гематитовый—хлорит-эпидотовым; марганцевый—окремненными и карбонатизированными породами. Околорудные метасоматиты первого этапа, за исключением кварцево-мусковитовых грейзенов, формировались на небольших глубинах, в условиях средне- и низкотемпературной ступени метаморфизма. Сульфидные руды рассматриваемого этапа характеризуются многими эндемическими чертами, позволившими И. Г. Магакьяну [19] объединить их в так называемый алавердский тип месторождений. Согласно И. Г. Магакьяну, месторождения алавердского типа сформировались в условиях небольших глубин и невысокой температуры; тип этот плохо укладывается в классификацию Линдгрена, имея много общего с месторождениями типа «Куромоно» (Япония).

Ко второму этапу мы относим кальцит-сфалерит-галенитовое (иногда с баритом) оруденение, представленное обычно маломощными жилами, приуроченными, как правило, к зальбандам диабазовых даек близмеридионального простирания. Разновозрастность руд первого и второго этапов и их генетическая разобщенность устанавливаются на основании следующих фактов:

1. Приуроченностью рудных тел к разным системам разрывных нарушений близширотного и меридионального простирания.

2. Наличием диабазовых даек близмеридионального простирания, пострудных по отношению к серно-медноколчеданным, барито-свинцово-

цинковым, свинцово-цинковым и молибденитовым проявлениям руд [8, 14, 24] и одновременно контролирующим рудные тела второго этапа.

3. Наличием различных микропарагенезисов в рудах и отдельных минералах различных этапов.

На Шамлугском и Ахтальском месторождениях оруденение второго этапа фиксируется в виде мелких кварцево-карбонатных или баритовых прожилков с редкими вкрапленниками сульфидов. На Дамблудском же месторождении оно представлено маломощными жилами. Во многих случаях оруденение тяготеет к указанным выше диабазовым дайкам. Из более крупных рудопроявлений известны Камышло, Джандар-чай, Горас-Цкали (Локский массив), Мамула (Храмский массив). По всей вероятности, к этому же этапу относится рудопроявление Качал-Конд в юрской вулканогенной толще Алавердского района. Околорудное изменение пород в связи со вторым рудным этапом наблюдается лишь в зальбандах наиболее мощных жил и выражено хлоритизацией и карбонатизацией.

К третьему этапу относится минерализация сфалерита, галенита, халькопирита, реже—гематита и минералов марганца, встречающаяся в среднеэоценовой вулканогенной толще (Привольное, Муганло и др.).

Оруденение третьего этапа в отличие от минерализации первого этапа сопровождается высокотемпературными фациями околорудных метасоматитов (пироксеновыми и гранатовыми скарнами, андалузитовыми и дюрортьеритовыми вторичными кварцитами). Пропилиты, развитые в среднеэоценовой вулканогенной толще, в отличие от пропилитов юрской и верхнемеловой вулканогенной толщи, постоянно содержат эпидот-типоморфный минерал среднетемпературной пропилитизации [17].

Развитие высокотемпературных околорудных метасоматитов в среднеэоценовой, а средне- и низкотемпературных—в юрской и верхнемеловой вулканогенных толщах никак не увязывается с представлением исследователей [5], генетически связывающих оруденение рассматриваемой области с третичными гранитоидными интрузиями. При наличии такой связи мы должны были бы наблюдать гидротермальные метасоматиты высокотемпературной ступени в юрских и верхнемеловых толщах (в нижнем и среднем эрозионном срезе интрузивов по Б. С. Вартапетяну [4], а средне- и низкотемпературные—в среднеэоценовой. К этому следует добавить, что сульфидные руды, развитые в среднеэоценовой толще рассматриваемой области, довольно резко отличаются от алавердского типа руд. Эти факты указывают, что руды (по крайней мере сульфидные), развитые в эоценовых образованиях, нельзя синхронизировать с рудами, залегающими в верхнемеловых и юрских толщах. Первые, по-видимому, действительно генетически связаны с интрузивами, вторые же более ранние и не обнаруживают такой связи.

Возраст оруденения первого этапа можно определить как послесантонский—досреднеэоценовый. В течение этого отрезка времени в пределах области неизвестен интрузивный магматизм и поэтому оруденение этого этапа, по-видимому, следует связать с глубинным магматическим

очагом. Гидротермальные растворы от места зарождения до места окончательной разгрузки должны были просачиваться сквозь разновозрастные толщи многокилометровой мощности. В результате мы наблюдаем вертикальную зональность—закономерную приуроченность определенных руд и сопровождающих их метасоматитов к определенным горизонтам разреза. Зональность, наблюдаемая в пределах отдельных месторождений, детально исследованная И. Г. Магакьяном [19], а позже и другими исследователями [3, 6], должна быть рассмотрена как часть этой общей зональности.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района. «Изв. АН АрмССР», № 3, 1961.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
3. Бачалдин В. И. О зональном распределении месторождений в Поладаурском рудном поле. «Геол. рудн. месторожд.», № 5, 1959.
4. Вартапетян Б. С. О горизонтальной минералогической зональности в оруденении на территории АрмССР. «Изв. АН Арм. ССР», № 2, 1958.
5. Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. «Сов. геол.», № 10, 1960.
6. Гогишвили В. Г. Металлогеническая схема Храмского рудного района. Автоаннотац. докл. на научн. сессии КИМС, 1957.
7. Гогишвили В. Г. Грейзенизация в пределах Храмского кристаллического массива. Бюлл. КИМС, № 2, 1959.
8. Гогишвили В. Г. Гидротермальные метасоматиты Храмского рудного района и некоторые вопросы рудообразования. Автореферат диссерт. работы на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, 1960.
9. Грушевой В. Г. Алавердское месторождение Закавказья. «Труды ГГРУ», вып. 1, 1930.
10. Дзоченидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
11. Дудаури О. З. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры Болнисского района. Сообщен. АН Груз. ССР, т. XXVIII, № 1, 1962.
12. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
13. Иванкин П. Ф., Иншин П. Ф., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд. АН Каз. ССР, 1961.
14. Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. «Изв. АН Арм. ССР», № 6, 1959.
15. Казарян Г. А., Малхасян Э. Г. Изверженные породы горы Лальвар. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 1, 1959.
16. Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Сов. геол.», № 50, 1956.
17. Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканогенных формациях, в зависимости от глубинности. «ДАН СССР», т. 133, № 5, 1960.
18. Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. Геол. рудн. месторожд., № 6, 1961.
19. Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
20. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геол.», № 7, 1959.
21. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

22. Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Эндогенные месторождения Юго-Восточной Грузии. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V, 1961.
23. Паффенгольц К. И. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
24. Сопко П. Ф. Структура Шамлугского медно-колчеданного месторождения в Северной Армении. Сб. «Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
25. Сопко П. Ф. Типы структур колчеданных месторождений и их рудных полей на Малом Кавказе. «Сов. геол.», № 9, 1961.
26. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
27. Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. «Изв. АН Арм. ССР», т. XII, № 5, 1959.
28. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд. ин. лит., 1958.

К. А. КАРАМЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ АЙГЕДЗОРСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(Институт геологических наук АН Арм. ССР)

Айгедзорское молибденовое месторождение расположено в Мегринском районе Арм. ССР, на левом берегу р. Бугакяр у места слияния ее с р. Мегри.

Месторождение выявлено в 1954 году и в течение нескольких лет здесь велись геолого-разведочные работы.

В геологическом строении района месторождения принимают участие исключительно изверженные породы Мегринского плутона. Непосредственно на месторождении развиты гранодиориты, представляющие дифференциаты монцонитовой фазы.

В районе рудного поля отмечаются интенсивно ороговикованные останцы порфиритов нижнеэоценовой вулканогенной толщи.

Большим развитием на месторождении пользуются дайковые породы, среди которых в последовательности внедрения отмечаются:

- 1) аплит-пегматиты,
- 2) диорит-порфириты,
- 3) диабазовые порфириты,
- 4) лампрофиры (спессартиты).

