

СТРАТИГРАФИЯ
И ЛИТОЛОГИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

ГРЕНАЦ



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Հ Ա Յ Կ Ա Կ Ա Ն Ս Ս Հ
Ս Տ Ր Ա Տ Ի Գ Ր Ա Ց Ի Ա Ն
ԵՎ
Լ Ի Թ Ո Ւ Ո Գ Ի Ա Ն

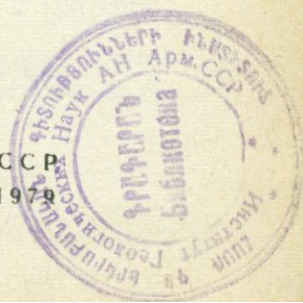
Հ Ա Յ Կ Ա Կ Ա Ն Ս Ս Հ Գ Ա Հ Ր Ա Տ Ա Ր Ա Կ Չ ՈՒ Թ Յ ՈՒ Ն
Ե Ր Ե Վ Ա Ն 1979

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ
И
ЛИТОЛОГИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1979



2751

3

Первая часть книги посвящена вопросам стратиграфии и палеонтологии палеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. На основании монографического определения фаун нуммулитид проводится сопоставление разрезов и стратиграфическое расчленение отложений.

Вторая часть посвящена вопросам геологии, литологии и палеовулканизма мезозойских вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР: вулканогенно-карбонатной, кремнисто-вулканогенной, вулканогенно-обломочной. На фоне литолого-формационного анализа проводится детальная характеристика главных типов пород и полезных ископаемых, подробно рассматриваются вопросы вулканогенно-осадочного породообразования.

Книга рассчитана на стратиграфов, палеонтологов, литологов и вулканологов, занимающихся мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Ответственные редакторы

А. А. ГАБРИЕЛЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, М. А. САТИАН

С $\frac{20801}{703(02) - 79}$ 89-76

© Издательство АН Армянской ССР. 1979

С. М. Григорян

ФАУНА НУММУЛИТИД ВЕРХНЕОЦЕНОВЫХ И
ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Палеогеновые отложения широко распространены на территории юго-западной части Армянской ССР. Здесь имеется полный разрез указанных отложений, охарактеризованный богатой фауной. Присутствие в этих отложениях представителей отряда нуммулитид, наряду с большим количеством моллюсков, микрофауны, кораллов, морских ежей и других групп ископаемой фауны, дает исключительно благоприятный материал для детальных стратиграфических исследований.

Большое значение для стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Армении имеют нуммулиты, широкое географическое распространение и быстрая вертикальная изменчивость которых позволяет выделить ряд палеонтологических зон и горизонтов, прослеживающихся на значительные расстояния.

Однако фауна нуммулитид, являющаяся столь важной для расчленения палеогеновых отложений, до сих пор осталась монографически почти неизученной^х. Настоящая работа, посвященная изучению нуммулитид верхнеоценовых и олигоценых отложений юго-западной части Армянской ССР, в некоторой степени восполняет этот пробел.

В основу этой работы положены составление детальных

^х Описание нескольких видов отряда нуммулитид имеет-
ся в работе Б. Ф. Мефферта (1931) и в неопубликованной ра-
боте Р. Н. Рябинина (1938).

стратиграфических разрезов, сбор фауны и последующая их монографическая обработка.

Работа выполнена под руководством члена-корреспондента Академии наук Армянской ССР А. А. Габриеляна.

Монографическая обработка фауны производилась в Москве в Геолого-разведочном институте им. Орджоникидзе под руководством профессора Г. И. Немкова, а также в Тбилиском государственном университете под руководством академика АН Грузинской ССР И. В. Качарова.

Автор при монографической обработке фауны консультировался у научного сотрудника Украинского геологического управления М. В. Ярцевой.

Мелкие фораминиферы определены Н. А. Саакян, а моллюски верхнеэоценовых и олигоценовых отложений — П. М. Асланяном.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТИГРАФИИ И ФАУНЫ НУММУЛИТИД ПА- ЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Первые сведения о присутствии нуммулитов в третичных отложениях Армении даны в работах Г. Аби́ха (1899, 1902), большой заслугой которого в области изучения третичных отложений Армении являлось монографическое описание третичной фауны различных районов Армянского нагорья.

В своей работе (1902) он описал следующие нуммулиты: *Nummulites laevigatus* Lam., *N. lucasana* Defr., *N. biaritzensis* d'Arch., *N. perforata* d'Orb., *N. exponensis* Sow., *N. granulosus* d'Arch., *N. planulata* d'Orb., *N. obesa* Leym., найденные в желтоватых известняках эоцена окрестностей Байбурта. Кроме того, из Мамахатуна (Турецкая Армения) описывалось Г. Аби́хом *Heterostegina* sp. indet., *Amphistegina nummulitinaeformis* nov. forma, *Polystomella* sp. indet.

Данные по фауне нуммулитов имеются также в работах геологов Кавказского управления — Г. Цулукидзе, В. Архипова и Г. Халатова (1869).

Ими проводились геологические исследования в Нахичеванском крае, Айоцдзоре и Сюнике. Из юго-восточной части Нахичеванского края, по определению Г. Аби́ха, вышеуказанные авторы приводили следующие нуммулиты: *N. laevigata* Lam., *N. sublaevigata* d'Arch., *N. ramondi* Defr., *N. lucasanus*. Из серых источников близ Бельев этого же края указывались:

Nummulites laevigata Lam., *N. planulata* d'Orb., *N. ramondi* Defr., *N. perforata* d'Orb.

В Айоцдзоре у с. Койтун (ныне с. Гетап) ими была собрана богатая фауна нуммулитов: *Nummulites laevigatus* Lam., *N. perforatus* Montf., *N. globulus* Leym., на основании которой был установлен среднеэоценовый возраст туфогенной толщи Айоцдзора. Ими были также исследованы верхнеэоценовые отложения близ с. Малышка в Айоцдзоре. Следует отметить, что многие их палеонтологические определения в настоящее время уже устарели. Так, например, в палеонтологических списках одновозрастных отложений указывалось совместное нахождение нижнеэоценового вида *N. planulatus* и *N. perforatus*, характерного для верхней части среднего эоцена. Изображение и описание этих форм не приводились, что делало невозможным их сравнительное изучение.

Более подробные данные по стратиграфии палеогеновых отложений Армении имеются в работах Ф. Освальда (1916). Светло-серые известняки у с. Вохчаберд (Приереванский р-он) он отнес к олигоцену, указывая на присутствие в них ископаемых форм, характерных для слоев Кастель-Гомберто (Северная Италия).

В его сводной работе (1916) содержится ряд палеонтологических исправлений списков фауны прежних исследователей, однако приведенный список нуммулитов и орбитоидов также основан на устарелых палеонтологических определениях. Например, нельзя согласиться с указанием о совместном нахождении *N. planulatus* и *N. intermedius*, ибо первый из указанных видов характерен для нижнего эоцена, а второй — для олигоцена. Ф. Освальд, основываясь на подобных неправильных определениях фауны, известняки района с. Малышка относил к олигоцену. Впоследствии Б.Ф. Меффертом (1931) фаунистически была обоснована принадлежность этих известняков к верхним слоям лютетского яруса и к оверзскому ярусу.

Большую стратиграфическую и регионально-геологическую работу в Армении проводил в 1910—1930 гг. французский геолог П. Бонне, который на основании собранной им богатой фауны нуммулитов и моллюсков впервые установил олигоценовый возраст песчаноглинистой толщи долины р. Шагап.

Нуммулитовой фауне из темных известняков бассейна оз. Севан посвящена небольшая работа С. С. Кузнецова (1927), в которой приводится описание следующих видов: *Nummulites planulatus* Lam. sp., *N. irregularis* Desh., *N. globulus* Leym. var. *subramondi* de la Harpe, *N. atacicus* Leym. var. *guettardi* d'Arch. de la Harpe.

На основании указанных нуммулитов он датирует возраст вмещающих пород как средний эоцен (лютетский ярус).

Нельзя согласиться с мнением С. С. Кузнецова, который относил формы (табл. 1) к *N. planulatus*, а формы (табл. 2а, б, с) к *N. irregularis*. Эти формы по внутреннему строению должны быть отнесены к *N. atacicus*.

В 1929–1930 гг. в Приереванском районе геолого-съемочную работу проводил П. П. Гамбарян (1934), который впервые составил геологическую карту низовьев р. Раздан. Наряду с петрографическим исследованием, он коснулся также возраста третичных отложений этого района. На основании предварительного определения С. С. Кузнецовым нуммулитов — *N. atacicus*, *N. perforatus*, *N. laevigatus*, *N. brongiarti* песчано-глинистую толщу и коралловые известняки района с. Шорагбюр он отнес к верхнему эоцену.

Однако в дальнейшем никем из геологов, работавших в этом районе, не был найден подобный комплекс нуммулитовой фауны.

В указанных отложениях в массовом количестве встречается фауна нуммулитов олигоценного возраста — *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* J. et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe, описание которых проводится в настоящей работе.

Первая обстоятельная работа по нуммулитам Армении была выполнена Б. Ф. Меффертом в 1931 г. по материалам А. П. Кржечковского и В. Н. Котляра, производивших геологическую съемку в Айоцдзоре.

В работе Б. Ф. Мефферта дается палеонтологическое описание главнейших ископаемых представителей неммулитид, пеллипод, гастропод, встречающихся в туфогенной и известняковой свитах эоцена Айоцдзора. В составе отряда *Nummulitida* из туфогенной свиты Айоцдзора им описаны: *Operculina granulosa* Leym., *O. aff. lybica* Schwager (А), *Assilina exponens* Sow., *A. exponens* Sow. var. (cf. *spira* de Roissi (В)), *N. atacicus* Leym., *N. sub-atacicus* Douv., *N. partsichi* de la Harpe var. n., *brongiarti* d'Arch.

et Haime, *N. oswaldi* n. sp., *N. gizehensis* Ehrenb. de la Harpe var. *armeniensis* n. var.

Из известняковой свиты — *Heterostegina* sp., *Pellatispira armenica* Meff., *Discocyclina umbo* Schfahautl var. *minor* n. var. *D. sella* d'Arch., *D. discus* (Rütim.) *D. varians* Kaufmann, *D. nummulitica* (Gümbel), *D. chudeau* (Schlumberger), *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A. cf. taramellii* M.-Chalm., *Asterocyclina radians* d'Arch., *A. patellaris* Schlotheim, *A. furcata* Rütim.

Описание видов сопровождается сравнением с соответствующими видами эоцена Западной Европы, в частности средиземноморской области, при этом автор установил ряд новых вариантов и расовых форм.

На основании описанной фауны автор пришел к заключению, что туфогенная свита эоцена Айюцзора принадлежит преимущественно к средней и верхней частям лютетского яруса, а известняковая свита — к оверзскому ярусу.

Описание некоторых видов нуммулитов из разных районов Армении, по сборам К. Н. Паффенгольца, имеется в рукописной работе А. Н. Рябинина "Нуммулиты Закавказья" (1938).

Из известняков близ с. Шорагбюр, по сборам К. Н. Паффенгольца А. Н. Рябининым, приводится описание следующих, стратиграфически несовместимых видов: *N. laevigatus* Brug., *N. fabianii* (Prever) (B), *N. striatus* (Brug.).

А. Н. Рябинин в одном случае, основываясь на присутствии *N. laevigatus*, вышеуказанные известняки относил к лютетскому ярусу, а в другом — приабонскому ярусу, на основании присутствия *N. striatus* (Brug.) и *N. fabianii* (Prever).

Из коралловых известняков олигоцена близ с. Вохчаберд он описал *Nummulites vascus* Joly et Leym., *N. boucheri* de la Harpe, *N. fichteli* Mich., *N. intermedius* d'Arch.

В настоящее время можно считать установленным, что известняки близ сс. Шорагбюр и Вохчаберд содержат вполне одинаковую нуммулитовую фауну — *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. incrassatus* d. l. H. и являются синхронными (олигоценовыми).

После Г. Абиха наиболее полные и подробные данные по геологии Армении имеются в работах К. Н. Паффенгольца.

Он впервые составил общую схему стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Армении, которая в дальнейшем подвергалась уточнению и дополнению на основании новых данных ряда других исследователей.

Свыше 20 лет третичными отложениями занимается А. А. Габриелян. Он составил новую более детальную схему возрастного расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армении, опираясь на богатый палеонтологический и регионально-геологический материал.

В палеогеновых отложениях Армении им выделяются семь нуммулитовых горизонтов, соответствующих эпохам обновления в эволюционном развитии фауны (1958).

Первый горизонт относится к нижнему эоцену и характеризуется появлением и затем значительным распространением мелких видов *N. globulus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *N. ataticus* Leym.(A,B), *N. pustulosus* Douv., *N. aquitanicus* Ben.

наряду с полным отсутствием крупных нуммулитов.

Два следующих горизонта выделяются в среднем эоцене:

а) нижний, горизонт с фауной *N. laevigatus* Brug., *N. lucasi* d'Arch., *N. granifer* Douv., *N. pustulosus* Douv.,

для южной нуммулитовой провинции и *N. murchisoni* Brun., *N. irregularis* Desh., *N. distans* Desh.

для северной нуммулитовой провинции,

б) верхний, горизонт с фауной *Nummulites perforatus* (Montf.) *N. brongniarti* d'Arch., *N. gizehensis* Fors.

Четвертый нуммулитовый горизонт (горизонт с *N. millescaput*) — переходный между средним и верхним эоценом с *N. millescaput* Boub., *N. perforatus* (Montf.), *N. striatus* Brug., *Actinocyclus radians* d'Arch., *D. pratti* Mich., *D. sella* d'Arch., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp.

Этот горизонт по своему стратиграфическому положению и составу фауны, по мнению А. А. Габриеляна, соответствует, так называемому "оверзскому" ярусу. Последний выделяется в разрезах Западной Европы и относится одними исследователями к верхнему, а другими — к среднему эоцену. А. А. Габриелян воздержался от окончательного решения вопроса возраста горизонта ввиду недостаточного количества имевшихся в это время данных.

В настоящее время доказан верхнеэоценовый возраст этого горизонта.

В отложениях верхнего эоцена им выделяются два горизонта: а) нижний, горизонт с *N. striatus* (преобладает в составе фауны), которому сопутствуют многочисленные дискоциклины и гетеростегнины — *Discocyclina sella* d'Arch., *D. discus* (Rutm), *D. varians* Kaufm., *D. nummulitica* (Gümb.), *Actinocyclus radians* d'Arch., *A. furcata* Rüt.

б) верхний горизонт с *N. fabianii*, в котором преобладает *N. fabianii*, а другие верхнеэоценовые нуммулиты, орбитоиды, изобилирующие в нижнем горизонте, резко сокращаются в количестве и видовом составе.

Наши исследования показали, что экземпляры *N. fabianii*, происходящие из горизонта с *N. fabianii*, выделенного А. А. Габриеляном, отличаются от типичного *N. fabianii*, и являются переходной формой между *N. fabianii* и *N. intermedius*.

Новая смена фауны, по данным А. А. Габриеляна, происходит на рубеже эоцена и олигоцена и отличается полным вымиранием орбитоидов, дискоциклин и большинства верхнеэоценовых нуммулитов.

Из последних только *N. incrassatus* переходит в олигоцен, с которым филогенетически связан новый олигоценовый вид *N. vascus*.

Олигоценовые отложения, развитые в Приереванском районе, в бассейнах рек Веди и Шаган и в Западном Айондзоре, подразделены А. А. Габриеляном на четыре горизонта и зоны: зона с *Var. fallax*, горизонт с *Pecten arcuatus*, горизонт Циреновых песчаников, горизонт Кяра-Молла.

Первые два горизонта он относит к нижнему, а два последних — к среднему олигоцену.

Изучением палеогеновых отложений Армении в течение многих лет занимался также А. Т. Асланян. В своей сводной работе (1958), в главе "Стратиграфия кайнозоя", он дает общий анализ также и третичных отложений по трем основным оротектоническим поясам — Антикавказскому, Севанскому и Араксинскому.

Вопреки мнениям А. А. Габриеляна, К. Н. Паффенгольца и др. А. Т. Асланян отрицает наличие палеоценовых и нижнеэоценовых отложений в Армении и считает, что разрез палеогеновых образований начинается со среднего эоцена. Он приводит следующее деление палеогеновых отложений Армении:

1) средний эоцен (лотетский ярус) с характерными среднеэоценовыми нуммулитами — *Nummulites perforatus*, *N. lucasi*, *N. laevigatus*,

2) верхний эоцен (оверз-приабон) с *N. striatus*, *N. contortus*, *N. fabianii*,

3) нижний олигоцен (латорфский) с *Pecten arcuatus*, *Nummulites intermedius*, *N. vascus*,

4) средний олигоцен (рюпельский) с *Pectunculus obovatus*, *Nummulites vascus*,

5) верхний олигоцен-нижний миоцен (Дилижанская толща).