Оруденение на Айгедзорском месторождении типично жильное с четко выраженными контактами. На месторождении выявлены до 16 жил.

Кварц-сульфидные жилы образуют пояс шириной до 200—250 м, протягивающийся в направлении северо-восток—юго-запад. На северо-востоке указанная зона довольно резко погасает. Уменьшается как количество жил, так и их мощность. На юго-западе кварц-сульфидные жилы перекрыты наносными отложениями правого склона р. Бугакяр.

По простиранию кварцево-рудные жилы прослежены на 200 м. Мощность, как правило, выдерживается, однако отмечаются случаи резких изменений мощности от 0,1 до 1,2 м.

По падению жилы прослежены также на 250—270 м. Не исключается возможность кулисообразного расположения жил по падению.

В общей зоне кварцевые жилы, как правило, параллельны и расположены кулисообразно относительно друг друга. С выклиниванием одной жилы на некотором удалении от нее с уступом начинается другая.

Некоторые исследователи считают, что в северо-восточном направлении система кварцевых жил Центрального участка переходит в штоковую зону. Такое представление о характере оруденения и структуре месторождения не оправдано, так как на северо-восточном продолжении зоны, кварцевые жилы имеют несравненно малую мощность, обусловленную небольшой величиной раскрытия локализирующих структур. Тектоническое нарушение представлено двумя системами: 1) северо-западного простираения с падением на северо-восток и юго-запад, 2) северо-восточного простираения с падением на юго-восток.

Взаимоотношения дайковых пород с кварцевыми жилами устанавливаются довольно отчетливо и многочисленными пересечениями. Во всех случаях кварцевые жилы пересекают дайковые породы.

Структура рудного поля

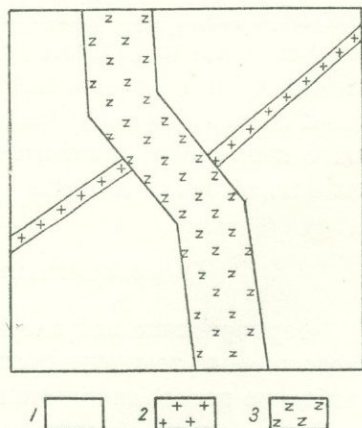
Рудное поле Айгедзорского месторождения испытало несколько этапов тектонических деформаций в течение которых происходит внедрение дайковых пород и формирование кварц-сульфидных жил и нескольких систем пострудных тектонических нарушений.

Наиболее ранние тектонические деформации относятся ко времени формирования дайкового комплекса, столь разнообразных по своему составу, оформившихся в результате многократных тектонических подвижек.

Ниже приводится описание морфологических особенностей дайковых пород и тектонические условия их локализации в порядке их внедрения.

Аплит-пегматитовые жилы являются наиболее ранними среди дайковых пород рудного поля, о чем свидетельствуют многочисленные пересечения со всеми дайками рудного поля (фиг. 1). Аплиты имеют довольно широкое распространение в рудном поле и характеризуются в основном жильными формами с прямолинейными плоскими контактами. Резких изменений в мощностях в аплитовых жилах не наблюдается.

На севере месторождения отмечается помимо жил, также и небольшое штокообразное тело с изометрическим очертанием.



Фиг. 1. 1. Гранодиориты. 2. Аплитовая жила. 3. Дайка лампрофира.

Аплитовые жилы внедрялись в основном в две системы трещин: 1) северо-восточного простираения с падением на северо-запад под углом $60-70^\circ$, 2) северо-западного простираения с падением на юго-запад под углом $25-30^\circ$. Первая система трещин является доминирующей.

На месторождении отмечаются аплиты с резкими изменениями в направлении простираения и даже аплиты, заполнившие одновременно трещины двух направлений—северо-восточного и северо-западного. Такая жила резко меняет простираение на 90° .

По своим морфологическим признакам аплит-пегматитовые жилы соответствуют трещинам разрыва, внедрившиеся в условиях растяжения при раскрытии ранее существующих трещин двух систем.

Диоритовые порфириды по сравнению с остальными дайками имеют довольно слабое распространение. На центральном участке отмечается 10-метровая дайка северо-восточного близмеридионального простираения с падением на северо-запад под $\angle 65-70^\circ$. Указанная дайка характеризуется наличием апофиз, раздувов, разветвлений, что характерно для типичных трещин разрывов.

Диабазовые порфириды являются наиболее распространенными дайками месторождения. Они так же, как и все остальные дайки, локализованы в трещинах северо-восточного—близмеридионального простираения. По своим морфологическим признакам (наличие резких изменений мощностей, зазубренные контакты, извилистые очертания контакта, пересечение аплитов без смещения) соответствуют также трещинам разрыва.

Лампрофировые дайки являются наименее распространенными дайками рудного поля. Также имеют северо-восточное простираение с падением на северо-запад и характеризуются сравнительно небольшими мощностями $0,5-1,0$ м и всеми присущими для остальных даек морфологическими особенностями.

Таким образом, резюмируя вышеотмеченное в отношении тектонических условий локализаций дайкового комплекса, следует отметить, что весь дайковый комплекс месторождения, судя по морфологическим особенностям даек, локализован в трещинах разрыва, формирование которых происходило в условиях растяжения при едином плане деформации с некоторым незначительным отклонением направления простираения одних даек от других.

Гидротермальный этап развития рудного поля

Формирование кварц-сульфидных жил происходило также на фоне многократных тектонических подвижек, в результате чего происходило дробление пород, заполнение их кварцевым материалом, повторное дробление ранее образованных парагенетических ассоциаций и цементация их более поздними ассоциациями. Дробление и цементация происходили неоднократно, в результате чего образовались всевозможные брекчиевые текстуры, а также участки жил, сложенные отличными

друг от друга парагенетическими ассоциациями, что свидетельствует о последовательном раскрытии и заполнении их продуктами различных парагенетических ассоциаций.

Трещинные структуры, локализирующие кварц-сульфидные жилы Айгедзорского месторождения, рассматривались предыдущими исследователями как оперяющие трещины скола более крупного нарушения, протягивающегося по правому берегу р. Бугаляр и представляющего оперение Дебаклинского разлома.

По представлению этих исследователей, локализирующие структуры носили сдвиго-сбросовый характер.

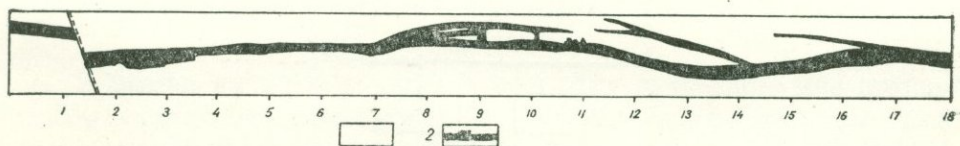
Такое представление о характере рудовмещающих структур кварц-сульфидных жил месторождения было построено на основе наличия многочисленных апофиз и ответвлений, которые были приняты за оперения основных локализирующих структур.

Ниже приводится описание морфологических особенностей кварцевых жил и некоторые особенности строения, что безусловно поможет понять условия их формирования.

Морфологические особенности кварц-сульфидных жил

Кварц-сульфидные жилы Айгедзорского месторождения характеризуются плитообразными формами, четкими контактами с вмещающими породами. Как правило, оба зальбанда жилы грубо параллельны друг другу, однако отмечается также отклонение на некоторых интервалах.

Другой характерной чертой морфологии кварцевых жил является наличие многочисленных апофиз и ответвлений. Как видно из зарисовки жилы (фиг. 2), от жилы отходят многочисленные ответвления, которые быстро выклиниваются с удалением от жилы.