Детальные исследования последних лет в ряде районов республики установили широкое распространение палеонтологически охарактеризованного нижнего эоцена (слой с *Nummulites planulatus* Lam., *Acarinina crassata* Cushman, и палеоцена (слой с *Globigerina triloculinoides* Plum., *G. varianta* Subb., *Globorotalia angulata* White, *Charltonina subbotinae* Martirosian).

Изучением нуммулитовой фауны из третичных отложений различных районов Армении занимался также А. А. Асатрян, работы которого, к сожалению, остались неопубликованными.

В изучении нуммулитовой фауны значительны заслуги И. В. Качарава и Г. И. Немкова.

По сборам Н. А. Саакян, из Шорагбюрской антиклинальной складки, И. В. Качарава определил *N. intermedius* и *N. incrasatus*, а вмещающие породы были отнесены им к олигоцену.

В 1954 г. в Вединском районе у с. Чиман А. А. Атабекяном был найден, а Г. И. Немковым определен гигантский нуммулит (диаметром 120 мм) *N. millecaput*. До этой находки самым крупным нуммулитом в СССР считался *N. gizehensis* (диаметром 60 мм). Затем, в 1958 г. Г. И. Немковым найдены и кратко описаны в отложениях с *N. millecaput* из вышеуказанного места *Spiroclypeus* ex gr. *granulosus* Bous. *Grzybowska multifida* Bieda,

на основании которых возраст вмещающих пород был определен как верхнеэоценовый. В своей капитальной монографии — "Нуммулиты Советского Союза и их биостратиграфическое значение" (1967) Г. И. Немков совместно с многочисленными нуммулитами различных районов СССР приводит и описание многих видов нуммулитов из Армении.

Изучением палеогеновых отложений юго-западной Армении (бассейн рек Арпа-Веди) начиная с 1954 г. занимается А. Т. Вегуни. Им опубликован ряд работ (1956, 1959, 1960, 1961), в которых дана детальная схема стратиграфического расчленения эоценовых и олигоценовых отложений, основанная преимущественно на фауне нуммулитид.

За последние годы нуммулитовой фауной Армении и, в частности, ниже-среднеэоценовыми нуммулитами занимается А. Е. Птухян. Им опубликован ряд работ (1959, 1966, 1967 и др.) в которых дано описание ряда важнейших групп нуммулитид и обсуждены вопросы их филогении и систематики.

Конхилиофауна, встречающаяся совместно с нуммулитами, изучалась В. В. Богачевым (1940), Б. П. Жижченко (1943, 1949, 1953), А. А. Габриеляном (1945), И. А. Коробковым (1939) и др. Указанная фауна из верхнеэоценовых и олигоценовых отложений юго-западной части Армянской ССР монографически описана И. М. Асланяном (1960).

Изучением ископаемой флоры занимались И. В. Палибин (1939), А. Л. Тахтаджян (1946), П. А. Мчедlishvili (1959) и др.

Исследованием микрофораминифер палеогеновых отложений занимались Н. А. Саакян (1957, 1960 и др.) Ю. А. Мартиросян, 1968, а остракодами — С. А. Бубикян (1968). Споропыльцевой комплекс изучался Я. Б. Лейе (1960).

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории юго-западной части Армянской ССР породы палеогенового возраста пользуются наибольшим распространением по сравнению с отложениями других геологических систем и характеризуются разнообразием фаций. Представлены они осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и лагунноконтинентальными образованиями.

Они хорошо обнажаются в бассейнах рек Азат, Веди и Шагап, в Шорагбюрской антиклинальной долине (Приереванский р-он), в Советашенской синклинальной долине (Вединский р-он), в районах сс. Элпин, Ринд, Ахавнадзор (Ехегнадзорского района).

Эти образования относятся к дат-палеоцену, эоцену и олигоцену.

Отложения дат-палеоценового возраста на исследуемой территории, как и на всей территории Армянской ССР, имеют ограниченное распространение.

К указанному возрасту относится (по А. А. Габриеляну) однообразная свита терригенного флиша, состоящего из мергелей, кремнистых известняков, сланцеватых глин, алевролитов и песчаников с хорошо сохранившимися флишевыми знаками.

В бассейне р. Веди указанная флишевая свита - Котуцкая свита, мощностью 350-400 м, местами согласно залегает на фаунистически охарактеризованном маастрихте и перекрывается с базальным конгломератом в основании, толщей песчаников и плотных нуммулитовых известняков нижнего эоцена. В других местах отложения дат-палеоцена трансгрессивно перекрывают различные горизонты отложений сенона.

В нижних горизонтах этой флишевой свиты Ю. А. Мартиросян определены датские фораминиферы - *Marginulina plenicostata* Mart., *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoidea* Plum., а в верхней части разреза, отделяющейся от нижней части четко выраженным перерывом, ею определены палеоценовые виды - *Globorotalia angulata* White, *G. ehrenbergi* Boll., *G. membranacea* Ehrenb., *Charltonia subbotinae* Martirosian.

Возрастным и фациальным аналогом этих образований в Приереванском районе, в бассейне р. Азат, является гарнийская свита (мощностью 800-1000 м), которая, по данным А. А. Габриеляна, со значительным угловым несогласием налегает на известняковую формацию верхнего сенона и перекрывается фаунистически охарактеризованными породами среднего эоцена.

В Западном Айоцдзоре палеоценовые образования обнажаются в районе с. Ахкенд и представлены перемежающейся толщей известняков, мергелей, глин и песчаников общей мощностью до 200 м и содержит, по данным Ю. А. Мартиросян (1954), *Globorotalia angulata* White, *Charltonia subbotinae* Martirosian и др. Залегают они на размытой поверхности верхнего мела и перекрываются фаунистически охарактеризованными породами нижне-среднего эоцена.

Отложения дат-палеоцена не содержат нуммулитид.

Эоценовые отложения повсеместно залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на более древних отложениях.

В их составе отчетливо выделяются все три подотдела, как литологически, так и по комплексам нуммулитовой фауны и мелких фораминифер. Здесь не только хорошо отбиваются границы между нижним, средним и верхним эоценом, но и выделяется по крупным и мелким фораминиферам ряд четко охарактеризованных палеонтологических горизонтов, регионально выраженных на территории Армянской ССР.

Нижний эоцен. Отложения нижнего эоцена на территории юго-западной части Армянской ССР пользуются значительным распространением. Они хорошо обнажаются в бассейнах рек Веди, Шагап, в Советашенской синклинальной долине и в других местах. Везде они залегают трансгрессивно, местами с резко выраженным несогласием, на размытой поверхности подстилающих пород от дат-полеоцена вплоть до карбона и перекрываются фаунистически схарактеризованными породами среднего эоцена.

Отложения нижнего эоцена представлены плотными светлыми, розовато-серыми, нуммулитовыми известняками (мощностью от нескольких метров до 100 м), имеющими в основании пачку, мощностью в 4-5 м, базальных конгломератов с гальками верхнемеловых и палеозойских пород.

Возраст этих отложений определяется на основании найденного в них комплекса мелких нуммулитов - *Nummulites globulus* Leym., *N. planulatus* Lam., *Discocyclusina douvillei* (Schlumb.) и мелких фораминифер - *Globorotalia crassata* (Cushman), *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.) и др. (Ю. А. Мартиросян, 1956).

Раньше эти отложения относились к среднему эоцену на основании находок среднеэоценовых нуммулитов (А. А. Габриелян, А. Т. Асланян). Однако дальнейшие наши исследования показали, что среднеэоценовые нуммулиты (горизонт с *N. laevigatus*) появляются только в верхней части указанной свиты и что в большей части (нижних слоях) этих отложений содержатся нижнеэоценовые нуммулиты и дискоциклины.

Нижний эоцен в известняковой фации широко развит также в Айодзюрском антиклинальном хребте, а в районе Селимского перевала и в бассейне р. Азат он выражен в тер-

ригенной флишевой фации.

Средний эоцен. Отложения среднего эоцена на территории юго-западной части Армянской ССР имеют широкое распространение, залегают они трансгрессивно и с угловым несогласием, местами с базальным конгломератом в основании, на различных горизонтах более древних пород, и характеризуются сильной изменчивостью фаций и мощностей.

В Приереванском районе средний эоцен, как и верхний, представлен терригенным флишем, а в бассейнах рек Веди, Шагап и Западном Айоцдзоре — нормально морскими песчано-глинистыми отложениями. В указанных местах нижняя часть среднего эоцена представлена главным образом нуммулитовыми известняками, а верхняя — перемежающейся толщей глин и мергелей, известняков и песчаников.

В Айоцдзоре (бассейн реки Арпа) средний эоцен представлен целиком туфогенной фацией.

Наблюдаются также сильные изменения мощностей в среднеэоценовых отложениях указанных районов. Наибольшая мощность наблюдается в Айоцдзоре, где по данным А. А. Габриеляна, она достигает 2000 м, а резкое уменьшение мощностей среднего эоцена, как и всего палеогена, наблюдается в районе сс. Ланджар — Зовашен (200 — 300 м).

Среднеэоценовые известняки и песчаники переполнены многочисленными нуммулитами и орбитоидами. По нуммулитам в них четко прослеживаются два горизонта, выделенные А. А. Габриеляном (1956): 1) горизонт с *Nummulites laevigatus* Brug., 2) горизонт с *Nummulites perforatus* d'Montf.

Горизонт с *N. laevigatus* охватывает нижнюю часть разреза среднего эоцена, представленную известняками мощностью до 40 — 50 м. Здесь присутствует большое количество крупных фораминиферов (от 3 до 20 — 25 мм в диаметре), среди которых А. А. Габриеляном, а затем нами определены: *Nummulites laevigatus* Brug. (А, В в большом количестве, *N. atacicus* Leym., *N. muchisoni* (Rutim.). (единичные) и др.

Наиболее характерными для этого горизонта является *N. laevigatus*, появлением которого проводится граница между нижним и средним эоценом.

Из мелких фораминифер Н. А. Саакян (1957) указывает *Trinocrotalia aragonensis* (Nutt.).

Горизонт с *N. perforatus* охватывает верхнюю часть среднего эоцена, представленную глинами, песчаниками и песча-

нистыми известняками, мощностью до 500-600 м.

Этот горизонт легко выделяется фауной *Nummulites perforatus* (Mont). (А,В) (в массовом количестве), *N. millicaput* Boub. (А,В), (единичные) *N. brongiarti* d'Arch. et Haime и др.

Верхний эоцен. Отложения среднего эоцена согласно и без существенных изменений фации переходят в верхнеэоценовые и их граница определяется только фаунистически. Однако в Айодзорском синклинии наблюдается трансгрессивное налегание верхнего эоцена на отложения среднего эоцена.

В бассейнах рек Веди, Шаган, в районах сс. Элини, Ринд, Ахавнадзор верхний эоцен представлен свитой, мощностью 200-300 м, глин с прослоями песчаников и нуммулитовых известняков. В последних встречается богатая фауна из отряда *Nummulitida*.

В отложениях верхнего эоцена выделяются три горизонта: 1) горизонт с *N. millicaput* Boub., 2) дискоциклиновый горизонт, 3) горизонт с *N. fabianii*, *retiatus* Roveda.

Горизонт с *N. millicaput* охватывает нижнюю часть разреза верхнего эоцена.

Свое название он берет от преобладающего в ассоциации характерного для него вида *N. millicaput*, который встречается также в верхних слоях среднего эоцена и в средней части эоцена, но в гораздо меньшем количестве.

Породы указанного горизонта (мощностью 35-50 м), представленные чередованием глин, глинистых песчаников и песчаных известняков, хорошо обнажаются в бассейне р. Веди у сс. Чиман, Шаган, в районах сс. Ланджар, Элини.

Горизонт с *N. millicaput* в Армении впервые выделен А. А. Габриеляном (1956) в отложениях, занимающих переходное положение между средним и верхним эоценом. Указанный исследователь воздержался от решения вопроса возраста этого горизонта ввиду недостаточного количества имевшихся в то время данных.

Относительно возраста рассматриваемого горизонта между исследователями имеются разногласия.

Большинство из них, занимающихся изучением нуммулитов Альпийско-Гималайской складчатой зоны, считает что,



крупные нуммулиты характерны только для среднего эоцена и что начало верхнего эоцена фиксируется полным вымиранием этих форм и на этом основании горизонт с *N. millecaput* относит к среднему эоцену. Другие (Ф. Беда, 1959, А. А. Габриелян, 1964, Г. И. Немков, 1958, Т. А. Мамедов, 1967, С. М. Григорян, 1961), учитывая то, что появление форм не везде происходит одновременно в связи с различием физико-географических условий и что в породах горизонта *N. millecaput* появляются и пышно развиваются типичные верхнеэоценовые нуммулитиды — *N. fabianii*, *N. gamieri*, *N. chavannesi*, *N. striatus*, *N. incrassatus*, *Spiroclypeus granulatus*, *Grzybowskia reticulata*, *Pellatispira douvillei* сов-

местно с верхнеэоценовыми мелкими фораминиферами, эти отложения относят к верхнему эоцену.

За последние годы нами собран новый палеонтологический материал, который позволяет более уверенно говорить о верхнеэоценовом возрасте этого горизонта. Из отряда NUMMULITIDA в горизонте с *N. millecaput* нами определены: *Nummulites millecaput* Boub. (A,B) (очень много) *N. perforatus* (Montfort) (A,B) (единичные) *N. fabianii* (Prev.) (A,B), *N. striatus* (Brug.) (A,B), *N. incrassatus* de la Harpe (A,B), *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (A,B), *Operculina alpina* Douville, *Spiroclypeus granulatus* (Boussac), *Grzybowskia reticulata* Bieda, *Discocyclina sella* d'Arch., *D. pratti* (Michelin) *D. nummulitica* (Gumbel), *Pellatispira douvillei* Bous., *P. madaraszi* Hantken.

Среди приведенного выше комплекса крупных фораминифер известны формы, встречающиеся в среднем и верхнем эоцене — *N. millecaput*, *N. perforatus*, *Discocyclina sella*, *D. pratti* и др., формы, характерные только для верхнего эоцена *Nummulites fabianii*, *N. gamieri*, *N. incrassatus*, *Spiroclypeus granulatus*, *Pellatispira douvillei*, *Grzybowskia reticulata*, *Operculina alpina* и др. и формы, имеющие очень широкое стратиграфическое распространение в палеогеновых отложениях Альпийской геосинклинальной области — *Discocyclina douvillei*, *D. aspera*, *Actinocyclina radians* и др.

Как видно из вышеприведенного, *N. millecaput* встречается в массовом количестве в комплексе типичной верхнеэоценовой нуммулитовой фауны. Это дает нам основание

отности породы горизонта *N. millecarut* к нижней части верхнего эоцена.

Такое заключение о возрасте указанного горизонта подтверждается также данными Н. А. Саакян по мелким фораминиферам (*Globigerinoides conglobatus*, *Hantkenina alabamensis* и др.)

Горизонт с *N. millecarut* в пределах СССР прослеживается в Нахичеванской АССР (по данным Т. А. Мамедова, 1967). За пределами СССР этот горизонт выделен и описан из верхнеэоценовых отложений Татр (Ф. Беда, 1959), Румынии (А. Кох, 1894, Г. Бомбица, 1957, 1963) и Венгрии (Г. Колек, Т. Кечкемети, 1961, см. табл. 1).

Дискоциклоновый горизонт охватывает среднюю часть верхнего эоцена, который везде, в бассейнах рек Веди, Азат, Шагап, в Западном Айоцдзоре, представлен преимущественно известняками с отдельными прослоями песчаников, глинистых песчаников, песчанистых глин, мощностью 150–200 м.

В породах указанного горизонта встречается обильная фауна нуммулитид, двустворок, брюхоногих, кораллов и морских ежей. Видовой состав рассматриваемого горизонта почти аналогичен видовому составу горизонта с *N. millecarut*, но характерным является резкое сокращение в количестве *N. millecarut* (встречается в единичных экземплярах формы А), полное отсутствие характерного для среднего эоцена вида *N. perforatus*, присутствие в изобилии представителей семейства *Discocyclinidae* и появление в единичных экземплярах *N. bouillei*.

Комплекс нуммулитид указанного горизонта сопутствует характерной для верхнего эоцена фауне моллюсков и микрофораминифер.

Этот горизонт является местным в разрезах верхнего эоцена юга СССР и выделяется только в Армении. Он по стратиграфическому положению и видовому составу нуммулитид соответствует зоне *N. fabianii*, выделенной Г. И. Немковым (1967) в средней части верхнего эоцена в южной нуммулитовой провинции.

Породы зоны *N. fabianii* прослеживаются в разрезах Венгрии, Карпат, Северной Италии, Французских Альп и др. (см. табл. 1).