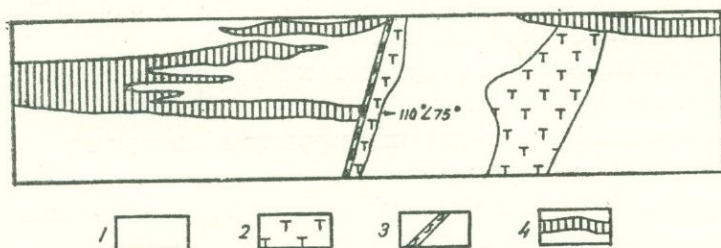
Фиг. 2. 1. Гранодиориты. 2. Кварцевая жила.

Характерно, что ответвления отходят как в одну, так и в другую сторону от жилы. Некоторые апофизы в свою очередь раздваиваются. На некоторых участках между апофизами и жилой отмечаются поперечные перемычки (фиг. 2). В некоторых жилах интенсивное разветвление отмечается при пересечении жилами дайковых тел (фиг. 3), что связано, очевидно, с тем, что дайки играли роль барьера как более упругие породы. Трещины при подходе к дайке не могли ее пробить и расщеплялись на ветви.

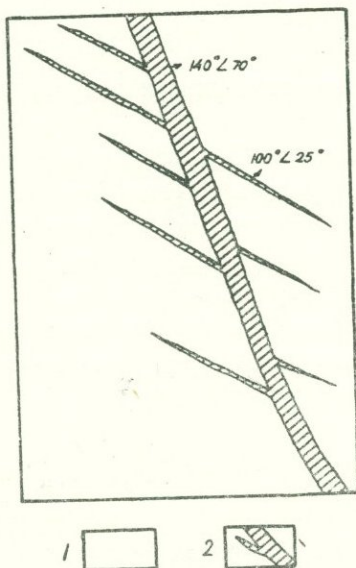
Следует отметить, что в некоторых жилах (фиг. 4) отмечаются кажущиеся четкие оперяющие трещины. Как видно из зарисовки, система «оперяющих» трещин имеет азимут падения ЮВ под углом 30—35°.

На другом участке той же жилы или же в другой параллельной жиле отмечается уже иное сочетание оперяющих трещин. Здесь уже они падают на северо-запад.

В некоторых случаях такие «оперяющие» трещины имеют угловатые очертания, напоминающие ломаную линию. Последнее, очевидно, обусловлено раскрытием двух систем трещин.



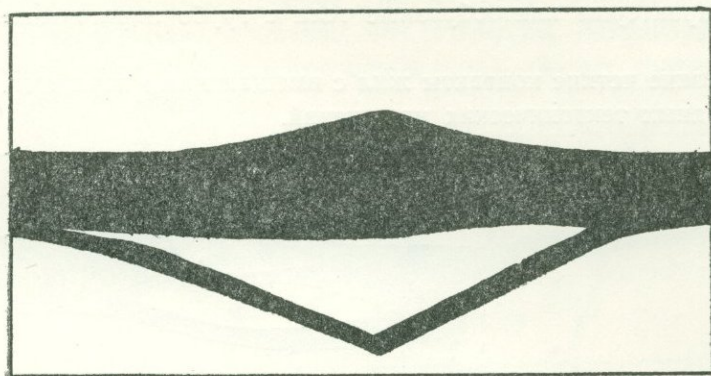
Фиг. 3. 1. Гранодиориты. 2. Дайка лампрофира. 3. Тектонические нарушения. 4. Кварцевая жила.



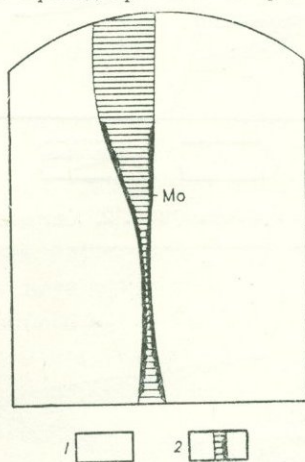
Фиг. 4. 1. Гранодиориты. 2. Кварцевая жила.

В других случаях такие оперяющие трещины направлены навстречу друг другу и, сливаясь, образуют единую ломаную линию (фиг. 5). Таким образом, детальное исследование указанных «оперяющих» трещин показало, что упомянутые ответвления и апофизы нельзя считать за оперение. В других же случаях это «оперение» создается одновременным раскрытием сочетающихся друг с другом двух систем трещин.

Другой характерной чертой морфологии кварцевых жил Айгедзорского месторождения является наличие раздувов и пережимов. На фиг. 6 представлен наиболее характерный случай пережима. Во многих кварцевых жилах отмечаются довольно резкие изменения мощности, в других же наращивание мощности жилы происходит постепенно и также постепенно уменьшается их мощность.



Фиг. 5. 1. Гранодиориты. 2. Кварцевая жила.



Фиг. 6. 1. Гранодиориты.
2. Кварцевая жила.

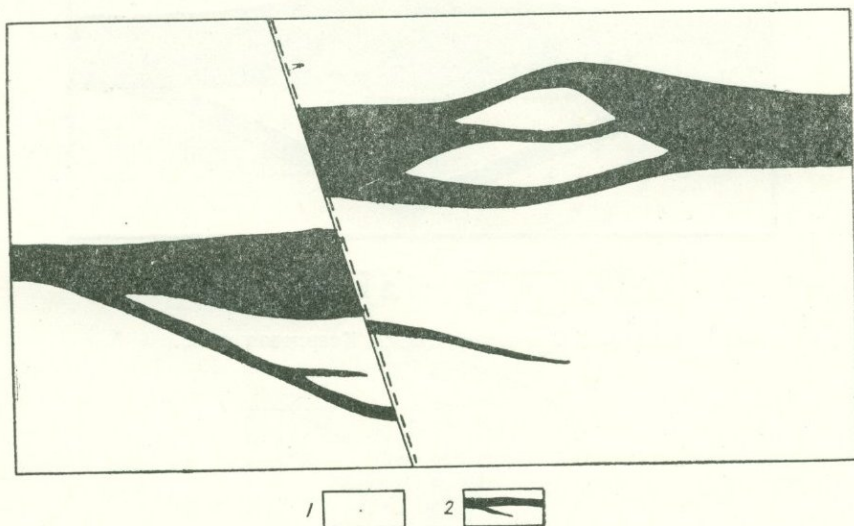
В местах раздувов некоторых жил отмечаются довольно крупные глыбы вмещающих пород (фиг. 7). Зигзагообразные контакты также характерны для кварцевых жил Айгедзорского месторождения. На фиг. 7 показаны наиболее характерные примеры этого явления, свидетельствующие о рваных контактах жилы. В некоторых случаях зигзагообразные контакты обусловлены раскрытием полости жилы по двум системам трещин.

Кварцевые жилы Айгедзорского месторождения характеризуются постепенным уменьшением мощности жилы. Часто уменьшение мощности жилы сопровождается разветвлением на ряд ветвей.

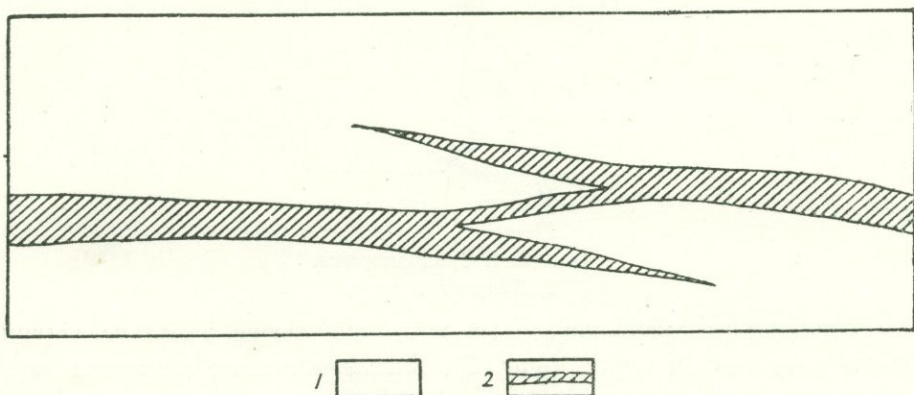
В некоторых случаях с выклиниванием одной жилы с некоторым уступом начинается другая, при этом очень часто между ними отмечается перемычка (фиг. 8).