Горизонт с *N. fabianii retiatus* охватывает верхнюю часть разреза верхнего эоцена (мощностью 20–70 м) и

представлен чередованием песчаников и песчанистых известняков, которые в районе с. Ринд прослаиваются с вулканогенно-осадочными образованиями.

Впервые указанный горизонт под названием *N. fabianii* был выделен А. А. Габриеляном (1957). Дальнейшие наши исследования показывали, что *N. fabianii* из указанного горизонта отличается от типичных *N. fabianii*. Он является переходным между *N. fabianii* и *N. intermedius*. Учитывая, что слои с указанным видом занимают определенное стратиграфическое положение, мы выделяем его как новый подвид *N. fabianii*, под названием *N. fabianii retiatus*.

В слоях рассматриваемого горизонта встречаются *Nummulites fabianii retiatus* Rov. (много), *N. vascus initialis* Grigorian (А,В), *N. bouillei* de la Harpe (А), *N. incrassatus* de la Harpe (А,В), *Operculina victoriensis* Chap. et Walter, *Discocyclina nummulitica* Gumb.

Этот горизонт является переходным между достоверным верхним эоценом и олигоценом, так как встречающиеся в нем нуммулиты и мелкие фораминиферы носят облик фауны верхних слоев верхнего эоцена и нижних слоев нижнего олигоцена. В этом же горизонте встречается также *N. vascus initialis*, являющийся переходной формой между *N. incrassatus* и олигоценовым видом *N. vascus*.

Вместе с этими переходными видами встречаются характерные для верхнего эоцена виды *N. bouillei*, *N. incrassatus*, *D. nummulitica*, *D. sella*.

В отложениях этого горизонта Н. А. Саакян указывает *Bolivina antegressa* (второго типа), являющийся переходным между верхнеэоценовым и олигоценовым типом указанного вида.

В этих слоях П. М. Асланян указывает *Variamussium falax* Korob., *Tellina budensis* Hofm., *Nuculana perovalis* Koen, *N. lezginica* Korob.

Многочисленные представители отряда NUMMULITIDA, исчезающие в нижних горизонтах верхнего эоцена, здесь исчезают или резко сокращаются в количестве и видовом составе. Среди дискоциклин в указанном горизонте встречаются в единичных экземплярах *D. nummulitica*, *D. sella*.

Таким образом, отсутствие типичных олигоценовых нуммулитов *N. intermedius*, *N. vascus*, присутствие характер-

ных для эоцена дискоциклин и моллюсков дает нам основные породы горизонта *N. fabianii retiatus* отнести к самым верхним слоям верхнего эоцена.

Горизонт *N. fabianii retiatus* хорошо прослеживается в разрезах верхней части верхнего эоцена Средиземноморской геосинклинальной области (Северная Италия, южная часть Аквитанского бассейна, Дамасская область Сирии и др.; см. табл. 1).

По богато представленным комплексам верхнеэоценовых нуммулитид четко проводятся верхние и нижние границы верхнеэоценовых отложений Армении.

Граница между средним и верхним эоценом проводится между горизонтами *N. perforatus* и *N. millicaput*.

Она фиксируется вымиранием или резким уменьшением в количестве среднеэоценовых крупных нуммулитов *N. gizehensis*, *N. gallensis*, *N. uroniensis*, *N. perforatus*, пышным развитием самого крупного нуммулита *N. millicaput* и появлением типичных верхнеэоценовых форм — *N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. garnieri* и др.

Среди последних наиболее характерным для проведения границы является *N. fabianii*, который переходной формой *N. praefabianii* филогенетически связан с *N. partschi* (характерный для среднего эоцена).

Верхняя граница верхнего эоцена знаменуется сокращением в количестве и видовом составе верхнеэоценовых форм, появлением и пышным развитием типичных олигоценовых нуммулитов — *Nummulites intermedius*, *N. vascus*.

Олигоцен

Отложения олигоцена на исследованной территории имеют широкое распространение. А. А. Габриелян (1960) в них выделяет две разновозрастные свиты, отличающиеся также литологически.

1. Нижний — средний олигоцен (Шорагбюрская свита), представленный нормально морскими отложениями (переменяющиеся слои песчаников и глин с редкими прослоями песчаных коралловых известняков), мощностью до 1000 м, которые в Западном Айодзоре переслаиваются с вулканогенными образованиями.

2. Верхний олигоцен — нижний миоцен (?), представленный

свитой красных и бурых песчаников и отчасти гипсоносных глин, полимиктовых песчаников, конгломератов и галечников лагунно-континентального происхождения, мощностью до 700 м.

Отложения ниже-среднего олигоцена местами (в геосинклинальных поднятиях) трансгрессивно залегают на отложениях верхнего эоцена, а в синклинальных мульдах (в бассейнах рек Азат, Шагал, Веди) согласно и без перерыва сменяют породы последнего.

В отложениях олигоцена содержится богатая фауна пелеципод, гастропод, морских ежей, мелких фораминифер, нуммулитов, а также растительные остатки, спора и пыльца.

А. А. Габриелян (1947) в отложениях нижнего и среднего олигоцена выделил четыре фаунистические зоны и горизонты — два в нижних: зона *Variamussium fallax* с фауной *V. fallax* Korob., *Ostrea plicata* Sol., *Nuculana perovalis* Koen., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. vascus* Joly et Leym.

и горизонт *Pecten arcuatus* Broc. с фауной *P. arcuatus* Broc., *Cerithium plicatum* Brun., *C. dentatum* DeFr., *Diastoma costellatum* Lamk., mut. *elongatum* Brug., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* J. et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe

и два в средних: горизонт циреновых песчаников с *Polymesoda convexa* Brongn., *Cyrena sirena* Brongn., *Meretrix villanova* Desh., *M. armeniaca* Gabr., *Cerithium margaritaceum* Brocc., *C. lamarcki* Desh., *Nummulites intermedius*, *N. vascus*

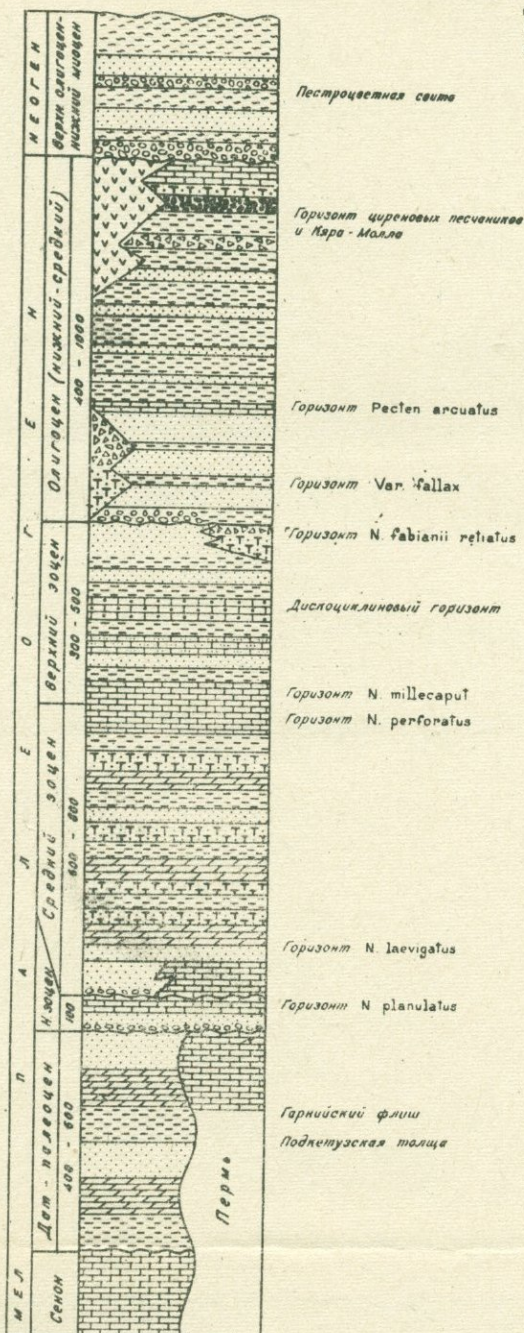
и горизонт Кяра-Молла с *Pectunculus (Axinia) palinata* Lamk., *Crassatella tumida* Lamk., *Natica crassatina* Lamk., *Cerithium meneguzzoi* Fuchs, *C. trinitensis* Fuchs., *Conus mercati* Brocc., *Trochus lucasianus* Fuchs, *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym.

Изучение нуммулитовой фауны как по данным А. А. Габриеляна, так и по нашим не дало положительного результата в смысле расчленения этой свиты по нуммулитам, так как олигоценые нуммулиты *N. intermedius* и *N. vascus* распространены по всему разрезу нижнего и среднего олигоцена.

Выделенные А. А. Габриеляном горизонты, кроме горизонта с *Var. fallax*, все исследователи (И. А. Коробков, Н. А. Саакян, А. Т. Асланян, П. М. Асланян и др.) относят к ниже-среднему олигоцену.

СВОДНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

Сост. С. М. ГРИГОРЯН
с использованием лито-
ратурных материалов



Нижне-среднеолигоценый возраст указанных образований доказывається также встречающимися в них микрофораминиферами (Н. А. Саакян), растительными остатками (И. В. Палибин, 1939) и кораллами (Н. С. Бентукидзе, 1955).

Необходимо отметить, что представители пелеципод и гастропод горизонта с *V. fallax*, по последним данным А. А. Габриеляна и нашим, в бассейнах рек Азат, Шагап, у с. Ринд встречаются в верхних горизонтах верхнего эоцена вместе с *Nummulites fabianii retiatus* Rov., *N. vascus initialis* Grig., *N. bouillei* de la Harpe, *Operculina victoriensis* Chapm. and Walter

и переходят в олигоцен, где комплексу пелеципод и гастропод горизонта *V. fallax* сопутствуют типичные олигоценовые нуммулиты — *N. intermedius*, *N. vascus*. Свита континентальных образований (пестроцветная свита), относящаяся А. А. Габриеляном условно к олигоцену — нижнему миоцену, развита в Приереванском районе, где она слагает северо-западное крыло Шорагбюрской антиклинальной структуры, а также Ацаванскую синклиналь.

Буровыми скважинами доказано ее широкое распространение в Араратской котловине.

Эта свита почти лишена органических остатков, в ней редко встречаются представители *Radiolaria* и деформированные глобигерины.

Возраст этих образований определяется условно на основании их стратиграфического положения. По данным А. А. Габриеляна (1960), они несогласно налегают на фаунистически охарактеризованные отложения среднего олигоцена и перекрываются гипсоносно-соленосными отложениями среднего — верхнего миоцена.

О ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ НУММУЛИТИД

Основываясь на имеющихся фаунистических и стратиграфических данных, можно следующим образом охарактеризовать палеоэкологические и палеогеографические условия развития фауны нуммулитид.

1. Верхнеэоценовые и олигоценовые отложения на исследованной территории представлены главным образом нормально морскими отложениями — глинами, песчаниками и нуммулитовыми известняками, которые местами, в Приереванском районе и Западном Айоцдзоре, обогащаются туфогенным материалом, а в других местах (в районах сс. Зовашен, Ринд) переслаиваются с вулканогенными породами.

Крупные фораминиферы встречаются преимущественно в глинистых и известняковых песчаниках, в известняках и в песчаных глинах.

Однако анализ вертикального, а также горизонтального распространения нуммулитид показывает, что они большей частью приурочены к известнякам с большой примесью грубого песчаного материала, а также к грубым известковистым песчаникам. Вместе с тем они исчезают или встречаются в единичных экземплярах в тонкозернистых породах, богатых глинистым материалом.

Это обстоятельство объясняется, вероятно, тем (О. В. Окропиридзе, 1959), что глинистый грунт создает неблагоприятные условия для их жизни, ибо он очень мягок, и поэтому нуммулитам трудно удержаться на поверхности дна, вследствие чего создается опасность погружения и захоронения живого организма в осадках.

Анализ распределения крупных фораминифер в палеогене Армении дает некоторое основание считать, что орбитойды по сравнению с нуммулитами более чувствительны к изменениям условий обитания. Они встречаются обычно в сильно известковистых породах и известняках. В породах же, обогащенных туфогенными материалами, они исчезают или встречаются значительно реже, чем нуммулиты.

Подтверждением сказанному может служить тот факт, что в верхнеэоценовых отложениях Западного Айоцдзора и в Приереванском районе, где они представлены главным образом туфогенно-терригенными флишоидными образованиями, количество орбитойдов резко уменьшается, в то время как в одновозрастных отложениях бассейнов рек Веди, Шаган они дают массовые скопления.

Вероятно, частично этим и объясняется массовое вымирание орбитойдов Армении на границе верхнего эоцена и олигоцена, когда в связи с преолигоценовыми тектоничес-

кими движениями происходит резкая смена фаций — карбонатные и флишевые отложения верхнего эоцена в олигоцене повсеместно сменяются песчано-глинистыми молассовыми отложениями.

2. Устанавливается связь между формой раковины нуммулитов и составом пород.

По форме раковины среди нуммулитов выделяются 4 группы: плоские, дисковидные, чечевицеобразные и шаровидные. Плоские и шаровидные довольно тесно связаны с составами пород, а чечевицеобразные и дисковидные формы более или менее независимы от условий обитания.

Плоские и мелкие формы характерны для мелко- и среднезернистых песчаных фаций с небольшой примесью известкового материала, а шарообразные формы характерны для сильно известковых пород, в неизвестковых песчаниках и глинах они совершенно отсутствуют или встречаются в единичных экземплярах.

3. Анализ вертикального, а также горизонтального распространения гранулированных и негранулированных форм показывает, что грубогранулированные формы — *Nummulites perforatus*, *N. laevigatus* и др. большей частью приурочены к песчаным известнякам и известнякам. В глинах и глинистых породах они отсутствуют или встречаются очень редко.

Слабо гранулированные, а также негранулированные формы более независимы от условий обитания.

4. О глубине морского дна, на которых жили нуммулиты, и о гидрологическом режиме бассейна можно составить некоторое представление по характеру фауны оперкулин, представители которых в настоящее время живут на дне мелкого и теплого моря на глубине 40–200 м, а также по характеру грунта.

В породах верхнего эоцена и олигоцене наряду с нуммулитидами встречается богатая фауна пелеципод с толстостенными раковинами, а также с очень крупными и богато скульптурированными раковинами гастропод, морских ежей и кораллов. Указанная фауна свидетельствует о мелководном, прибрежном характере бассейна и указывает на нормальный гидрогеологический режим последнего.

5. При сравнении нуммулитовой фауны палеогеновых отложений юго-западной части Армении с аналогичной фауной более северных районов Армении (севернее широты оз. Севан)

выявляется разница между видовым составом сравниваемых комплексов. Для нуммулитовой фауны южных районов Армении характерной особенностью является пышное развитие крупных и массивных нуммулитов, таких, как *N. laevigatus*, *N. perforatus*, *N. gizehensis* и особенно гигантских нуммулитов — *N. millicaput*.

Вместе с тем такие нуммулиты, как *N. irregularis*, *N. murchisoni* и др., характеризующие породы северных районов Армении, в южной Армении встречаются очень редко или полностью отсутствуют.

Комплекс нуммулитовой фауны северных районов Армении легко сопоставляется (как указывал А. А. Габриелян) с фауной северной нуммулитовой провинции, охватывающей на территории СССР северное Приаралье, полуостров Мангышлак, Кавказ, Крым, Донецкий бассейн и др.

Указанная зональность стратиграфического распространения нуммулитовой фауны несомненно связана с климатическими условиями и, в частности, более теплым, тропическим климатом эоценового морского бассейна южной провинции по сравнению с северной.

Эта климатическая зональность еще более отчетливо проявляется в олигоцене, когда в северной провинции нуммулиты почти полностью вымирают или встречаются редко, а в южной зоне, например, в Армении, они продолжают пышно развиваться в ассоциации с такими теплолюбивыми формами, как кораллы, морские ежи и хорошо орнаментированные крупнораковинные гастроподы и пелециподы.

Это мнение А. А. Габриеляна подтверждается еще тем фактом, что при сравнении олигоценых нуммулитов Армении с аналогичными видами более южных районов Средиземноморской области (с сирийскими формами) выявляется большая разница между размерами сравниваемых форм. В то время как диаметр армянских форм *N. intermedius* не превышает 7–8 мм, у сирийских форм он достигает 18–20 мм.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Отряд NUMMULITIDA Fussenko, 1959.

Семейство NUMMULITIDAE Carpenter, 1859.

Подсемейство NUMMULITINAE Carpenter, 1859.

Род Nummulites Lamarck, 1801.

Описание видов нуммулитов приводится по группам, в которые объединены виды, входящие в определенные филогенетические ряды.

Нуммулиты, встречающиеся в юго-западной части Армении, принадлежат к группам: *Nummulites incrassatus*, *N. striatus*, *N. fabianii*, *N. bouillei*, *N. distans*.

Группа *Nummulites incrassatus*

К этой группе принадлежат следующие виды: *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. vascus* Joly et Leymerie, *N. vascus initialis* Grig., *N. chavannesi* de la Harpe var. *hastanica* Grigorian.

1883. *Nummulites incrassatus* de la Harpe, 1883.
Nummulites vasca var. *incrassata* de la Harpe.
Pl. VII, fig. 27, 28 (B).

1967. *Nummulites incrassatus*. Г. И. Немков, стр. 220-224, табл. XXIX, фиг. 8-18; табл. XXX, фиг. 1-3 (A); табл. XXX, фиг. 4,5 (B). (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой величины, чечевицеобразная, с радиальными септальными линиями. В центре присутствует маленькая центральная гранула. Спираль правильная, спиральная полоса тонкая, утолщается по мере раскручивания. Септы тонкие, слегка изогнутые в верхней части. Камеры слабо серповидные, развиты в высоту больше, чем в длину.

Мегасферическая генерация (A).

Табл. 1, фиг. 1, 3-6, 8, 9.

Внешние признаки. Форма раковины чечевицеобразная, равномерно вздутая в центральной части. Крупные формы имеют притупленный край раковины, мелкие - заостренный. У последних в центре раковины имеется ясно выраженный центральный бугорок белого цвета. У сравнительно крупных форм бугорок едва улавливается или полностью отсутствует.

Септальные линии на поверхности выражены очень четко. Они радиально отходят от центра и часто в средней части или у самого центра раковины разветвляются и у края слегка изгибаются s-образно. Некоторые формы имеют изогнутость у самого центра.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса более или менее толстая, неодинаковой толщины, слегка утолщается от центра к периферии. Толщина ее достигает $1/3 - 1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, несколько утолщенные в основании, слегка наклонные, изогнутые в верхней части, распределены в спиральном канале довольно неравномерно. Верхний задний угол острый. Камеры четырехугольные, слабо серповидные. В начальных оборотах они почти изометрические, а в последних — высота больше длины примерно в 1,2 раза. Мегасфера маленькая (диаметром 0,2 мм), состоит из двух камер, почти равных по величине.

В осевом сечении раковина напоминает эллипс с заостренными краями у мелких форм. У более крупных они притупленные. Боковые стенки оборотов соединяются в начальных оборотах почти под прямым, а в последних — под острым углом. У мелких форм имеется ясно выраженный центральный столбик треугольной формы. У сравнительно крупных — конус выражен нечетко, а у некоторых полностью отсутствует.

Размеры: диаметр 2,5–7 мм, толщина 2–3 мм, отношение $D = \frac{1}{2,3}$.

Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	3–4
" второго	" 4–5
" третьего	" 6–7
" четвертого	" 7

Микросферическая генерация (В).
Табл. 1, фиг. 2,7.

Микросферическая генерация описываемого вида отличается от мегасферической только крупной раковинной и формой начальной камеры.

Размеры: диаметр 7-8 мм, толщина 2-3 мм, отношение

$$\frac{D}{T} = \frac{1}{3,5}$$

На радиус 4 мм приходится 7 оборотов. Число септ в 1/4 оборота:

для третьего оборота	7-8
" четвертого "	8-9
" пятого "	9
" шестого "	10
" седьмого "	11

Сходство и различия. *N. incrassatus* имеет сходство с *N. globulus*, *N. ataticus*, *N. striatus*. Отличается от *N. globulus* большими размерами раковины, менее выпуклой формой, менее сжатой спиралью, менее изогнутыми септами. По сравнению с *N. ataticus*, *N. incrassatus* имеет меньшие размеры, бугорок в центре раковины, менее изогнутые септальные линии, неравномерную толщину спиральной полосы. В отличие от *N. striatus*, *N. incrassatus* имеет изогнутые септы с утолщением в основании, неодинаковую толщину спиральной полосы, маленькую начальную камеру, менее правильное распределение септ в спиральном канале и почти серповидные камеры. Отличительные признаки *N. incrassatus* от *N. vascus* и *N. vascus initialis* приводятся в описаниях последних двух видов.

Распространение и геологический возраст. *N. incrassatus* широко распространен в верхнеэоценовых отложениях Средиземноморской геосинклинальной области. В Армении встречается в верхнеэоценовых отложениях вместе с типичными верхнеэоценовыми нуммулитами и орбитоидами и в олигоцене с *N. intermedius* и *N. vascus*.

Местонахождение. Армянская ССР, Шаумянский р-он, с Шорагбюр, Вохчаберд, Ацаван; Вединский р-он, сс. Шагап, Чиман, Карахач, Ланджар; Ехегнадзорский район, сс. Елпин, Ринд, Ахавнадзор.

Nummulites vascus initialis Grigorian, 1962.

1961. *Nummulites vascus initialis* Grigorian,
стр. 105-108, табл. 1, фиг. 1-6.

Голотип хранится в лаборатории микрофауны Института

геологических наук Армянской ССР.

Диагноз. Раковина дискоидальной формы с радиальными септальными линиями. В центре раковины имеется белое утолщение в виде бугорка. Спиральная полоса сравнительно толстая. Септы изогнутые тонкие. Камеры развиты в высоту больше, чем в длину.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 2, фиг. 9, 11.

Внешние признаки. Раковина почти плоская, слегка и равномерно утолщена в средней части. Край слегка заостренный, почти округлый. В центре утолщение белого цвета, от которого отходят радиальные тонкие септальные линии, слегка изгибающиеся у края. У некоторых форм септы в средней части или у самого центра раковины разветвляются.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная спираль, шаг которой слабо возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса толстая, толщина ее в начальных оборотах достигает $1/2-1/3$, а в последних $-1/4$ высоты спирального канала. Септы тонкие, слегка утолщенные у основания, изогнутые в средней части, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры четырехугольные, слегка изогнутые. В начальных оборотах они почти изометрические, а в последних $-$ высота больше длины в 1,5 раза. Мегасфера маленькая, диаметром 0,1 мм.

В осевом сечении форма раковины напоминает уплощенный эллипс. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом. В центре имеется центральный столбик белого цвета треугольной формы.

Размеры: диаметр 2,5-3 мм, толщина 1-1,2 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2,2; 2,5$. На радиус 1,5 мм приходится 4 оборота.

Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	5
" второго "	6
" третьего "	7
" четвертого "	9

Микросферическая генерация (В).

Табл. 2, фиг. 12; Табл. 3, фиг. 1-6.

Внешние признаки. Раковина почти плоская, слабо и рав-

номерно утолщена в средней части, наблюдается относительно резкий переход от слабо выпуклой центральной части к плоской периферии, что сопровождается легким искривлением наружного края. В центре раковины имеется утолщение белого цвета. У некоторых форм утолщение наблюдается только с одной стороны. Септальные линии радиальные, очень тонкие, слабо заметны на поверхности, радиально отходят от центра, слегка скручиваются в центральной части и у края изгибаются S - образно.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль правильная, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Септы тонкие, слегка утолщенные у основания, изогнутые, наклонные. Спиральная полоса толстая, утолщается по мере раскручивания. Верхний задний угол острый. Камеры изогнутые, высокие; в начальных оборотах разница между высотой и длиной небольшая, а в последних, высота в 1,5 раза больше длины.

В осевом сечении раковина эллипсоидная. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом. Хорошо виден центральный столбик.

Размеры: диаметр 5-6 мм; толщина 1-1 мм; отношение $\frac{D}{T} = 3; 4; 5$. На радиус 2,5 мм приходится 5 оборотов. Число септ в 1/4 оборота:

для второго оборота	6
" третьего	" 7
" четвертого	" 8
" пятого	" 9

Сходство и различия. Описываемая форма плоской раковинной, тонкими септальными линиями, изогнутыми септами, толстой спиральной полосой, почти одинаковым количеством септ в 1/4 оборота очень близка к типичным *N. vascus* описанным Ф. Лягарпом из олигоценовых отложений Ю. Франции (1883) (см. табл. 2).

От типичных *N. vascus*, описываемая форма отличается присутствием центрального белого утолщения и меньшим количеством оборотов на один и тот же радиус. Присутствием центрального утолщения напоминает *N. chavannesi*, от которого, однако, отличается нечетко выраженным бугорком (у некоторых форм центральное утолщение наблюдается только с одной стороны раковины), более плоской формой, боль-

Наименование вида	Размеры		Количество оборотов на радиус 2,5 мм	Число септ в 1/4 оборота			
	Д в мм	Т в мм		3	4	5	6
<i>N. vascus</i> (В) (из Швейцарии (В))	4-7	1,1,2	6-7	6	7-8	9-10	11
<i>N. vascus</i> (В) из Армении)	4-7	1,1,2	6-7	6	7	9	11
<i>N. vascus</i> <i>initialis</i> (из Армении)	5-6	1-1,5	5	7	7	9 ⁹	-

шим количеством септ в 1/4 оборота, толстой спиральной полосой, наклонными септами. Имеет сходство с *N. incrassatus*, от которого отличается уплощенной раковиной, более высокими камерами. От *N. atacicus* отличается плоской формой, присутствием центрального утолщения, тонкой спиральной полосой, гораздо высокими камерами.

Вышеизложенное сравнение показывает, что описываемая форма со своими признаками больше приближается к *N. vascus*, но присутствие белого пятна в центре раковины и меньшее количество оборотов на один и тот же радиус не дает возможность настоящую форму полностью отнести к *N. vascus*.

Узкое вертикальное распространение этой формы (слои с описываемой формой залегают стратиграфически ниже пород с *N. vascus*, *N. intermedius* и над слоями с *N. fabianii*) дает нам основание настоящую форму выделить как новый подвид *N. vascus* и описывать под названием *N. vascus initialis* (от слова начальный). По всей вероятности, *N. vascus initialis* происходит из *N. incrassatus* и филогенетически дает начало *N. vascus*.

Геологический возраст. Встречается в верхних слоях верхнего эоцена в песчаниках и песчанистых глинах горизонта с *N. fabianii retiatus* вместе с *N. bouillei*, *N. incrassatus*, *N. fabianii retiatus*.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Ланджар, Ехегнадзорский район, с. Ахавнадзор; Шаумянский р-он с. Адаван.

Nummulites vascus Joly et Leymerie, 1848.

1848. Nummulites vascus Joly et Leymerie. Pp. 38, 67,

70. pl. I, fig. 15-17. pl. II, fig. (B).

1967. Nummulites vascus Г. И. Немков, стр. 224-228, фиг. 10-16 (А), табл. XXX, фиг. 6-9, табл. XXX (Синонимика).

Диагноз. Раковина почти плоская. Септальные линии радикальные, слегка изогнутые у края раковины. Спиральная полоса тонкая, септы тонкие, изогнутые. Камеры почти серповидные, развиты в высоту больше, чем в длину.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 2, фиг. 3,5,7,8,10.

Внешние признаки. Раковина более или менее плоская, край заостренный. Септальные линии прямые у центра, к краям слегка изогнутые.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль правильная. Шаг спирали возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса толстая, почти одинаковой толщины. Толщина ее достигает приблизительно $1/3$ - $1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота.

Септы средней толщины по отношению к спиральной полосе и утолщенные у основания, изогнутые почти аркообразно, в верхней части изогнутость увеличивается. Верхний задний угол острый. Распределены в спиральном канале довольно правильно и густо. Камеры четырехугольные, изогнутые, почти серповидные. Высота камер больше длины. Разница между высотой хорошо наблюдается в последних оборотах, где она примерно в 1,5 раза больше длины. Мегасфера маленькая (0,1 мм) состоит из двух камер. Камера первая округлая и сравнительно большая, вторая полукруглая и маленькая.

В осевом сечении раковина сплюснутая, у некоторых почти эллипсоидная. Спиральная полоса толстая. Боковые стенки оборотов соединяются под довольно острым углом.

Размеры: диаметр 3-4 мм, толщина 1-1,2 мм, отношение $\frac{D}{T} = \frac{1}{3}$.

На радиус в 2 мм приходятся 5 оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для третьего оборота 4-5

" четвертого "	5-6
" пятого "	7

Микросферическая генерация (В).
Табл. 2, фиг. 12; табл. 3, фиг. 1-6.

Внешними и внутренними признаками микросферическая генерация имеет большое сходство с мегасферической, отличается только крупным размером раковины, формой начальной камеры и большим числом оборотов.

Размеры: диаметр 4-7 мм, толщина 1-1,5 мм, отношение

$$\frac{D}{T} = \frac{1}{3}.$$

На радиус в 2,5 мм приходятся 6 оборотов. Число септ в 1/4 оборота:

для третьего оборота	6
" четвертого "	7
" пятого "	9
" шестого "	11

Сходство и различия. *N. vascus* из олигоценовых отложений Армении с тонкими изогнутыми септальными линиями, почти одинаковой толщиной раковины, одинаковым количеством оборотов на один и тот же радиус и септ в 1/4 оборота идентичен *N. vascus*, описанному Ф. Лягарпом (1883) из олигоценовых отложений Швейцарии.

Большое сходство имеет с *N. incrassatus*, от которого отличается уплощенной раковинной, более изогнутыми и тонкими септальными линиями, большим количеством оборотов на один и тот же радиус и септ в 1/4 оборота.

Распространение и геологический возраст. *N. vascus* имеет довольно широкое распространение в олигоценовых отложениях альпийской геосинклинальной области (Южная Франция, Французские и Итальянские Альпы). На территории СССР известны единичные находки на Карпатах. В Армении встречается в глинах, песчаниках и известняках шорагбюрской свиты и в аналогичных отложениях бассейна р. Веди и Айоц-дзора.

Nummulites chavannesi de la Harpe var. *hajastanica*
Grigorian, 1961.

Стр. 8-10, табл. 1, фиг. 1-7 (А,В).

Диагноз. Раковина малой величины, сильно вздутая в

центральной части, где имеется большой бугорок. Септальные линии радиальные, сильно изогнутые S-образно. Спираль правильная, спиральная полоса тонкая. Септы прямые в основании и сильно изогнутые в верхней части. Камеры серповидные, развиты в высоту больше, чем в длину.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 1У, фиг. 2-4, 6-10.

Внешние признаки. Раковина сильно вздутая в центральной части, где имеется большой, ярко выраженный бугорок белого цвета. Край раковины у крупных форм острый, у сравнительно мелких - заостренный. Септальные линии радиальные, сильно изогнутые S-образно, у некоторых форм они отходят от центра радиально и в средней части или у самого центра разветвляются.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, более или менее быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота второго оборота в 1,5 раза, а третьего в 2,5 раза больше высоты первого оборота. Спиральная полоса тонкая, почти неизменчивой толщины. Толщина ее достигает в начальных оборотах, примерно $1/3-1/4$, а в последних - $1/6-1/7$ высоты спирального канала. Септы толстые, аркообразно изогнутые, распределены в спиральном канале довольно густо и равномерно. Верхний задний угол острый. Камеры почти серповидные, узкие, высокие, высота в начальных оборотах почти в 2, а в последних двух в 3-4 раза больше длины. Мегасфера округлая, маленькая диаметром 0,1 мм.

В осевом сечении раковина ромбовидная. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом. В центре имеется хорошо выраженный столбик треугольной формы.

Размеры: диаметр 2,5-4 мм; толщина 1,8-2 мм; отношение $\frac{D}{T} = 1,2; 1,3; 2; 2,2$. На радиус 2 мм приходится 4 оборота. Число септ в $1/4$ оборота;

для второго оборота 7-8

" третьего " 9

" четвертого " 12

Микросферическая генерация (В).

Табл. 1У, фиг. 1,5.

Микросферическая генерация отличается от мегасферической довольно крупной раковиной, менее изогнутыми септальными линиями, большим количеством оборотов и маленькой начальной камерой.

Размеры: диаметр 4,5–8 мм, толщина 2,5–3 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2; 2,6; 3,2$. На радиус 4 мм приходятся 5 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для третьего оборота	12
" четвертого "	13
" пятого "	15

Сходство и различия. Описываемый вид диаметром раковины, присутствием центрального бугорка, изогнутыми в верхней части септами, высокими серповидными камерами выявляет большое сходство с *N. chavannesi*, от которого отличается значительно крупным бугорком, S-образно сильно изогнутыми септальными линиями, большим количеством оборотов на один и тот же радиус. Указанные отличительные признаки позволяют описываемую форму считать новым сортом *N. chavannesi de la Harpe*.

Геологический возраст. Встречается в верхней части среднего эоцена и нижней и средней частях верхнего эоцена Армении вместе с типичными верхнеэоценовыми нуммулитами и дискоциклинами.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, с. Элин.

Группа *Nummulites striatus*

Nummulites striatus (Bruguière), 1859.

1792. *Camerina striata* Brug., p. 399, 400 (A).

1859. *Nummulites striata* d'Arch. et Haime, p. 135, 136, pl. VII, fig. 9–14 (A).