Резюмируя вышеописанное по морфологическим особенностям кварцевых жил Айгедзорского месторождения, следует отметить наиболее их характерные черты:

1. Характерны плитообразные тела с грубо параллельными стенками.
2. Резкие четкие контакты жил с вмещающими породами. Отсутствие дорудных тектонических нарушений.



Фиг. 7. 1. Гранодиориты. 2. Кварцевая жила.



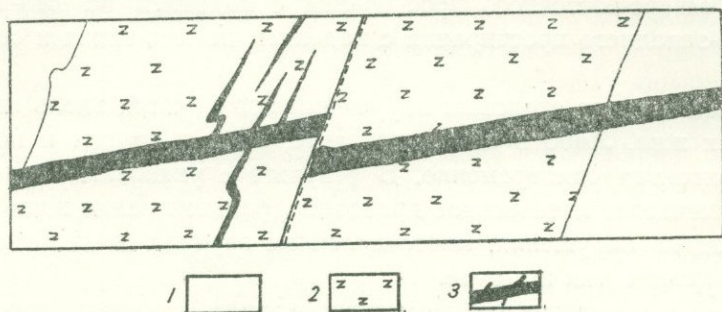
Фиг. 8. 1. Гранодиориты. 2. Кварцевая жила.

3. Наличие многочисленных ответвлений и апофиз.
4. Наличие пережимов и раздувов.
5. Зигзагообразные очертания линии контакта.
6. Нормальные выклинивания жил, наличие перемычек между кулисообразно расположенными жилами.

Наконец, одним из важных моментов, определяющих генетический тип трещин, локализирующих кварцевые жилы Айгедзорского месторождения, является отсутствие смещения при пересечении даек жилами. Как видно из фиг. 9, жила пересекает дайку лампрофира, но отсутствует смещение.

Таким образом, исследования морфологических особенностей

кварц-сульфидных жил, строение жил, изучение взаимоотношений жил с дайковыми породами показало, что структуры, локализирующие кварцевые жилы, относятся не к трещинам скола, как это считалось ранее, а к трещинам разрыва.



Фиг. 9. 1. Гранодиориты. 2. Дайка лампрофира. 3. Кварцевая жила.

Особенности строения кварц-сульфидных жил

Кварцевые жилы Айгедзорского месторождения формировались в условиях многократного проявления тектонических подвижек. В результате такого многократного проявления подвижек на фоне многостадийной минерализации в жилах очень широко развиты брекчиевые текстуры, где обломки ранних парагенетических ассоциаций цементируются более поздними парагенетическими ассоциациями.

Для жил Айгедзорского месторождения характерно также сегментное строение, где различные участки жил сложены различными парагенетическими ассоциациями. Прекрасный пример такого строения жил намечается в жиле шт. № 41, где пиритовая минерализация в виде сплошных массивных руд слагает довольно крупные интервалы жилы. Одновременно он цементирует обломки жилы, несущие молибденовую минерализацию.

Расположение таких участков в жиле неравномерно. То они встречаются на одном контакте, то на другом, либо в местах выклинивания жил или нередко в средних участках жил. Такие участки в жилах обычно сложены рудами пиритовой, полиметаллической и карбонатной стадии.

Наиболее характерной текстурой для кварцевых жил является текстура последовательного отложения молибденита и халькопирита, где намечается приуроченность молибденита к зальбандовым участкам, а халькопирита к средним участкам жил.

Вследствие широко развитых пострудных тектонических деформаций, в жилах широко развиты также текстуры дроблений—брекчиевая, ленточная и т. д.

При пострудных подвижках молибденит, вследствие своей большой пластичности в виде прожилков проникает в трещины кварца, который ведет себя при дроблении как хрупкий материал.

Пострудный этап развития

Пострудные подвижки на Айгедзорском месторождении выразились в образовании двух систем тектонических нарушений сколового характера: 1) северо-восточного простирания с падением на юго-восток и 2) северо-западного простирания с падением на юго-запад и северо-восток.

Первая система сколовых нарушений проявляется вдоль контактов кварцевых жил. Либо в одном контакте, либо в другом и нередко в обоих контактах одновременно. В результате указанных подвижек в жилах отмечается интенсивное дробление, растаскивание жильного материала вдоль нарушения, многочисленные зеркала скольжения в жиле, как в кварце, так и в руде.

Вторая система трещин, ориентированная поперек простирания жил, смещает кварцевые жилы примерно на амплитуду до 3 м. По характеру смещения эти нарушения сбросо-сдвиги с движением висячего крыла на север.

Стадии минерализации

Формирование Айгедзорского месторождения происходило при неоднократной пульсирующей деятельности магматического очага на фоне многократно развивающейся трещиноватости.

В результате изучения взаимоотношения между различными рудосносными структурами, текстурами и структурами руд и рудных тел на Айгедзорском месторождении выделяется до 6 стадий минерализации:

1. Эпидотовая.
2. Кварц-молибденит-халькопиритовая.
3. Кварц-халькопиритовая.
4. Кварц-пиритовая.
5. Кальцит-сфелерит-галенитовая.
6. Карбонатная.

Роль отдельных стадий минерализации в рудном поле Айгедзорского месторождения безусловно неодинаковая. Наиболее важными стадиями минерализации, во время которых формировались кварцево-рудные тела, являются: 1. Кварц-молибденит-халькопиритовая и 2. Кварц-халькопиритовая стадии. Остальные стадии минерализации имеют весьма подчиненное значение и слабое распространение.

1. Эпидотовая стадия минерализации имеет слабое распространение в рудном поле и представлена главным образом на участке Марал-зами. Образует кварц-эпидотовые прожилки, сравнительно небольшие жилы, а также и метасоматические жилы, прожилковые зоны, а также и площадное проявление эпидотизации, где эпидот образует пятнистые и гнездообразные выделения с весьма неправильными очертаниями.

2. Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия является наиболее важной и распространенной стадией минерализации. Представлена она в основном в виде кварцевых жил. Большинство кварцевых жил Айгедзорского месторождения формировалось в эту стадию минерализации. Для рудных тел этой стадии характерна зональная текстура, выраженная в приуроченности молибденита к зальбандовым участкам жил в виде скоплений чешуек молибденита, образующих оторочки, а халькопирита, наоборот, к средней части в виде пятнистых и гнездообразных выделений, цементирующих гребенчатые кристаллы кварца.

В местах сужения жил и прожилков отмечается более повышенное и густое скопление молибденита (фиг. 6), что, очевидно, связано с явлением фильтрационного эффекта, обусловленного сильным отстаиванием растворенных компонентов по отношению к растворителю в местах наибольшей скорости в потоке гидротермального раствора.

Возрастные взаимоотношения этой стадии с последующими стадиями минерализации устанавливаются на основе пересечения. Все последующие стадии минерализации накладывались на рудные тела этой стадии, в результате чего образовались текстуры пересечения одних ассоциаций другими—брекчиевые текстуры, где более поздние стадии цементируют обломки руд более ранних стадий. Наиболее распространенными минералами этой стадии являются молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, арсенопирит.

3. Кварц-халькопиритовая стадия имеет сравнительно ограниченное распространение и проявляется не во всех жилах Айгедзорского месторождения. Представлена в виде коротких жилообразных тел сравнительно небольшой мощности, до 15 см, секущих кварцевые жилы по простиранию. Нередко такие образования приурочиваются к зальбандовым участкам жил как в лежащем, так и в висшем ее контактах. Нередко отмечается также и брекчиевая текстура в результате дробления жилы и цементации ее халькопирит-пиритовым агрегатом.

Минералогический состав этой стадии сравнительно разнообразен. Отмечается пирит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, эмплектит, витихенит, сфалерит.

4. Кварц-пиритовая стадия имеет также широкое распространение в рудном поле. Образует сравнительно небольшие жилы, а также жилообразные тела, секущие основные кварц-молибденитовые жилы. Отмечаются также маломощные кварц-пиритовые прожилки и вкрапленная минерализация, также в виде налетов по трещинкам отдельности. Очень часто отмечается брекчиевая текстура, где жилные образования ранней стадии цементируются пиритовым агрегатом. Отмечается пересечение прожилков кварц-молибденит-халькопиритовой стадии прожилками кварц-пиритовой стадии.

Минералогический состав данной стадии сравнительно простой: кварц, пирит, гематит и халькопирит.

5. Кальцит-сфалерит-галенитовая стадия имеет ограниченное распространение на Айгедзорском месторождении. Представлена как в виде самостоятельных маломощных прожилков, так и в виде неправильных, сравнительно небольших выделений в кварцевых жилах. Отмечается приуроченность прожилков полиметаллической стадии к небольшим тектоническим нарушениям, по которым довольно часто отмечается смещение кварцевых жил. Основным жильным минералом данной стадии является кальцит, а из рудных—пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, самородное золото, халькопирит. В некоторых прожилках отмечаются также очень мелкие чешуйки молибденита.

6. Карбонатная стадия проявляется весьма слабо, представлена в основном в виде маломощных прожилков, обычно приуроченных к тектоническим нарушениям северо-западного простирания, вдоль которых отмечается смещение кварцевых жил, а также в виде небольших гнезд и прожилков, секущих кварцевые жилы.

Карбонат по составу соответствует анкериту.

Гидротермально измененные породы

Гидротермально измененные породы в пределах Айгедзорского месторождения пользуются сравнительно слабым распространением, проявляются обычно в виде слабо выраженного ореола изменения вокруг кварцевых жил.

По характеру изменения отмечается несколько разновидностей и в очень слабой форме проявляется зависимость типа изменения от стадий минерализации. В нижнеприведенной таблице приведена эта зависимость.

Стадии минерализации	Тип изменения	Интенсивность
Эпидотовая	Эпидотизация	—————
Кварц-молибденит-халькопиритовая	Серицитизация	—————
Кварц-халькопиритовая	Серицитизация	—————
Кварц-пиритовая	Пиритизация	—————
Кальцит-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—
Карбонатная	Карбонатизация	—————

Выводы

По своему структурному типу Айгедзорское месторождение относится к месторождениям, приуроченным к трещинам разрыва залегающих в интрузивных массивах [1].

Жильный тип оруденения Айгедзорского месторождения свидетельствует о том, что процесс формирования оруденения происходил исклю-

чительно в условиях заполнения полостей при чрезвычайно слабом проявлении метасоматических процессов, выразившихся в слабом гидротермальном изменении вмещающих пород, в отличие от остальных медно-молибденовых месторождений, где метасоматические процессы играют весьма существенную роль при формировании оруденения.

Формирование месторождения происходило в условиях пульсирующей деятельности магматического очага при прерывистом поступлении гидротермальных растворов. На месторождении выделяется до 6 стадий минерализации. Однако, в отличие от остальных месторождений, здесь намечается четкое унаследование более поздними подвижками ранних структур. Вследствие этого очень часто в пределах одних и тех же кварцевых жил отмечается локализация нескольких стадий с наложением их друг на друга.

Отмечается следующий порядок выносов компонентов $Mo-Cu-Fe-(Zn-Pb)$.

Формирование Айгедзорского месторождения происходило в среднетемпературных условиях по характерной для месторождения среднетемпературной минералогической ассоциации молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит.

Месторождение генетически связано с глубинным очагом интрузивной деятельности и формировалось в условиях средних температур и примерно средних глубин.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1954.

А. Н. НАЗАРЯН

РЕЖИМ РОДНИКОВ ГОРЫ АРАГАЦ

(Институт геологических наук АН Арм. ССР)

1. Гидрогеологические условия

Гора Арагац является одним из крупных вулканов Армянского вулканического нагорья и представлена в виде плоскощитовой возвышенности с четырьмя вершинами, самая высокая из которых имеет отметку 4095 м. Гора Арагац сложена кислыми и основными лавами—андезитобазальтами, дацитами, базальтами, абсидианами и пемзами, являющимися продуктом неоднократных излияний центрального вулкана как в плиоцене, так и в четвертичное время. В периферической части горы Арагац расположены паразитические более молодые вулканы. Судя по окружающим горы Арагац породам, субстратом для лав являются, по видимому, метаморфические сланцы кембрия—докембрия, конгломераты, песчаники, известняки и мергеля мела, туффиты, туфогенные песчаники, конгломераты третичных отложений, поверхность которых до излияния лав была эродирована с образованием оврагов и долин. Помимо этого древнего водоупорного субстрата, особую роль в вопросах гидрогеологии играет образовавшийся делювиальный суглинисто-супесчаный слой на тех лавовых покровах, поверхность которых долгое время подвергалась выветриванию, в результате значительного перерыва между этим излиянием и последующим. Образовавшийся выветрелый слой подвергся температурным воздействиям при последующем излиянии лав и получился красный, обожженный слой, которому Л. Б. Личков [3] впервые дал название «литомарге» и который фактически является водоупором.

Межластовые водные потоки развиты на г. Арагац благодаря наличию не только выветрелого обожженного слоя (литомарге), но и крупных покровов кислых лав, некоторые из которых мало трещиноваты и являются водоупором. Водоупором также являются туфы и туфолавы, занимающие различные стратиграфические положения и принадлежащие к 3—4 циклам вулканической деятельности как плиоценового, так

и четвертичного возрастов. Наличие межлавовых водных потоков, развитых на абсолютных отметках от 1500 до 3200 м, является специфической стороной гидрогеологических условий горы Арагац, которой она отличается от других вулканических массивов, в частности, от Варденисского хребта, где все атмосферные осадки инфильтруются через трещиноватые лавовые породы, как через сито, до субстрата, сложенного трещичными водоупорными породами и почти нигде не встречают межлавовые водоупоры. Этим объясняется почти отсутствие выходов крупных родников на вершинном, привершинном поясах и склонах Варденисского хребта.

Основным источником питания подземных вод горы Арагац являются атмосферные осадки, количество которых изменяется от 400 мм у подножий горы и до 1000 мм у самой вершины. Часть атмосферных осадков испаряется, часть образует поверхностный сток, а основная часть инфильтруется в оголенные трещиноватые породы и формирует подземные воды. Реки, берущие начало на привершинном поясе, питающиеся частично родниковыми водами, расположены радиально по отношению к вершине, как, например, Монташ, Гехарот, Амберт, Гехадзор, Дузкент.

Необходимо особо подчеркнуть вопрос об образовании конденсационных вод. Наличие каменных россыпей, развитых на вершинном и привершинном поясах и получивших местное название чингилей, способствует конденсации водяных паров воздуха.

Указанные геологические и климатические условия определяют гидрогеологические условия горы Арагац. Инфильтрационные и конденсационные воды, накапливаясь в лавовых трещиноватых породах, проникают через всю толщу лав, доходят до субстрата и в дальнейшем протекают по его поверхности, сосредотачиваясь в ущельях и долинах палеорельефа и подчиняясь закону движения поверхностных вод. Незначительная часть формирующихся подземных вод, встречая межлавовые водоупорные слои (литомарге), туфы, туфолавы или глинистые озерные отложения (залегające в районе с. Апарана на абсолютной отметке 1700 м), выклиниваются в виде многочисленных постояннодействующих и сезонных родников на склонах горы Арагац. Основная часть подземных вод, циркулирующих на поверхности субстрата, в конечном счете сосредотачивается, по-видимому, в эрозионной, глубоко врезанной, древней долине, расположенной в западной части массива горы Арагац и имеющей направление СЗ—ЮВ. Этот мощный подземный поток горы Арагац в количестве 90% всех подземных вод выклинивается в районе оз. Айгер-лич в Араратской долине на отметке 900 м.