1967. *Nummulites striatus* Г. И. Немков, стр. 209–213, табл. XXУП, фиг. 1–8, табл. XXУШ, фиг. 9–11. (Синонимика)

Диагноз. Раковина средней величины, чечевицеобразная, септальные линии радиальные, тонкие, слабо изогнутые в виде буквы s. Спираль правильная. Спиральная полоса тол-

стая. Септы тонкие, прямые. Камеры почти изометрические. На поверхности всегда присутствуют трабекулы.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 6, фиг. 3, 2, 5.

Внешние признаки. Форма раковины выпуклая, равномерно вздутая от центра к периферии. Хорошо заметен центральный бугорок белого цвета. Край округлый или слегка заостренный. Септальные линии радиальные, тонкие, распределены густо на поверхности раковины. Они радиально отходят от центра и в средней части или у самого центра раковин разветвляются. У некоторых форм они почти прямые, у других слегка изогнутые в краевой части; встречаются формы, у которых они слабо скручиваются в центре, и формы у которых они имеют несколько центров расхождения. На поверхности четко заметны очень тонкие поперечные трабекулы.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает от центра к периферии. Спиральная полоса толстая, почти одинаковой толщины. Толщина ее достигает $1/2 - 1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие по сравнению со спиральной полосой. В начальных оборотах они почти прямые, слегка наклонные, а в последних двух едва заметна изогнутость в верхней части; распределены в спиральном канале равномерно, густо. Верхний задний угол в начальных оборотах почти прямой, а в последних слегка заостренный. Камеры четырехугольные, высота камер в начальных оборотах немного, а в последних в 1,5 раза больше длины. Мегасфера крупная, округлая, величина ее 0,2–0,3 мм.

В осевом сечении форма раковины эллипсоидная, со слегка заостренными краями. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. Они одинаковой толщины. Камеры в начальных оборотах имеют форму треугольника, а в последних – дугообразные.

Размеры: диаметр 4–7 мм, толщина 2–3 мм, отношение $\frac{D}{T} = 1,3; 1,2; 1,35$. На радиус 3,5 мм приходятся 7 оборо-

тов. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота 3–4

для второго оборота	5-8
" третьего "	8-10
" четвертого "	8-11
" пятого "	11-12
" шестого "	12-13
" седьмого "	14-15

Микросферическая генерация (В).

Табл. У1, фиг. 1,4,6-8.

Раковина микросферической генерации отличается от мегасферической — крупными размерами и многочисленными оборотами.

Размеры: диаметр 12-13 мм, толщина 3-4 мм, отношение $\frac{D}{T} = 3; 4$; На радиус 6,5 мм приходятся 11 оборотов. Число

септ в 1/4 оборота:

для шестого оборота	17
" седьмого "	17-20
" восьмого "	18-22
" девятого "	23
" десятого "	28
" одиннадцатого "	30

Сходство и различия. Описание *N. striatus* в Армении из олигоценовых отложений Шорагбюрской антиклинали по сборам К. Н. Паффенгольца приводит Н. Я. Рябинин в своей рукописной работе "Нуммулиты Закавказья" (1938 г.; фонды ВСЕГЕИ). Однако автор при описании указанного вида не приводит изображение экваториального сечения, что имеет весьма важное значение для отличия *N. striatus* от *N. incrassatus*, *N. vascus*, *N. ataticus*, так как по внешним признакам данный вид почти не отличается от последних. Это обстоятельство и то, что в богатых коллекциях как наших, так и других исследователей послойных разрезов (А. А. Габриелян, Н. А. Саакян) не обнаружены дает нам основание сомневаться в правильности определения указанного вида.

Описываемый нами *N. striatus* идентичен с *N. contortus*, описанным А. Н. Рябининим по сборам К. Н. Паффенгольца из верхнеоценых отложений у сел. Чиман Вединского района. *N. striatus* по внешним признакам имеет большое сходство с *N. ataticus*, *N. incrassatus*, *N. vascus*. От *N. ataticus* отличается присутствием белого пятна в центре раковины, прямыми, тонкими, без утолщения в основании

септами и правильным распределением последних в спиральном канале. Крупными размерами, тонкими и густо распределенными септальными линиями, большим количеством свит в 1/4 оборота, почти одинаковой толщиной спиральной полосы *N. striatus* отличается от *N. incrassatus*. От *N. vascus* отличается крупными размерами, присутствием центрального утолщения, прямыми и густо распределенными септами в спиральном канале.

Распространение и геологический возраст. *N. striatus* является широко распространенным видом. Различными авторами приводится из низов верхнеэоценовых отложений целого ряда пунктов Альп, Южной Франции, Италии, Испании, Албании, Венгрии, Египта. На Кавказе широко распространен в верхнеэоценовых отложениях Грузии. В Армении встречается в верхних слоях среднего эоцена и в нижней и верхней частях верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар (Биралу); с. Элпин Ехегнадзорского района.

Nummulites garnieri de la Harpe, 1883.

1911. *Nummulites garnieri* Boussac, Pl. I, fig. 12, 14, 16, 18-20; Pl. II, fig. 10-II; pl. III, fig. 8-II; pl. IV, fig. 5; pl. V, fig. 1, II, 12, 13.

1967. *Nummulites garnieri* Г. И. Немков, стр. 218-220, Табл. XXУШ, фиг. 14-21 (А). (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой величины, вздутая, почти шаровидная. Септальные линии радиальные. Гранулированная. Гранулы сосредоточены в центральной части раковины. У края раковины наблюдаются поперечные трабекулы. Спираль правильная. Спиральная полоса толстая. Септы тонкие, прямые, Камеры изометрические.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. У, фиг. 6-8, 10, 11.

Внешние признаки. Раковина вздутая, почти шаровидная. Край округлый, сегка заостренный. Поверхность покрыта гранулами, которые сосредоточены в центральной части.

Септальные линии радиальные. У края раковины имеются поперечные трабекулы.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль. Спираль/ная полоса толстая. Толщина ее достигает 1/2 высоты спирального канала, одинаковой толщины. Септы тонкие, прямые, слегка наклонные, распределены в спиральном канале равномерно, густо. Верхний задний угол почти прямой. Камеры квадратные, изометрические в начальных оборотах, а в последних слегка развиты в высоту больше, чем в длину.

В осевом сечении раковина напоминает вздутый эллипс. Боковые стенки оборотов соединяются под очень тупым углом. Наблюдаются многочисленные толстые столбики гранул, которые главным образом сосредоточены в центральной части раковины. Мегасфера маленькая, округлая (диаметром 0,09 мм).

Размеры: диаметр 2-2,5 мм, толщина 1-1,5 мм, отношение $\frac{D}{T} = 1,3$, 2. На радиус 1 мм приходятся 6 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для первого оборота	3
" второго "	5
" третьего "	8
" четвертого "	9
" пятого "	11
" шестого "	13

Микросферическая генерация (B) нами не была обнаружена.

Сходство и различия. *N. garnieri* внешними признаками (вздутой формой, присутствием гранул) имеет сходство с *N. partschi*, от которого отличается неправильным распределением гранул, более свернутой спиралью, более толстой спиральной полосой, прямыми и тонкими, правильно и густо распределенными септами, изометрическими камерами и маленькой мегасферой.

Присутствием поперечных трабекул, толстой спиральной полосой, тонкими, густо распределенными септами, изометрическими камерами *N. garnieri* имеет большое сходство с *N. striatus*, от которого отличается мелким размером раковины, присутствием гранул и маленькой мегасферой.

Распространение и геологический возраст. *N. garnieri* встречается в верхнеэоценовых отложениях Французских Альп, Испании, Турции, Болгарии.

На Кавказе впервые найден нами в Армении в верхнеэоценовых отложениях вместе с *N. fabianii*, *N. incrassatus* и другими характерными верхнеэоценовыми дискоциклинами.

Местонахождение. Армянская ССР, Ехегнадзорский район, сс. Азатек, Ринд.

Группа *Nummulites bouillei*

Nummulites bouillei de la Harpe, 1879.

1879. *Nummulites bouillei* de la Harpe, 1879, p. 60 (B).

1967. *Nummulites bouillei* Г.И. Немков, стр. 234-236, Табл. XXXI, фиг. 10-19 (A, B). (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой величины, плоская, диско-видная, с радиальными септальными линиями, вильно изогнутыми S-образно. Спираль развернутая, спиральная полоса тонкая. Септы тонкие, прямые, слабо изогнутые в верхней части.

Камеры высокие, почти серповидные.

Мегасферическая генерация (A).

Табл. У, фиг. 2, 5, 9.

Внешние признаки. Раковина очень плоская (напоминает оперкулину). Край округлый с просвечивающимися сквозь них септами. В центре имеется маленький бугорок в виде бело-

го пятна, вокруг которого радиально расположены мелкие, едва заметные точечные гранулы, которые в средней части раковины превращаются в сильно изогнутые S-образно линии.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, очень быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. В последнем обороте высота спирального канала в пять раз больше высоты первого оборота. Спиральная полоса тонкая, толщина ее в первом обороте достигает $1/4-1/5$, а во втором и третьем — $1/8-1/11$ высоты спирального канала.

Септы по сравнению со спиральной полосой толстые, одинаковой толщины, серповидно изогнутые; у некоторых форм они прямые в основании и изогнутые только в верхней части. Распределены в спиральном канале равномерно. Верхний задний угол острый. Камеры четырехугольные, серповидные, высокие. Высота в первом обороте в 2 раза, а во втором и третьем — 3,5–4 раза больше их длины. Мегасфера очень маленькая, диаметром — 0,25 мм.

В осевом сечении раковина сильно уплощенная. Обороты инволютные, последний оборот полуинволютный. Боковые стенки очень тонкие, соединены под очень острым углом.

Размеры: диаметр 2,5–4 мм, толщина $1/2-1/5$ мм, отношение $\frac{D}{T} = 2,5; 8; 10$. На радиус 2 мм приходятся 3 оборота.

Число септ в $1/4$ оборота:

Для первого оборота	4
" второго	" 5–6
" третьего	" 7–8

Микросферическая генерация (В).

Табл. У, фиг. 1, 3, 4.

Микросферические формы описываемого вида сравнительно толстой раковинной, менее изогнутыми, почти прямыми септальными линиями, отсутствием мелкоточечных гранул отличаются от мегасферической.

Размеры: диаметр 4,5–10 мм, толщина 1,5–2 мм, отношение $\frac{D}{T} = 3,5; 7$. На радиус 3 мм приходятся 4–5 оборотов.

Число септ в $1/4$ оборота:

для второго оборота 3

для третьего оборота 4-5
 " четвертого " 6-7
 " пятого " 8-10.

Сходство и различия. Мегасферическая генерация *N. bouillei* очень плоской раковиной, высокими серповидными, просвечивающимися сквозь стенки камер оборотами и развернутой спиралью, напоминает оперкулину, но отличается от него инволютными оборотами. Плоской формой, очень длинными камерами, очень тонкой спиральной полосой *N. bouillei* (A), выявляет сходство с *N. purchisoni* (A), от последнего отличается маленьким размером и более плоской раковиной, большим количеством оборотов на один и тот же радиус, меньшим количеством септ в 1/4 оборота. Сравнительно меньшим размером, большим количеством септ в 1/4 оборота, более узкими камерами, и более прямыми септами отличается от *N. pulchellus*. Имеет сходство с *N. budensis*, от которого отличается крупным размером раковины, более прямыми и перпендикулярными септами.

Распространение и геологический возраст. *N. bouillei* имеет широкое распространение в верхнеэоценовых отложениях Юго-Западной Франции, Испании, Турции, Болгарии и в олигоценовых отложениях Восточных Альп, Франции и других местах. На территории СССР встречается в верхнеэоценовых отложениях Крыма, Восточной Грузии и Армении. В Армении о присутствии *N. bouillei* впервые указывается А. А. Габриеляном в верхнеэоценовых отложениях. Нашим исследованием доказано, что он появляется в верхах верхнего эоцена и переходит в олигоцен.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Карахач, Ехегнадзорский р-он, сс. Ахавнадзор, Ринд; Шаумянский р-он, с. Ацаван.

Группа *Nummulites partschi*

Nummulites fabianii (Prever), 1905.

1905. *Brugiera Fabianii* Prever, 1805, 1825 (B).

1906. *Nummulites fabianii* : Boussac, p. 88-90, pl. I, II, fig. 6

1967. *Nummulites fabianii*: Г. И. Немков, стр. 189-193, табл. XXIV, фиг. 1-10, 16-18 (A), табл. XXIV, фиг. 11-15 (B). (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой и средней величины, выпуклая,

с сетчатыми септальными линиями. На поверхности имеется косвенная спиральная полоса. Спираль правильная, спиральная полоса толстая. Септы тонкие, почти прямые, камеры четырехугольные (развиты в длину больше, чем в высоту) или изометрические.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. УП, фиг. 2, 5, 8.

Внешние признаки. Раковина сильно выпуклая, почти шаровидная. Край округлый. В центре имеется крупный, ясно выраженный бугорок. Поверхность покрыта сетью с прямоугольными петлями. На ней четко выделяются трансверсальная пластинка, имеющая столько оборотов, сколько у данного нуммулита. Сильно гранулированная. Гранулы расположены спирально в точках пересечения следов септ и трансверсальной пластинки. С первого взгляда оставляет впечатление *Assilina*, но отличается от последнего полностью инволютными оборотами.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса толстая, достигает $1/2 - 1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота, почти одинаковой толщины. Септы по сравнению со спиральной полосой тонкие и слегка утолщенные в основании, распределены в спиральном канале равномерно. Верхний задний угол почти прямой. Камеры четырехугольные, почти квадратные, изометрические в начальных оборотах, а в последних — длина слегка больше высоты. Мегасфера состоит из двух частей. Первая округлая, крупная, вторая близка к ней по форме, но меньших размеров.

В осевом сечении форма раковины эллипсоидная. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. Широко развиты столбики гранул, расположенные равномерно.

Размеры: диаметр 2–4 мм, толщина 1,5–2 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2; 2,5$. Величина мегасферы 0,2 мм. На радиус 1,5 мм

приходятся 5–6 оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	2
" второго "	3–4
" третьего "	4

для четвертого оборота	5
" пятого	" 5-6
" шестого	" 6

Микросферическая генерация (В).

Табл. VII, фиг. 1,3,4,7.

Микросферическая генерация описываемого вида отличается от мегасферической крупной раковиной, менее правильно распределенными петлями, меньшего размера центрального бугорка и маленькой начальной камерой.

Размеры: диаметр 5-8 мм, толщина 2-4 мм, отношение

$\frac{D}{T} = 2; 2,5; 5.$ На радиус 4 мм приходятся 11 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для седьмого оборота	6
" восьмого	" 7
" девятого	" 7
" десятого	" 9
" одиннадцатого	" 10.

Сходство и различия. *N. fabianii* имеет большое сходство с *N. intermedius*, от которого отличается присутствием спиральной трансверсальной линии, центрального бугорка, спиральным распределением квадратных петель и гранул, меньшим количеством оборотов на один и тот же радиус, ярко выраженными и более правильно распределенными столбиками гранул.

Более мелкими гранулами, ясно выраженной трансверсальной линией, изометрическими камерами описываемая форма отличается от *N. praefabianii*. Последний встречается в породах горизонта с *N. perforatus* и является переходной формой между *N. partschi* и *N. fabianii* (А. Е. Птухьян, 1965).

Типичный *N. fabianii* от *N. fabianii retiatus* отличается более ясно выраженной спиральной трансверсальной линией, более мелкими гранулами, менее толстой спиральной полосой и почти изометрическими камерами.

Распространение и геологический возраст.

Широко распространен в отложениях верхнего эоцена Средиземноморской области - Италии, Западных и Восточных Альп, Венгрии, Трансильвании, Северной Африки. На территории СССР встречается в Закавказье (Армения и Грузия) и на

Карпатах. В Армении встречается по всему разрезу верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Веди, Шагап Чиман, Карахач, Ланджар, Ехегнадзорский р-он, сс. Элпин, Ринд, Ахавнадзор.

Nummulites fabianii retiatus Roveda, 1961

1959. *Nummulites retiatus* Roveda, fig. 1-П. 1961. *Nummulites fabianii retiatus* С. М. Григорян, стр. 110-112, табл. 2, фиг. 3-5 (А, В).

Диагноз. Раковина чечевицеобразная с сетчатыми септальными линиями и многочисленными спирально расположенными гранулами. Спиральная полоса толстая. Септы прямые и тонкие. Камеры развиты в длину больше, чем в высоту.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 7, фиг. 6, 9.