Таким образом, в пределах абсолютных отметок 4095—1500 м выходят 214 родников с общим среднегодовым дебитом 2850 л/с, а основной подземный поток в количестве 25000 л/с выходит у Айгерлич и Араратской долине на отметке 850 м.

На горе Арагац намечаются три термические и гидрохимические вертикальные зоны: первая—4095—2800, вторая—2800—1500 и третья—1500—900 м.

II. Режим родников

Стационарные режимные наблюдения над колебанием дебита по времени, температурой и химическим составом вод, произведенные по общепринятой методике, начиная с 1945 года. Гидрогеологической режимной станцией УГ и ОН Арм. ССР легли в основу нижеприведенных анализов, осуществленных нами. Результаты наблюдений приводятся в годовых и сводных отчетах указанной станции.

На массиве горы Арагац существует 225 родников, из которых 55 являются сезонными, т. е. действующими в течение нескольких месяцев от 5 до 8, после чего их действие прекращается и они перестают функционировать. Остальные 170 родников являются постояннодействующими.

Анализ хода колебаний дебита родников показывает, что последний для некоторых родников колеблется резко.

Такая резкая разница между характером колебания дебита различных родников, приуроченных исключительно к трещиноватым вулканогенным породам г. Арагац, в основном зависит от скорости движения подземных вод и количества инфильтрующихся атмосферных вод. Многие исследователи предполагают, что в условиях развития лавовых пород влияние атмосферных осадков на дебит родников сказывается в течение нескольких месяцев или до одного года, так как по их представлению скорость движения инфильтрующихся вод в сильно трещиноватых лавах настолько интенсивна, что инфильтрующиеся атмосферные осадки должны дойти до родника в течение нескольких месяцев. Отсюда и делают вывод, что существует определенная связь между количеством атмосферных осадков в области питания родника данного года и его дебитом в этом же году. На самом деле такая связь существует для родников, область которых расположена весьма близко от места выхода родника, настолько близко, что атмосферные осадки, проникающие в породы, преодолевают это расстояние в течение нескольких месяцев. Но существуют даже сезонные родники, для которых связь между атмосферными осадками и дебитом сказывается по истечении нескольких лет. В этом отношении очень интересны наблюдения гидрогеологической режимной станции над сезонными родниками Агинского района и около с. Гезлу (наблюдательные точки № 183/106, 163/94) и над постоянным—Бадали-ахбюр и Гргран в селе Апаран (наблюдат. точки № 1—/2 и 4—6/5, см. карту родников), интерпретация которых приведена в диссертационной работе Саркисяна П. Т. по геологии и гидрогеологии массива горы Арагац.

«1949 год в Армении был засушливым, в высокогорных районах оттаивание снега произошло за короткий промежуток времени. Осадков в виде дождя выпало мало, вследствие чего питание подземных вод было незначительным, благодаря чему постояннодействующие родники должны иметь небольшой дебит, а сезонные вовсе иссякнуть. Однако в действительности наблюдалась обратная картина: сезонные родники не

иссякли в 1949 году, а на постояннодействующие родники засуха не отразилась. В следующем, 1950 году имело место обратное явление—несмотря на медленное оттаивание снега и значительное выпадение осадков в виде дождя (1054,9 мм в год), дебит постояннодействующих родников несколько уменьшился по сравнению с предыдущим годом, а действие сезонных родников прекратилось. Так, например, в 1949 году средний годовой дебит родника Гргран был 8,4 л/с, а родника Бадали-ахбюр—12,2 л/с, а в 1950 году средний годовой дебит родника Гргран был 4,9 л/с, а родника Бадали-ахпюр—11,6 л/с».

Приведенные примеры показывают, во-первых, что осадки текущего года не сразу сказываются на дебите родников, а через год и более, во-вторых, на медленном движении подземных вод. Мы не располагаем коэффициентами фильтрации лавовых пород, развитых на горе Арагац, но мы располагаем массовыми (более 200) определениями этого коэффициента в лавовых породах, развитых по реке Раздан, осуществленных как опытными откачками, так и опытными нагнетаниями, где среднее значение его не превышает одного метра в секунду. Если даже эту величину увеличим в несколько раз для лавовых пород г. Арагац, то получится, что в течение одного года подземные воды могут пройти путь примерно в один километр. Это значит, что если область питания родника находится на расстоянии 5 км, то атмосферные осадки, проникающие в лавовые породы в области питания, дойдут до родника примерно в течение 5 лет. А атмосферные осадки, выпадающие на поверхность всего массива Арагац и питающие крупные родники Айгер-лич, расположенные на расстоянии 40 км от вершины г. Арагац, должны дойти до Араратской долины от 10 до 40 лет (в зависимости от того, в какой части горы Арагац инфильтровались воды).

Учитывая действительные скорости движения подземных вод в лавовых породах горы Арагац, необходимо констатировать, что инфильтрующиеся воды доходят до родников в совершенно различные промежутки времени.

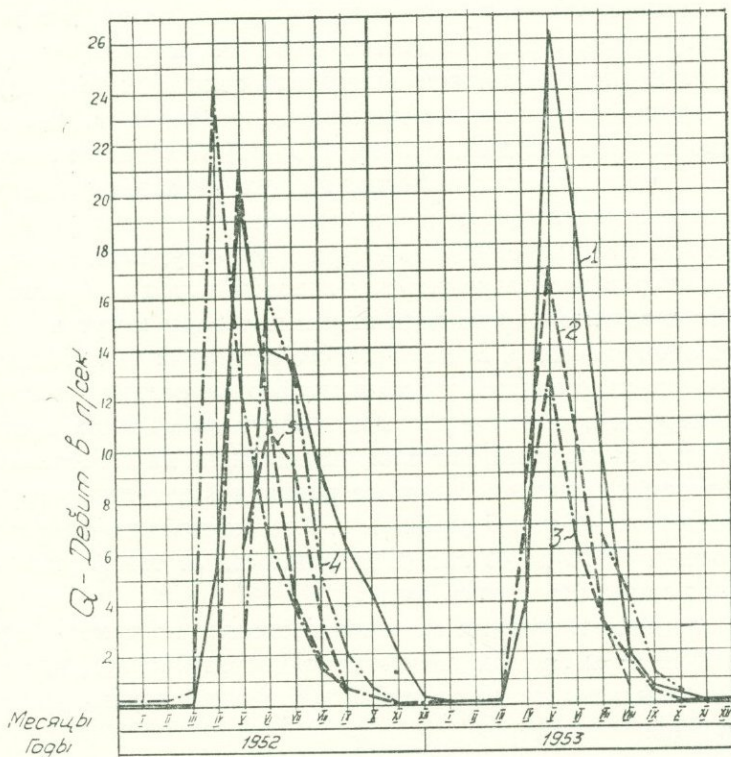
Принимая во внимание действительные скорости движения подземных вод в лавовых породах, можно осуществить систематизацию кривых дебита родников по времени и подразделение их на вышеописанные группы, подробное описание которых дается ниже.

1. Сезонные родники — Катнов-ахбюр (н. т. № 183/106), расположенный на абсолютной высоте 1900 м; Луйс-ахпюр (н. т. № 163/94) — в 1,3 км к СВ от с. Гезлу и Чаирнери-ахпюр (н. т. № 23/23) — в 10 км к югу от с. Нигатун на высоте 1860 м действуют в течение пяти-шести месяцев, после чего прекращают свое действие. Как видно из кривых (фиг. 1), дебит их начинается с нуля, доходит до своего максимума, после чего резко наступает понижение и доходит опять до нуля. Максимальный дебит довольно внушительный, колеблется от 10 до 18 л/с. Характерно, что родник № 23/23 за 8 лет всегда проявляется в апреле

* Графики приведены не за 15 лет, которые занимают много места, а за 2 года.

месяце и иссякает в августе—сентябре, а родники 163/94 и 183/106 появляются в мае—июне, а иссякают только в октябре—ноябре. Сезонные же родники (н. т. № 94/53, 142—146/71), расположенные около села Кошабулаг и Налов-ахпюр—в 1,2 км СЗ от с. Шгаршик на абсолютной высоте 2020 м, никогда не иссякают до конца года. Максимум дебита их, колеблющийся от 5 до 26 л/с, резко падает и доходит до десятых долей литра в секунду, который держится в течение 4—5 месяцев неизменным.

График колебания среднемесячных дебитов сезонных родников



Графики родников:

- | | |
|-----------|------------|
| 1. 146/71 | 4. 183/106 |
| 2. 23/23 | 5. 163/94 |
| 3. 94/53 | |

Фиг. 1.

затем начинается резкое поднятие с марта месяца. В двух последних родниках максимальные расходы в сотни раз превышают минимальные. Для сезонных родников характерным являются довольно большие максимальные дебиты и резкие повышения и понижения их.

2. Постояннодействующие родники с интенсивным сезонным питанием. На массиве горы Арагац есть родники, которые имеют постоянный дебит, колеблющийся для различных родников от 1 до 5 л/с, и довольно большое сезонное питание. Постоянная составляющая этого питания остается почти неизменной в течение 3—4 зимних месяцев, после чего

дебит резко повышается от 13 до 37 л/с. Повышение до максимума и понижение до минимума протекает так же резко, как у сезонных родников, и кривые этой части почти повторяют таковые последних.

Так, например, родник Пир-булах, расположенный на высоте 1960 м к СВ от с. Инаклу (н. т. №№ 93/52), в течение пяти месяцев имеет по-

График колебания среднемесячных дебитов постояннодействующих родников с интенсивным сезонным питанием

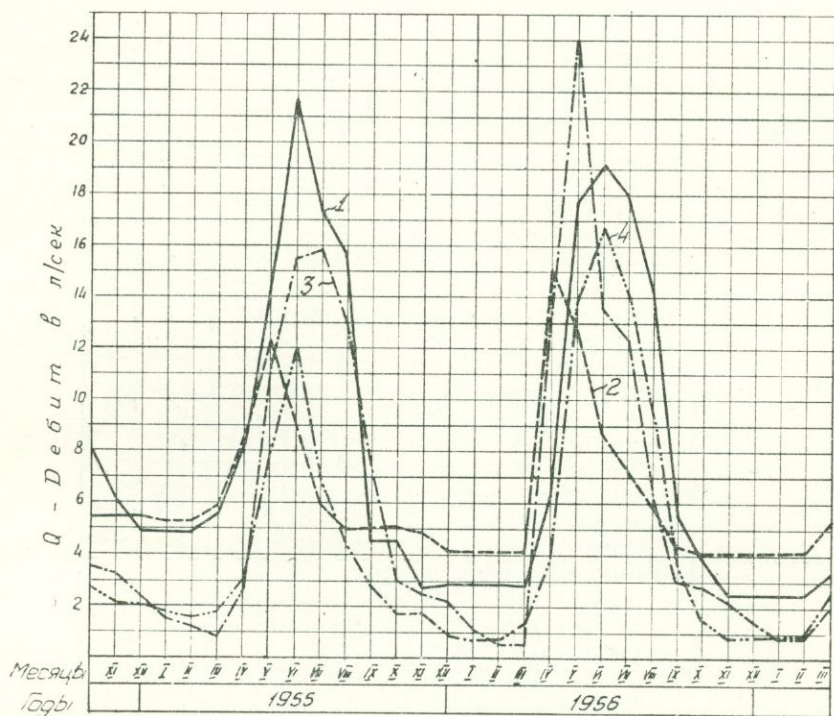


График родников.

- | | |
|-----------|-------------|
| 1. 141/77 | 3. 85-87/47 |
| 2. 93/52 | 4. 140/78 |

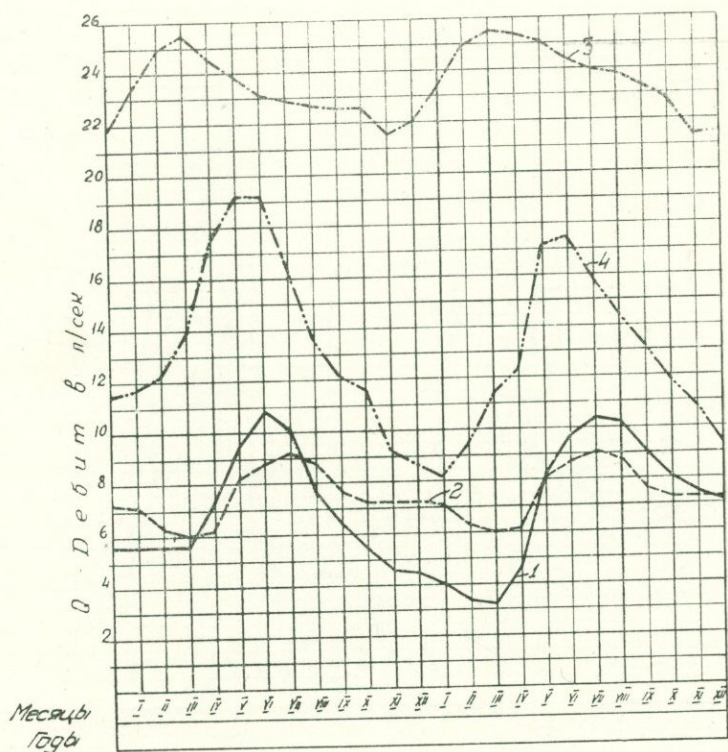
Фиг. 2.

стоянный дебит в 5 лет и кривая в этой части представляет прямую линию в течение 7 лет, а начиная с марта месяца каждого года дебит резко повышается до 13—20 л/с. Характерно, что максимальный дебит, обязанный временному питанию, колеблется от 13 до 20 л/с, между тем минимальный дебит остается постоянным (фиг. 2). Такой же режим имеют следующие родники: Гюхи-ахпюр, в с. Аван, расположенный на абсолютной отметке 1400 м (н. т. № 85—87/47), Ули-булаг (н. т. № 141/77)—на абсолютной отметке 2040 м в 800 м к СВ от Шгаршик на высоте 1980 м (н. т. № 140/78). Из представленных фигур можно прийти к выводу, что родники этого типа имеют два питания: постоянное, воды которого формируются на большом расстоянии от родника и в процессе циркуляции количество и скорость их приобретает определенный харак-

тер, и сезонное, область питания которых расположена близко от самого родника.

3. Родники с переменным по синусоиде питанием. Для этих родников характерно то, что ход колебания дебита от своего минимума до своего максимума и обратно до минимума изменяется совершенно плав-

График колебания среднемесячных дебитов родников с переменным по синусоиде питанием



Графики родников:

1. 180-181/105
2. 15-17/14

3. 66-69/40
4. 62-65/36

Фиг. 3.