Внешние признаки. Раковина более или менее плоская, почти чечевицеобразная. Край заостренный, у некоторых форм притупленный. В центре бугорок. Поверхность покрыта сетью, состоящей из квадратных, спирально расположенных петель. Трансверсальная спиральная линия четко выражена на поверхности, имеет столько оборотов, сколько у самого нуммулита. На поверхности видны известковые утолщения, расположенные спирально в точках пересечения септальных и трансверсальных линий.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания только в последних двух оборотах. Спиральная полоса толстая, почти одинаковой толщины. Толщина ее достигает $1/2-1/3$ высоты спирального канала. Септы тонкие, слегка утолщенные у основания, прямые, почти перпендикулярные, распределены в спиральном канале почти равномерно. Камеры квадратные, изометрические в начальных оборотах, а в последних длина больше высоты. Мегасфера состоит из двух частей. Первая камера округлая, вторая полукруглая, слегка маленькая. Величина достигает 0,2-0,3 мм.

В осевом сечении раковина эллипсовидная, почти плоская. Боковые стенки оборотов соединяются под довольно острым углом. Столбики гранул довольно четко выражены.

Размеры: диаметр 2-5 мм, толщина 1-1,5 мм, отношение

$\frac{D}{T} = 2; 2,5$. На радиус 2,5 мм приходится пять оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для, первого оборота	3
" второго "	4-5
" третьего "	6
" четвертого "	6-7
" пятого "	7-8

Микросферическая генерация (В).

Табл. 7, фиг. 10.

Раковина микросферической генерации описываемого вида отличается от мегасферической крупным размером, менее четко выраженным бугорком в центре и менее правильно распределенными петлями на поверхности.

Размеры: диаметр 5-10 мм, толщина 2-3 мм, отношение

$\frac{D}{T} = 2,5; 3; 3,5$. На радиус 4 мм приходится 11 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

Для седьмого оборота	7
" восьмого "	7
" девятого "	9
" десятого "	9
" одиннадцатого "	10.

Общие замечания. Идентичные формы *N. fabianii retiatu*s из олигоценовых отложений Итальянской Арбуцы впервые описал В. Роведа, (1959), как новый вид, переходный между *N. fabianii* и *N. intermedius*, под названием *N. retiatu*s. Однако палеонтологи Е. Ф. Имс, В. Ж. Кларк, Ф. Г. Баннер (1959) считают *N. retiatu*s идентичным к *N. fabia*-*nii*, а вмещающие породы — как верхнеэоценовый, так как вместе с *N. retiatu*s встречаются дискоциклины и характерные верхнеэоценовые мелкие фораминиферы.

Детальное исследование *N. fabianii retiatu*s из верхнеэоценовых отложений Армении показало, что они отличаются от типичных *N. fabianii*. Однако эти отличительные признаки не могут еще служить основанием для выделения нового вида по материалам Армении.

Исходя из того, что слои с *N. fabianii retiatu*s в Армении везде подстилаются слоями с типичными *N. fabianii*

и прикрываются песчаниками и глинами олигоцен с *N. intermedius* мы считаем более правильным по признакам сходства с *N. fabianii*, и признакам отличий от *N. intermedius* считать его как подвид *N. fabianii*, переходный между *N. fabianii* и *N. intermedius*.

Сходство и различия. *N. fabianii retiatus* с присутствием центрального бугорка, квадратными и спирально расположенными петлями, присутствием спиральной полосой и внутренним строением обнаруживает значительное сходство с *N. fabianii*, однако центральный бугорок, спиральная полоса и гранулы по сравнению с *N. fabianii* плохо заметны на поверхности раковины. От *N. intermedius* отличается присутствием центрального бугорка, спирально распределенными петлями (в особенности у формы (А), с более или менее ясно выраженной грануляцией).

Распространение и геологический возраст. Верхнеэоценовые известняки Итальянской Абруцы, верхние слои верхнеэоценовых отложений Армении, Сирии и Южной части Аквитанского бассейна.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шаги, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Ринд, Ахавнадзор.

Nummulites intermedius d'Archiac, 1846.

1846. *Nummulites intermedius* d'Archiac, p. 199(B).

1911. *Nummulites intermedius* Boussac, p.85-88, pl. fig. 9,5, pl. III, fig. 12.

1967. *Nummulites intermedius* Г. И. Немков, стр. 193-196, табл. XXV, фиг. 1-9, табл. XXV, фиг. 10-14. (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой и средней величины, чечевицеобразная. Септальные линии сетчатые. Слабо гранулированная. Спиральная полоса толстая. Септы тонкие, почти прямые. Камеры развиты в длину больше, чем в ширину.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. УШ, фиг. 2,6,7,8.

Внешние признаки. Форма раковины большинства экземпляров более или менее плоская. Встречаются сравнительно выпуклые и почти шаровидные формы. Край раковины у плоских форм слегка заостренный, у выпуклых и шаровидных - притупленный. Поверхность покрыта сетью многоугольных петель. Петли у плоских и сравнительно выпуклых форм в центре

многоугольные, округлые, распределены спирально, у выпуклых форм вся поверхность покрыта неправильными округлыми петлями. Плоские и сравнительно выпуклые формы имеют трансерсальную полосу, заметную только у края. У выпуклых — она полностью отсутствует. Гранулы очень мелкие, почти незаметные на поверхности.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает слегка по мере раскручивания, а в последнем обороте у некоторых форм даже несколько уменьшается. Спиральная полоса толстая, слегка утолщается по мере раскручивания. Толщина ее достигает $1/2-1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, прямые, слегка утолщенные у основания, почти перпендикулярные по отношению к спиральной пластинке. Верхний задний угол почти прямой, распределены в спиральном канале неравномерно. Количество септ в $1/4$ оборота в начальных и последних оборотах почти одинаковое. Камеры четырехугольные. У плоских форм они изометрические в начальных оборотах, а в последних — длина почти в 1,5 раза больше высоты, а у выпуклых — изометрические. Мегасфера состоит из двух частей, первая камера круглая, вторая — полукруглая и маленькая.

В осевом сечении раковина эллипсоидная, а у выпуклых — почти шаровидная. Боковые стенки у сравнительно плоских форм соединены под острым, а у шаровидных под тупым углом. Спиральная полоса толстая, почти одинаковой толщины. Столбики гранул плохо заметны, почти отсутствуют, распределены неравномерно.

Размеры: диаметр 2–4 мм, толщина 1–2 мм, отношение

$\frac{D}{T} = 2,6; 3,5; 4$. На радиус в 2 мм приходятся 7 оборотов.

Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	3
" второго	" 4
" третьего	" 4
" четвертого	" 4
" пятого	" 4
" шестого	" 4
" седьмого	" 5

Микросферическая генерация (В).

Табл. УШ, фиг. 1, 3, 4, 5.

Раковина микросферической генерации описываемого вида отличается от мегасферической крупным размером, значительно мелкими петлями и значительно многочисленными оборотами.

Размеры: диаметр 6–10 мм, толщина 2,5–3 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2; 2,5; 3,3$. На радиус 4 мм приходятся 16 оборотов. Число сепп в $\frac{1}{4}$ оборота:

для одиннадцатого оборота	6
" двенадцатого	" 6
" тринадцатого	" 8
" четырнадцатого	" 8
" пятнадцатого	" 7
" шестнадцатого	" 6

Сходство и различия. *N. intermedius* выявляет большое сходство с *N. fabianii* и филогенетически развивается из него. Отличается от последнего вида отсутствием центрального бугорка, спиральной трансверсальной линии, более мелкими неправильно распределенными петлями на поверхности раковины, более удлиненными камерами и, что самое главное, отсутствием ярко выраженной грануляцией, последнее является главным отличительным признаком *N. intermedius* от *N. fabianii*.

Распространение и геологический возраст. *N. intermedius* является типичной формой для олигоценых отложений Альпийской геосинклинальной области. Имеет широкое распространение в олигоценых отложениях Средиземноморской области. Стратиграфическое значение очень велико, так как данный вид появляется в олигоцене и неизвестен в более древних отложениях.

Местонахождение. Армянская ССР, Шаумянский р-он, сс. Шорагбюр, Ацаван; Вединский р-он, сс. Шагап, Чиман, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Эллип, Ринд, Ахавнадеор.

Группа *Nummulites distans*

Nummulites millecaput Boubée, 1804.

1804. *Nummulites complanatus* Lamarck, p. 242.

1832. *Nummulites millecaput* Boubée, p. 44–445, pl. XV, fig. I–4(B).

1967. *Nummulites millicaput* Г. И. Немков, стр. 130–134, табл. X, фиг. 1–6. (Синонимика).

Диагноз. Раковина средней и крупной величины, чечевицеобразная и плоская, дискоидальная. Септальные линии сетчатые. Гранулированная; Гранулы главным образом сосредоточены у края раковины. Спиральная полоса средней толщины. Септы тонкие, сильно наклоненные. Камеры серповидные.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 1X, фиг. 2–5.

Внешние признаки. Форма раковины плоская. У некоторых форм из-за крупной мегасферы в центре раковины с двух сторон выступает ясно выраженное вздутие. Иногда это вздутие наблюдается только с одной стороны. Край раковины округлый. Септальные линии едва заметны на поверхности. Они радиально отходят от центра и в средней части или у края раковины разветвляются, образуя сеть с длинными и неправильными петлями. Между септальными линиями и над ними имеются мелкие точечные гранулы. У некоторых форм септальные линии сильно скручиваются вокруг центра раковины.

Гранулы главным образом сосредоточены у края, в центральной части почти отсутствуют.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная спираль, шаг которой возрастает только в начальных оборотах, в последних даже уменьшается. Спиральная полоса тонкая, слегка утолщается по мере раскручивания; толщина ее достигает $1/8$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, почти одинаковой толщины со спиральной пластинкой, сильно наклонные, аркообразные. В верхней части они примыкают к следующему обороту под очень острым верхним задним углом. В спиральном канале они распределены весьма неравномерно. Камеры высокие, серповидные, их форма неправильная из-за неравномерного распределения и изогнутости септ в спиральном канале. В средних оборотах они более высокие, а в последних из-за уменьшения шага спирали камеры немножко больше длины. Мегасфера состоит из двух камер. Первая – большая, округ-

лая, а вторая очень плохо выражена, очень узкая, серповидная. Величина мегасферы 0,5–0,7 мм.

В осевом сечении форма раковины напоминает удлинённый эллипс. Спиральная полоса очень тонкая в центре, у края немножко утолщается. Обороты сближены. Боковые стены оборотов соединяются под тупым углом. В центре видна крупная мегасфера.

Размеры: диаметр 5,5–8 мм; толщина 1–2,5 мм; отношение $\frac{D}{T} = 1,5; 2,2; 2,8; 3,4$. На радиус 3 мм приходится пять оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	5
" второго "	7
" третьего "	12
" четвертого "	11
" пятого "	13

Микросферическая генерация (B).

Табл. 1X, фиг. 1.

Раковина обеих генераций резко отличается по размерам и форме. Форма (B) имеет крупную, плоскую, дискоидальную с округлыми и заостренными краями. Наружная поверхность вследствие особой тонкости боковых стенок почти во всех случаях разрушена выветриванием, преимущественно в периферических частях раковины. Генерация (B) отличается от (A) и многочисленными оборотами и маленькой начальной камерой.

Размеры: диаметр 100–120 мм (является самым крупным нуммулитом в СССР). Толщина 2–3 мм, отношение $\frac{D}{T} = 50; 60$. На радиус 40 мм приходится 80 оборотов.

Сходство и различия. *N. millescaput* имеет очень характерные диагностические признаки – большой диаметр и плоскую форму. Эти качества очень сильно сближают *N. millescaput* с *N. gizehensis* и *N. distans*. От *N. gizehensis* *N. millescaput* отличается более крупными размерами, менее правильной спиралью, изогнутыми и сильно наклонными септами, большим количеством оборотов на один и тот же радиус. В отличие от *N. distans* имеет более правильную форму раковины, большое количество оборотов и более густую и тон-

кую, что, самое главное, гранулированную поверхность.

Распространение и геологический возраст. *N. millescaput* распространен в альпийской геосинклинальной области, встречается в верхних частях среднеэоценовых отложений Франции, Швейцарии, Баварии, Австрии, Италии, Венгрии. В Армении встречается в единичных экземплярах, в верхних слоях среднего эоцена и в большом количестве в нижних слоях верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский район, с. Элпин.

Род *Operculina* *Orbigny*, 1826.

Operculina alpina *H. Douville*, 1916.

1965. *Operculina alpina* Немков и Бархатова, стр. 82-84, табл. XIУ, фиг. 1-9 (А), (Синонимика).

1967. *Operculina alpina*: Г. И. Немков, стр. 269-270, табл. XIУ, фиг. 5-19.

Диагноз. Раковина плоская с малым количеством быстро возрастающих эволютных оборотов. Спиральная полоса тонкая. Септы прямые. Камеры четырехугольные, высокие.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. X, фиг. 1, 2.

Внешние признаки. Раковина плоская, имеет почти округлые очертания. Все обороты хорошо видны на поверхности, так как раковина полностью эволютная. Септальные линии на поверхности выделяются в виде ребер. Поверхность покрыта радиально расположенными гранулами, которые хорошо заметны в центре раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, быстро возрастающая спираль. Высота последнего оборота в 4-5 раз больше высоты первого оборота. Спиральная полоса тонкая. Толщина ее в начальных оборотах в 3-4 раза, а в последнем в 8-9 раз больше высоты спирального канала. Септы тонкие, прямые у основания и слегка изогнутые в верхней части. Камеры четырехугольные, высокие. Высота камер в первых оборотах в 2-3 раза, а в последнем в 5-6 раз больше длины. Мегасфера маленькая, округлая, диаметром 0,08-0,1 мм.

Размеры: диаметр 2,5-4 мм; толщина 0,3-0,4 мм; отно-

шение $\frac{D}{T} = 2,5; 3$. На радиус 1,5 мм приходятся 2,5 оборота. Общее количество септ 34–36.

Сходство и различия. *O. alpina* выявляет большое сходство с *O. ammonoica*, *O. complanata*, *O. granulosa*. От первого отличается меньшим размером раковины, меньшим количеством септ, правильно распределенными септами и сравнительно большой высотой последнего оборота. Меньшим количеством и почти прямыми септами отличается от *O. complanata*. От *O. granulosa* отличается значительно меньшей и мелкой грануляцией.

Распространение и геологический возраст. *O. alpina* встречается в среднеэоценовых отложениях Италии, Испании и в верхнеэоценовых отложениях Франции, Испании, Болгарии, Карпат и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он сс. Элпин, Ринд, Ахавнадзор.

Operculina ammonoica Leymerie, 1846

1846. *Operculina ammonoica* Leymerie. P. 359, pl. II, fig. II a, b.

1967. *Operculina ammonoica* Г. И. Немков, стр. 268–269, табл. XIУ, фиг. 1, табл. XIУ, фиг. 2, 3. (Синонимика).

Диагноз. Раковина малой и средней величины совершенно плоская с малым количеством быстро возрастающих эволютивных оборотов. Гранулированная. Спиральная полоса тонкая. Септы прямые. Камеры четырехугольные, высокие.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 10, фиг. 2

Внешние признаки. Раковина плоская с округлым очертанием и с просвечивающимся сквозь стенки оборотов. Из-за особой тонкости раковины в породах не встречаются целые формы. Поверхность покрыта гранулами, которые сосредоточены главным образом, в центре раковины. Септальные линии на поверхности выделяются в виде ребер.

Внутреннее строение. В экваториальном разрезе видна правильная, быстро возрастающая спираль. Высота последнего оборота в 2–3 раза больше высоты спирального канала. Септы прямые, слегка изогнутые в верхней части. В

начальных оборотах они перпендикулярные к спиральной полосе и распределены в спиральном канале правильно, а в последних — изогнутые в средней части и распределены неравномерно. Камеры в начальных оборотах четырехугольные, правильной формы, а в последнем — почти серповидные. Их высота в начальных оборотах в 2 раза, а в последнем в 2–3 раза больше длины. Мегасфера округлая, маленькая, диаметром 0,09–0,1 мм.

Размеры: диаметр 5–7 мм, толщина 0,2–0,3 мм (отношение $\frac{D}{T} = 2,5; 3; 5,5$. На радиус 3 мм приходится 3,5 оборота. Общее количество септ 49–50.

Сходство и различия. *O. amonea* имеет большое сходство с *O. alpina*, *O. complanata* и *O. granulosa*. От первого отличается большим размером раковины, большим количеством септ, более округлым очертанием, меньшей высотой последнего оборота и менее правильно распределенными септами. Почти прямыми и перпендикулярными септами, присутствием гранул и отсутствием центрального вздутия на поверхности раковины и четырехугольными камерами отличается от *O. complanata*. От *O. granulosa* отличается значительно меньшим размером гранул.

Распространение и геологический возраст. Имеет широкое вертикальное распространение, встречается в ниже-среднеэоценовых отложениях Северной Сирии и верхнем эоцене Северной Италии, Болгарии, Крыма и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар, Советашен; Ехегнадзорский р-он сс. Элин, Ринд.