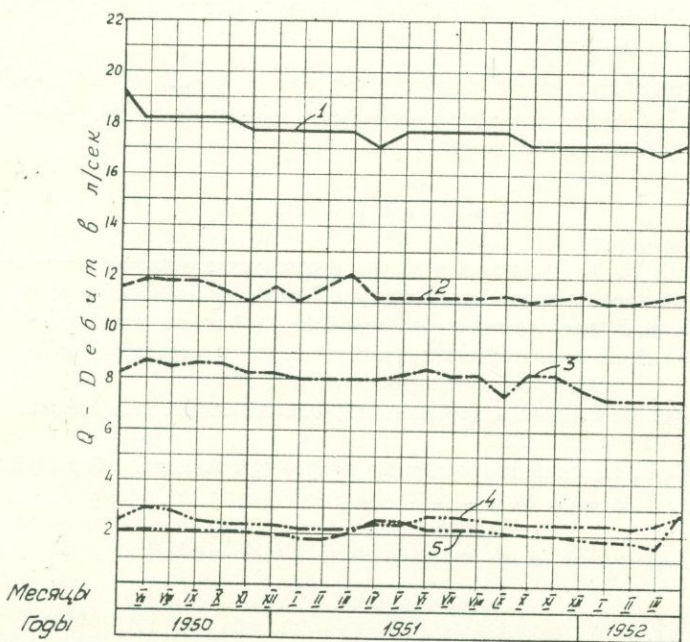
но и график их принимает форму синусоида. Амплитуда колебаний равна половине колебания между максимумом и минимумом, а период колебаний обычно равен одному году. Наблюдения над режимом родников указывают на наличие тесной связи колебаний дебитов родников с метеорологическими факторами, но через какой промежуток времени— можно установить при наличии фигур среднегодовых дебитов за много лет, порядка 15—20.

В качестве иллюстрации амплитуды изменения дебита по синусоиде приводится ход колебаний нескольких родников (фиг. 3). Так, например, у родника Кешиш-оглы-ахпур, расположенного на абсолютной высоте

2030 м в 1,2 км от с. Кармрашен (н. т. 148/86), повышение дебита намечается в декабре или январе, а между тем усиленное снеготаяние на горе Арагац происходит в мае—июне. Понижение дебита происходит совершенно постепенно и медленно.

Дебит родника (н. т. № 62—65/36), расположенного в селе Назреван, отличается тем, что максимум всегда наблюдается в период—август—сентябрь, а своего минимума доходит в довольно большой период—от апреля до июля. Так же поздно, т. е. с августа по октябрь месяцы, наступает максимум дебита родника, расположенного в 150 км к югу от с. Назреван (н. т. 66—69/40). Диапазон максимума весьма большой и колеблется от января до июня, а минимум достигает в сжатые сроки от марта до апреля. Максимум дебита родника, расположенного в 500 м к югу от с. Варденис (н. т. 15—17/14), наступает также в сжатые

График колебания среднемесячных дебитов постояннодействующих родников с установившимся питанием



Графики родников:

- | | |
|----------|-------------|
| 1. 1/18 | 4. 15-17/16 |
| 2. 4-6/5 | 5. 2-3/4 |
| 3. 24/24 | |

Фиг.4.

сроки—от мая до июль месяца. Дебит родника, расположенного в Мендзоре в Агинском районе (н. т. № 180—181/105), изменяется более равномерно, минимум наступает в феврале-марте, а максимум—июне-июле.

4. Постояннодействующие родники с установившимся питанием. Де-

бит родников за все время не изменяется или же изменяется на очень незначительную величину и совершенно незакономерно в смысле продолжительности времени периода колебаний. Ход колебания дебита родников (н. т. № 197/108), расположенных в Агинском районе, (н. т. № 2—3/4)—в с. Апаран и (н. т. № 15—17/16)—в 500 м к югу от с. Варденис, представлены (фиг. 4) почти прямой горизонтальной линией. Такое постоянство указывает на то, что область питания указанных родников находится так далеко, что во время движения вод к роднику, исчисляемое несколькими годами, расход фильтрационного потока уравнивается и принимает в конечном счете постоянный характер.

Таким образом, можно прийти к выводу, что атмосферные осадки, проникающие в лавовые породы, доходят до межлавого водоупора и по нему протекают к роднику в течение нескольких лет в зависимости от фильтрационных свойств пород и от расстояния до области питания. Для указанных родников обильные атмосферные осадки, выпадающие весной выше абсолютной отметки 2000 м, и таяние снегов никак не отражаются на их дебите, что подтверждает высказанное мнение дальности области питания.

Наблюдения над дебитом многочисленных родников горы Арагац показывают, что режим их подчиняется одной из четырех закономерностей, описанных выше.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на горе Арагац. «Тр. Института Географии АН СССР», т. 47, вып. 4, 1950.
2. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Сборн. «Алагез», т. I. Изд. АН СССР, 1931.
3. Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагез. «Труды СОПС АН СССР», серия закавказская, т. I, 1931.
4. Евангелидис П. Г. К характеристике гидрогеологии массива Алагез. Сборн. «Алагез», т. II, вып. I, 1932.
5. Коплан С. И. Краткий гидрогеологический очерк Алагеза. Сборн. «Алагез», т. II, вып. I, 1932.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
К. Н. Паффенгольц (С. С. Мкртчян)	7
Список опубликованных работ К. Н. Паффенгольца	11
К. И. Карапетян. Об оледенении Гегамского нагорья	15
Л. Н. Зограбян. Подвергались ли оледенению горы Лалвар, Хуступ и Арамазд?	23
И. Н. Сафронов. Доюрский пенеплен северного Кавказа и его преобразование в мезозое	28
С. П. Бальян и П. С. Бошнагян. Палеогеография и некоторые вопросы гидрогеологии бассейна озера Севан	37
А. Е. Птухян. О филогении группы <i>Nummulites partschi</i>	49
А. Т. Вегуни. Расчленение среднего эоцена южной Армении по фауне нуммулитов	56
Б. С. Вартапетян. К вопросу о возрасте интрузивов Армянской ССР	63
Б. М. Меликсетян. К минералогии, геохимии и генезису щелочных пегматитов Мегринского плутона	71
Н. Ф. Татришвили. К вопросу о происхождении палеозойских гранитоидов южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи	99
А. М. Демин, Э. Э. Сендеров. К вопросу о происхождении сиенитдиоритов северо-западного Кавказа (на примере Заканского массива)	107
Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахашвили, И. И. Кикнадзе. Петрографические особенности Кыртыкской метаморфической свиты на северном Кавказе	119
С. Б. Абовян. Стадии серпентинизации в ультраосновных и основных породах Арм. ССР	133
Ю. Ир. Половинкина. Роль и значение пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев в докембрийских массивах	140
И. Н. Ситковский. Ассимиляция магмой боковых пород как фактор петрохимического разнообразия интрузивных комплексов и их металлогенической специализации	146
Р. Т. Джрбашян, О. П. Елисеева, А. С. Остроумова, М. А. Фаворская. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении	155
Р. Н. Абдуллаев. Особенности верхнемелового вулканизма Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа	165
Э. Г. Малхасян. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района	177
С. Ш. Саркисян. О кварцевых порфиритах окрестностей сел. Лермонтово и их изменениях	187
А. С. Остроумова. Третичный вулканизм западного Даралагеца	197
В. П. Асратян. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР	205
В. Н. Котляр. О различиях в условиях формирования глубинных и близповерхностных месторождений	216
В. Г. Гогишвили. К металлогении Алавердско-Болнисской рудной области	228
К. А. Карамян. Особенности структуры и минерализации Айгедзорского молибденового месторождения	236
А. Н. Назарян. Режим родников горы Арагац	248

*Печатается по рекомендации ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Отв. редактор Э. Г. МАЛХАСЯН
Переплет художника Г. ХУДЫКЯНА
Технический редактор М. А. КАПЛАНЯН
Корректор М. Т. ДАЛЪВАДЯНЦ

Сдано в производство 26/VII 1963 г. Подписано
к печати 23/IV 1964 г. ВФ 06595. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 16,12+4 вкл. Уч.-изд. л. 18,43. Тираж 1000.
Заказ 396. РИСО 857. Изд. № 2302.
Цена с пер. 1 руб. 50 коп.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, ул. Барекамутян, 24

14579