Operculina victoriensis Chapman et Walter, 1938.

1938. *Operculina victoriensis* Chapman et Walter, p.248, T. XIV, fig.3–8.

Диагноз. Раковина малой величины, плоская с малым количеством быстро возрастающих эволютивных оборотов. Гранулированная, спиральная полоса очень тонкая. Септы аркообразно изогнутые. Камеры высокие, серповидные.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. X, фиг. 4,5.

Внешние признаки. Раковина совершенно плоская с просвечивающимся сквозь стенки оборотов. В центре имеется маленький бугорок в виде белого пятна. Септальные линии

радиальные, изогнутые аркообразно, в последнем обороте иногда расщепляются. Поверхность покрыта точечными гранулами, которые расположены радиально над и между септальными линиями.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота последнего оборота в 5 раз больше высоты первого. Спиральная полоса очень тонкая. Толщина ее достигает в начальных оборотах $1/4-1/5$, а в последнем $-1/12-1/14$ высоты спирального канала. Септы тонкие, аркообразно изогнутые, распределены в спиральном канале равномерно и густо. Камеры серповидные, высокие. Высота в начальных оборотах в 3-4 раза, а в последнем - в 9 раз больше длины. Мегасфера маленькая, округлая, диаметром 0,09-0,1 мм.

Размеры: диаметр 3-6 мм, толщина 0,2-0,3 мм. На радиус 3 мм приходятся 3,5 оборота. Общее количество септ-40-42.

Сходство и различия. Этот вид под разным названием (*O. complanata*, *O. complanata* var. *granulosa* описывал Шапман. Затем Шапман и Вольтер (1938), описывая *O. victoriensis* как новый вид из ниже- и среднемиоценовых отложений Австралии и Новой Зеландии, вышеуказанные названия приводят в синонимику последнего вида. *O. victoriensis* аркообразными изогнутыми септами, серповидными камерами имеет большое сходство с *O. complanata*, от которого отличается присутствием гранул и меньшим количеством септ. Присутствием гранул напоминает *O. granulosa*, но отличается от него значительно мелкой грануляцией, сильно изогнутыми серповидными камерами.

Распространение и геологический возраст. Встречается в ниже- и среднеэоценовых отложениях Южной Австралии и Новой Зеландии. В Армении встречается в верхних слоях верхнего эоцена и в нижних слоях ниже-среднего олигоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, с. Шагал; Ехегнадзорский р-он с. Ахавнадзор; Шаумянский р-он, с. Ацаван.

Род *Pellatispira* B o u s s a c, 1906.

Pelatispira douvillei Boussac, 1906.

1906. *Pelatispira douvillei* Boussac, p. 91-92, pl. II, fig. 8, 10, II, 13

1958. *Pelatispira douvillei*: Э. Белмуस्ताков, стр. 46, табл. XIY, фиг. 9-15.

Диагноз. Раковина средней величины, плоская с мелкими гранулами. Обороты инволютные, полости камер эволютные. Спиральный валик сильно развит. Спиральная пластинка толстая. Септы тонкие, прямые, утолщенные в основании. Камеры изометрические.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 10, фиг. 6-11.

Внешние признаки. Раковина плоская, дискоидальная. Край раковины округлый. Обороты на поверхности округленно выпуклые, разделенные желобком. Поверхность покрыта гранулами разной величины. Сравнительно крупные гранулы сосредоточены на гребнях.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса очень толстая, утолщается по мере раскручивания. Толщина ее в 2-3 раза больше высоты спирального канала. Септы тонкие, утолщенные у основания, слегка наклонные, почти прямые, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры изометрические. Верхний задний угол прямой. Мегасфера состоит из двух равных по величине камер, диаметром 0,5-0,6 мм.

В осевом сечении раковина уплощенная, спиральный валик толстый. Полости камер эволютные.

Размеры: диаметр 5-7 мм, толщина 1-1,2 мм, отношение $\frac{D}{T} = 4; 5$. На радиус 3 мм приходится 3,5 оборота. Число

септ в $\frac{1}{4}$ оборота:

для первого оборота	2
" второго "	5
" третьего "	6
" четвертого "	11

Сходство и различия. *P. douvillei* по внешним признакам имеет большое сходство с *Assilina*, от последнего отличается наличием выдающегося спирального гребня

на поверхности раковины и эволютных оборотов. Сравнительно мелкими и неравномерно распределенными гранулами и большим количеством септ отличается от

Распространение и геологический возраст. Верхний эоцен Юго-Западной Франции, Испании, Германии, Италии, Венгрии и Болгарии и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он сс. Чиман, Шагап, Карахач, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Эплин, Ринд.

Pellatispira madaraszi (Hantken)

1875. *Nummulites madaraszi* Hantken, p. 86, v. IV, pl. XIV, fig. 7.

1901. *Assilina madaraszi* Oppenheim. *Paleontographica* X, VII, p. 42.

1958. *Pellatispira madaraszi* Э. Белмустаков, стр. 45, табл. XIУ, фиг. 5-8.

Диагноз. Раковина средней величины, плоская, дискообразная с крупными спирально расположенными гранулами. Обороты инволютные, полости камер эволютные. Спиральная полоса толстая. Септы тонкие прямые, утолщенные у основания. Камеры изометрические.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 10, фиг. 12-14.

Внешние признаки. Раковина плоская, дискоидальная с притупленным периферическим краем. Поверхность покрыта гранулами различной величины, расположенными на спирали, отвечающей внутренним оборотам. Эти обороты снаружи обозначены углубленными линиями.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса очень толстая, утолщается по мере раскручивания. Толщина ее в 1,5-2 раза больше высоты спирального канала. Септы тонкие, утолщенные у основания. В начальных оборотах они изогнутые в средней части, а в последнем почти прямые, слегка наклонные, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры в начальных оборотах развиты в высоту больше, чем в длину, а в последнем изометрические. Мегасфера состоит из двух равных по величине камер, диаметром 0,4-0,5 мм.

В осевом сечении раковина напоминает уплощенный эллипс. Сильно развит спиральный валик. Спиральная полоса очень толстая. Боковые стенки оборотов соединяются под очень тупым углом. Полости камер эволютные. Хорошо видны столбики гранул, расположенные неправильно.

Размеры: диаметр 3-5 мм, толщина 1-1,2 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2,5; 3; 5$. На радиус 2-5 мм приходится 3 оборота. Число септ в 1/4 оборота:

для первого оборота	2
" второго "	5
" третьего "	6

Сходство и различия. *P. madaraszi* впервые под названием *Nummulites madaraszi* был описан Ханткеном (1875). Этот вид он назвал в честь Г. Эдуарда Зигмунда Ф. Модорас, который в течение ряда лет занимался вместе с Ханткеном обстоятельным изучением нуммулитов. Затем Ж. Буссак (1906), выделив новый род *Pellatispira*, представители которого со своими эволютными полостями камер, сильно развитым спиральным валиком, толстой спиральной полосой резко отличается от нуммулитов, в синонимике вида *P. madaraszi* приводит *Nummulites madaraszi* Hant. *P. madaraszi* имеет большое сходство с *P. douvillei* от которого отличается сравнительно мелким размером раковины, более крупными и спирально расположенными гранулами.

Распространение и геологический возраст. Верхний эоцен Юго-Западной Франции, Италии, Германии, Венгрии, Болгарии и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Карахач; Ехегнадзорский р-он, с. Элпин, Ринд.

Род *Spiroclypeus* H. Douville', 1905.

Spiroclypeus granulosis Boussac, 1906.

1906. *S. granulosis* Boussac, p. 96-97, pl. II, fig. 15-18, pl. III fig. 19.

1933. *S. granulosis* Cizancourt, pl. XXXIV, fig. 6, p. 766.

1958. *S. granulosis*. Э. Белмустаков, табл. XIУ, фиг. 16-20.

1958. *S. ex gr. granulosis*: Г. И. Немков, рис. 1, фиг. 6, 7.

1967. *S. granulosis*: Г. И. Немков, стр. 275, табл. 1, фиг. 5, 6 (А), (В).

Диагноз. Раковина средней величины, покрыта сетью, сос-

тоящей из многоугольных петель. Гранулированная. Инволютная, напоминающая в экваториальном сечении гетеростегину, в поперечном — лепидоциклину. Камеры оперкулиноидные, подразделяются на вторичные камеры почти непосредственно за мегасферой. Развиты боковые камеры и столбики гранул, как у орбитоидов.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 11, фиг. 1-3, 6.

Внешние признаки. Раковина сильно вздутая в центральной части. У некоторых форм вздутость расположена несколько эксцентрично. Наблюдается резкий переход от сильно вздутой центральной части к плоской периферии, который сопровождается легким искривлением наружного края. Сильно гранулированная. Гранулы сосредоточены главным образом в центре раковины. По направлению к середине раковины они становятся значительно крупными. Между гранулами заметна тонкая сетка, состоящая из маленьких петель. Сеточное строение на поверхности более четко выражено у края раковины из-за отсутствия гранул.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота последнего оборота значительно больше высоты первого (в 8-9 раза). Спиральная пластинка очень тонкая, в начальных оборотах толщина ее достигает $1/7-1/8$, а в последнем — $1/19-1/20$ высоты спирального канала. Главные камеры подразделяются на вторичные почти непосредственно за мегасферой. Мегасфера состоит из двух разных по величине камер. Первая овальная, вторая почковидная, диаметром 0,2-0,3 мм.

В осевом сечении раковина почти ромбовидная. Развиты боковые камеры различной величины. Столбики гранул сосредоточены главным образом в центре раковины.

Размеры: диаметр 3-5 мм, толщина 1-1,5 мм, отношение $\frac{D}{T} = 2,5; 3; 3,5; 4$. На радиус 2 мм приходится 3 оборота.

Сходство и различия. Род *Spiroclypeus* установлен французским геологом А. Дувийе в 1905 г. в верхнем олигоцене о. Борнео. Типичным видом для этого рода является

Spiroclypeus orbitoideus Буссак (1906) нашел другой вид *S. granulosus* в приабонских отложениях Италии. Названный автор установил, что в средней части скорлупки стенка раскальвается на ряд пластинок. Позже немногочисленные виды спироक्липеусов были обнаружены в верхнем эоцене, олигоцене и нижнем миоцене Индо-Тихоокеанской и Средиземноморской областях. В западном полушарии отдельные виды были найдены в нижней Венесуэле. В 1957 г. Ф. Беда отметил присутствие двух видов *S. carpaticus* (Uhlig), *S. granulosus* Bous-sac в верхнем эоцене Карпат.

На территории СССР представители рода *Spiroclypeus* (*S. granulosus* Boussac) в верхнем эоцене Южной Армении (с. Чиман) впервые обнаружены Г. И. Немковым. Затем нами была найдена мегасферическая генерация вида *S. granulosus* в многочисленных других пунктах верхнего эоцена Армении (с. Шагап, Карахач, Ланджар, с. Элпин и др.). Описываемый вид имеет сходство с *S. carpaticus*, от которого отличается неодинаковым и мелким размером гранул и более крупными камерами.

Распространение и геологический возраст. Верхний эоцен-нижний миоцен Индо-Тихоокеанской и Средиземноморской области.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он с. Элпин.

Род *Grzybowskia* B i e d a, 1950.

Grzybowskia reticulata (Rutimeyer), 1850.

1850. *Heterostegina reticulata* Rutimeyer, str. 109 IV, fig. 61.

1868. *H. reticulata* Gumbel, str. 84, 5. II, fig. ПВ a, b.

1875. *H. reticulata* Hantken, str. 81, t. XII, fig. 3.

1957. *Grzybowskia reticulata* Bieda, v. XXV, str. 295 t. XI, fig. 6, 7.

1958. *Grzybowskia multifida* Г. И. Немков, рис. 1, фиг. 4, 5.

1967. *Grzybowskia reticulata*: Г. И. Немков, стр. 273, табл. 1, фиг. 1-3.

Диагноз. Раковина чечевицеобразная, выпуклая в умбональной части с инволютными оборотами. Камеры в начальных оборотах высокие, серповидные, а в последующих подразделены на многочисленные вторичные камеры, имеющие вид прямоугольника.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. XI, фиг. 4; 5, 7, 8.

Внешние признаки. Раковина почти чечевицеобразная. На поверхности в умбональной части находится вздутие, расположенное несколько эксцентрично, на котором виден крупный бугорок белого цвета. От центра отходят радиальные септальные линии. Из-за особой тонкости стенки последнего оборота вторичные камеры просвечиваются сквозь них, образуя на поверхности раковины сеть, состоящую из прямоугольных петель.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота последнего оборота примерно в 12-13 раза больше высоты первого оборота. Спиральная полоса тонкая. Толщина ее в начальных оборотах достигает $1/4$, а в последнем $1/15-1/18$ высоты спирального канала. Камеры в начальных оборотах простые, серповидные, высокие, а в последующих подразделены на многочисленные вторичные камеры, имеющие вид прямоугольника.

В осевом сечении обороты полностью инволютные. Боковые стенки оборотов соединяются под очень острым углом. Хорошо виден центральный столбик треугольной формы.

Размеры: диаметр 3,5-5 мм, толщина в умбональной части 1-1,5 мм, а у края 0,08-0,1 мм; отношение $\frac{D}{T} = 3; 3,5;$

5. На радиус 2,5 мм приходится 4 оборота.

Сходство и различия. Род *Grzybowski* установлен в 1950 г. польским геологом Ф. Беда (1950), а затем в 1957 г. им описаны два вида: *G. multifida* и *G. reticulata* из верхнеэоценовых отложений Карпат. На территории СССР в палеогеновых отложениях Юга Армении (с. Чиман) представители рода *Grzybowski* (*G. multifida*) впервые был найден Г. И. Немковым (1958). В последствии нами в большом количестве из многочисленных других пунктов верхнего эоцена Армении была найдена микросферическая генерация вида *G. reticulata*. Последний прямоугольными, правильно распределенными вторичными камерами имеет сходство с *Heterostegina*, от которого отличается полностью инволютными оборотами (у гетеростегин обороты в поздней ста-

дии развития эволютные). Сравнительно большим размером и прямоугольными, прямо распределенными вторичными камерами отличается от *G. multifida*.

Распространение и геологический возраст. Встречается в верхнеэоценовых отложениях Карпат и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шаган, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, с. Элпин.

Род *Discocyclus* Gümbel, 1868.

Описание видов орбитоидов приводится по группам, в которые объединены виды, входящие в определенные филогенетические ряды. Орбитоиды встречающиеся в юго-западной части Армении принадлежат к группам^х: *Discocyclus archiaci*, *D. sella*, *D. roberti*.

1: Группа *Discocyclus archiaci*

Дискообразные, имеющие в центре ясно выраженный бугорок. Гранулы имеют одинаковые размеры, распределены на поверхности равномерно. Боковые камеры неправильной формы и образуют розетку, состоящую из 6-8 лепестков:

а) формы с триблиолепидиновым типом расположения эмбриональных камер - *D. pratti*, б) формы с нефролепидиновым типом расположения камер эмбриона - *D. augustae*.

Discocyclus pratti (Michelin), 1846.

1846. *Orbitolites pratti* Michelin, p. 278, pl. 63, fig. 14.

1959. *Discocyclus pratti*; Kecskemeti, p. 42-45, tab. 1, fig. 8, 10, 11, t. 11, fig. 1-5, text. 8-9(A,B).

1962. *Discocyclus pratti*: Б. Ф. Зернецкий, стр. 64, табл. XIV, фиг. 1, 5, табл. ХУП, фиг. 3, 4; табл. ХУП, фиг. 2.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. XI, фиг. 9, 11.

Внешние признаки. Раковина дискоидальная, выпуклая в центральной части в виде маленького бугорка, который отделяется от плоской части раковины слабо выраженным желобком. Поверхность покрыта мелкими, равновеликими и правильно распределенными гранулами. Вокруг гранул располагаются боковые камеры, образуя розетку из пяти лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбри-

^х За основу мы принимаем классификацию А. Дувийе (1922).

ональный аппарат триблиолепидинового типа. Протоконх окружена дейтероконом. Околоэмбриональные камеры, количеством 35–37, почти четырехугольные, длинные, их высота в 2–2,5 раза больше ширины. Экваториальные камеры непосредственно у центрального аппарата почти изометрические и распределены правильно кольцеобразно, а по направлению к периферическим частям их длина значительно увеличивается, и они располагаются неправильно кольцеобразно. В краевых частях длина экваториальных камер в 2,5–3 раза превышает ширину.

В осевом сечении эмбрион почти округлый. Экваториальные камеры высокие, их высота по направлению к краю раковины незначительно увеличивается. Боковые камеры очень низкие в центральной части, но в краевых частях их высота слегка увеличивается. Столбики гранул едва заметны. Они распределены равномерно, густо.

Размеры: диаметр 6,5–7 мм, толщина 1,3 мм. Протоконх: продольный диаметр – 0,25 мм, поперечный – 0,24 мм. Дейтероко́нх: продольный диаметр – 0,7 мм, поперечный – 0,5 мм.

Микросферическая генерация (B)

Внешние признаки. Раковина дискоидальная, сильно выпуклая в центральной части в виде крупного бугорка. Наблюдается резкий переход от выпуклой центральной части к плоской периферии, в результате которого образуется широкий узкий воротник по краям раковины. Поверхность раковины покрыта мелкими, равновеликими, равномерно и густо расположенными гранулами. Боковые камеры образуют вокруг каждой гранулы розетку, состоящую из 6–8 лепестков. Край раковины у большинства экземпляров округлый, у некоторых форм неправильно волнистый.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении в центре раковины видна маленькая округлая начальная камера. За первоначальной камерой следуют расположенные по плоской спирали 5–6 камер, которые имеют значительную длину. Эту первую спираль камер окружают 9–10 рядов камер, расположенные по спирали, они правильно полигональные, последний ряд закрытый. За ним следуют нормальные четырехугольные экваториальные камеры, которые в средней части раковины расположены несколько лучеобразно, т.е. вытяжи-

ваются по направлению 6-7 радиусов. В краевых частях раковины камеры экваториального слоя расположены кольцеобразно, их высота в 2 раза больше длины.

В осевом сечении экваториальные камеры низкие, длинные, высота которых к краю раковины незначительно увеличивается. Столбики гранул расположены равномерно.

Размеры: диаметр 6-10 мм, толщина 2-3 мм.

Сходство и различия. *D. pratti* из Армении при сравнении с аналогичным видом разных районов Западной Европы, выявляет большое сходство (размером раковины, строением, а также размером эмбрионального аппарата, количеством околоэмбриональных и боковых камер (см. табл. 3) с *D. pratti*, описанными Швейггаузером (Виченца) и Кечкемети (Венгрия); *D. pratti* имеет большое сходство с *D. papiracea*, *D. augustae*, *D. archiaci*. От первого отличается уплощенной раковинной, меньшим размером эмбрионального аппарата и мелкими гранулами. Более крупными размерами раковины, триблиолепидиновым типом строения эмбрионального аппарата *D. pratti* отличается от *D. augustae*. В отличие от *D. archiaci* имеет ясно выраженный бугорок в центре раковины и более мелкие гранулы.

Распространение и геологический возраст. *D. pratti*, встречается в средне- и верхнеэоценовых отложениях ряда стран Западной Европы. На территории СССР они встречаются в нижнем и среднем эоцене Крыма, Причерноморской Владины. В среднем эоцене они встречаются в Грузии и Мангышлаке. В Армении они в единичных экземплярах появляются в среднем эоцене и переходят в верхний эоцен, где они встречаются в породах горизонта с *N. millescaput* и дискоциклиновых горизонтах верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагал, Карахач; Ехегнадзорский р-он сс. Элин, Ринд.

Таблица 3

Наименование вида	Размеры раковины		Размер гранул	Кол. бок. камер	Размеры протоконха		Дейтероконых	Кол. околоэмб. камер
	Д	Т			прод.	поп.		
D. pratti (по Швейхаузеру, из Виченцы)	6-9	1-1,5		6-8	0,18	0,16	0,45-	29-37
D. pratti (по Кекемети)					0,35	0,25	0,81	
из Венгрии)	5-2	0,8	0,02	5-6	0,15	0,12	0,26	27-39
D. pratti (из Армении)	10	12	0,04		0,26	0,22	0,57	
	6-5	1,3	0,04	5-6	0,25	0,15	0,5	35-39
	7 мм		0,05				0,7	

Discocyclina augustae (v.d. Weijden), 1940.

1940. *Discocyclina* (*Discocyclina*) *augustae* v.d. Weijden. p. 23, pl. 1, fig. 4-8; pl. II, fig. 1-2.

1959. *Discocyclina augustae* Keckskemeti, Taf. 1, fig. 3, 5, 7. Textifig.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. XI, фиг. 10, табл. XII, фиг. 1.

Внешние признаки. Раковина совершенно плоская. В центре имеется маленький, но ясно выраженный бугорок, отделенный от плоской части раковины ясно выраженным желобком. Край заостренный. Поверхность покрыта мелкими, равновеликими (диаметром 0,04-0,05 мм), равномерно распределенными гранулами. Вокруг гранул располагаются боковые камеры, образуя розетку из 5-6 лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат нефролепидинового типа. Протоконх маленький, почти округлый, дейтероконых полукруглый. Околоэмбриональные камеры неправильно полигональные. Их количество достигает 20-21. Экваториальные камеры шестиугольные в центральной части раковины, мелкие, почти изометрические. По мере удаления от центра они возрастают в высоту. Часто распределены неправильно концентрически.

В осевом сечении раковина сильно сплюснута у края. В центре хорошо виден эмбрион, вытянутый по направлению радиуса. Экваториальные камеры изометрические в центральной части, постепенно, по мере движения от центра к краю, удлиняются. Стенки раковины пронизываются многочисленными столбиками гранул, распределенными равномерно.

Размеры: диаметр 6–7 мм, толщина 0,9–1 мм. Протоконх – продольный диаметр – 0,12 мм, поперечный – 0,1 мм. Дейтероконх: продольный диаметр – 0,1 мм, поперечный – 0,25 мм.

Сходство и различия. *D. augustae* впервые из приабонских отложений Биарица описал Ван дер Вейден в 1939 г., приводя в синонимии указанного вида *Ortophragma pratti* Schlum.

Дальнейшие исследования Швейхаузера, (1953), а также Ван дер Вейдена (1940) показали, что по внутреннему строению *D. augustae* отличается от *D. pratti*. Эмбриональный аппарат у *D. pratti* триблиолепидиновый. По внешним признакам (одинаковым размером раковины, присутствием ясно выраженного бугорка, мелкими и равномерно распределенными гранулами, почти одинаковым количеством боковых камер) имеет большое сходство с *D. pratti*. Однако отличается от последнего строением эмбрионального аппарата, меньшим размером протоконха и дейтероконха, строением околоэмбриональных камер (см. табл. 4). По внешним признакам *D. augustae* не отличается от *D. concentrica* Kecsck., только эмбриональный аппарат у последнего эвлепидиновый.

Распространение и геологический возраст. Имеет широкое распространение от нижнего до верхнего эоцена включительно. Особенно часто встречается в верхних частях среднего эоцена и в низах верхнего эоцена Франции, Италии, Болгарии. На территории СССР встречается в верхнеэоценовых отложениях Причерноморской Впадины и в Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, с. Шагап, Чиман, Ланджар, Карахач, Ехегнадзорский р-он, с. Элин.

Группа *Discocyclina sella*

Дискоидальные, правильной или седлообразно сильно изогнутой формы. Гранулы имеют одинаковые размеры, распределены на поверхности раковины равномерно и отделены друг

Таблица 4

Наименование вида	Размеры раковины		Размеры гранул	Колич. камер	Размеры протоков		Дейтеро-конх	Колич. около-эмб. камер
	Д	Т			ха			
					прод. д.	поп. д.		
<i>D. pratti</i>								
из Виченцы	6-9	1-1,5		6-8	0,18-0,35	0,16-0,25	0,45-0,81	29-37
<i>D. pratti</i>								
из Армении	6,5-7	1,3	0,04-0,05	5-6	0,25	0,15	0,5-0,7	35-39
<i>D. augustae</i>								
из Виченцы	6-7			5-6	0,14-0,16	0,12-0,14	0,24-0,27	
<i>D. augustae</i>								
из Армении	6-7	0,9	0,04-0,05	3-4	0,12	0,10	0,17-0,19	18-20

от друга. Боковые камеры неправильно шестиугольные, образуют вокруг каждой гранулы розетку, состоящую из 10-11 лепестков. Эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. К этой группе принадлежат встречающиеся в верхне-эоценовых отложениях юго-западной части Армянской ССР виды - *D. sella*, *D. scalaris*, *D. veronensis*.

а) Формы с правильно дискоидальной раковиной - *Discocyclus scalaris*, *D. veronensis*.

б) Формы с седлообразно изогнутой раковиной - *D. sella*. *Discocyclus scalaris* (Schlumberger), 1903. 1903, *Orthophragmina scalaris* Schlumberger, p. 277, pl. VIII, fig. 4; pl. IX, fig. 12.

1959. *Discocyclus scalaris* Kecskemeti, p. 39-40, Taf. I, fig. 1,2, Text. 53. (Синонимика).

Мегасферическая генерация (А).

Табл. XII, фиг. 2-3.

Внешние признаки. Раковина дискоидальной или чечевицеобразной формы. Край заостренный. Поверхность покрыта

гранулами почти одинаковой величины (диаметром 0,2 мм, расстояние между гранулами 0,15–0,2 мм), которые распределены сравнительно отдаленно друг от друга. Вокруг каждой гранулы боковые камеры образуют розетку, состоящую из 10–11 лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры ромбовидные или квадратные. Они развиты в ширину больше, чем в высоту. Их количество достигает 28–30. Экваториальные камеры ромбовидные в начальных циклах, а у края почти квадратные. Их высота слегка возрастает по мере движения от центра. Они распределены в центральной части раковины неправильно концентрически. Экваториальные камеры вторичными перегородками разделяются на две или несколько частей. Их расположения у края делаются сравнительно правильно. В осевом сечении раковина напоминает уплощенный эллипс. Боковые камеры по мере движения от центра к периферии незначительно увеличиваются по высоте. Хорошо видны столбики гранул. Они равновеликие и расположены отдаленно друг от друга. Экваториальные камеры квадратные, изометрические и почти не изменяются по высоте по мере удаления от центра.

Размеры: диаметр 6–8 мм, толщина 1–1,5 мм. Протоконх: продольный диаметр–0,24 мм, поперечный диаметр–0,25 мм. Дейтероконх: продольный диаметр–0,4 мм, поперечный–0,5 мм.

Сходство и различия. *D. scalaris* из Армении многими признаками имеет большое сходство с *D. scalaris* из Венгрии, однако более крупным размером эмбрионального аппарата и меньшим количеством околоэмбриональных камер отличается от последнего (см. табл. 5). По внешним признакам имеет сходство с *D. archiaci* и *D. veronensis*. От первого вида отличается отсутствием центрального вздутия, расположением гранул и большим количеством боковых камер вокруг каждой гранулы, а от второго – отсутствием центральной вогнутости. Размером и расположением гранул имеет сходство с *D. sella*, от которого отличается правильной линзовидной формой (раковина у *D. sella* обычно седлообразно сильно изогнутая).

Распространение и геологический возраст. *D. scalaris*

Таблица 5

Название вида	Размеры раковины		Размеры гранул	Колич. бок. камер	Размеры протоко-на		Дейте-роконх	Кол. око-ло-эмбр. камер
	Д	Т			прод. д.	поп. д.		
<i>D. scalaris</i>								
по Швей-хаузеру	4-7		0,2 мм	10-12	0,24-0,18	0,14-0,16	0,3 мм	30-45
<i>D. scalaris</i>								
(из Армении)	6-8	1-1,5	0,2-0,25	10-11	0,25	0,2	0,4-0,5	28-30

имеет широкое вертикальное распространение в нижнепалеогеновых отложениях (нижний эоцен-верхний эоцен) Франции, Испании, Турции, Венгрии, Болгарии и других стран. В Армении широко распространен по всему разрезу эоцена (от нижнего до верхнего), однако верхнеэоценовые формы отличаются от средне- и нижнеэоценовых форм более крупным размером раковины и большими размерами гранул.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шаган, Карахач, Ланджар.

Discocyclus sella d'Archiac, 1848.

1848. *Orbitolites sella* d'Archiac, p. 405, VIII, fig. 16a.

1959. *Discocyclus sella* Kecskemeti, Taf. I, fig. 4,6,9, Text. 7.

1962. *Discocyclus sella*: Б. Зернецкий, стр. 66, табл. ХУ1, фиг. 5.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 12, фиг. 4, 5.

Внешние признаки. Раковина диксоидальная, седлообразно сильно изогнутая. Поверхность покрыта мелкими, едва заметными равновеликими гранулами (диаметром 0,02-0,03 мм), более разряженными в центральной части, а в остальной и главным образом в периферической части-группирующимся в правильные концентрические ряды. Боковые камеры образуют вокруг каждой гранулы розетку из 7-8 лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидиновый. Количество околоэмбриональных камер 35–36. Экваториальные камеры шестиугольные, в начальных циклах они изометрические, а в средних и последних их высота в 2–3 раза больше длины.

В осевом сечении раковина аркообразно сильно изогнутая. Экваториальные камеры по мере удаления от центра возрастают в высоте. Стенки раковин пронизаны мелкими, тонкими столбиками гранул, которые распределены почти равномерно. Боковые камеры от центра к периферии слегка возрастают в ширине.

Размеры: диаметр—8–8,5 мм, толщина—1,2–1,5 мм. Протококх: продольный диаметр—0,3 мм, поперечный—0,2 мм, Дейтерококх: продольный диаметр—0,6 мм, поперечный—0,5 мм,

Сходство и различия. На территории Армении впервые краткое описание этого вида из среднеэоценовых отложений Западного Айоцзора дал Б. Ф. Мефферт (1931). Хорошим диагностическим признаком для этого вида является седлообразная форма, однако этот признак не является единственным для отличия указанного вида от других. Основываясь только на седлообразной форме раковины некоторые авторы, в том числе и Шлумберже (1903) (как правило указывает Дувийе), к *D. sella* присоединяли ряд седлообразно изогнутых форм, принадлежащих другим видам. *D. sella* имеет сходство с *D. scalaris* и *D. veronensis*. От первого отличается седлообразной формой, крупным размером раковины и сравнительно густо распределенными гранулами, а от второго изогнутой раковиной, отсутствием вогнутой части в центре раковины и распределением гранул (гранулы у *D. veronensis* расположены на поверхности густо).

Распространение и геологический возраст. *D. sella* встречается в верхах среднеэоценовых и низах верхнеэоценовых отложений Юго-западной Франции, Турции, Болгарии и Армении, на территории СССР встречается в верхне- и среднеэоценовых отложениях Восточных Карпат, Крыма, Причерноморской впадины и Кавказа.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский район, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский район, с. Элпин.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 12, фиг. 16, 7.

Внешние признаки. Раковина дискоидальная, плоская, край заостренный. В центре имеется вогнутость, лишенная грануляции. Поверхность покрыта мелкими равновеликими, густо расположенными гранулами (диаметром 0,1 мм). Вокруг гранул боковые камеры образуют розетку, состоящую из 6-7 лепестков. Они неправильной формы: ромбовидные, треугольные, квадратные.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры одинаковой величины, количеством 40-42. Экваториальные камеры мелкие, распределены неправильно концентрически. Их высота слегка возрастает по мере удаления от центра.

В осевом сечении раковина напоминает уплощенный эллипс. В центральной части хорошо виден эмбриональный аппарат овальной формы. Экваториальные камеры четырехугольные, почти изометрические. Их высота от центра к периферии не изменяется. Экваториальные камеры неодинаковой формы. Они четырехугольные, шестиугольные и полигональные. По мере движения от центра к периферии они возрастают по высоте. Столбики гранул распределены равномерно по всему разрезу. Они почти одинаковой толщины.

Размеры: диаметр - 0,4 мм, толщина - 2-2,5 мм. Протококнх: продольный диаметр - 0,4 мм, поперечный - 0,35 мм; Дейтероконх: продольный диаметр - 0,8 мм.

Сходство и различия. Описываемый вид по внутреннему строению имеет большое сходство с *D. archiaci*, от которого отличается по внешним признакам (у *D. archiaci* в центральной части раковины имеется выпуклость в виде крупного бугорка). Имеет сходство также с *D. scalaris*, от которого отличается расположением гранул на поверхности раковины, сравнительно меньшим количеством боковых камер и присутствием вогнутости в центральной части раковины.

Распространение и геологический возраст. *D. veronensis* встречается в приабонских отложениях Южной Франции и Испании. (На территории СССР впервые описывается нами.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шаган, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Элпин, Ринд.

Группа *Discocyclina nummulitica*

Чечевицеобразные, значительно выпуклые в центральной части. Имеют ясно выраженный воротник вокруг центральной выпуклости. Гранулы неодинаковой величины, распределены неравномерно на поверхности. Крупные гранулы сосредоточены в центральной части. Боковые камеры неправильно шестиугольные, образуют вокруг каждой гранулы розетку, состоящую из 6-12 лепестков. Эмбриональный аппарат эвлепидино-триблиолепидинового типа. Количество околоэмбриональных камер 20-36.

Discocyclina douvillei (Schlumberger), 1903.

1903. *Orthophragina douvillei* Schlumb., p. 283, pl. IX, fig. 21-24.

1959. *Discocyclina douvillei* Kecskemeti, p. 57, Taf. IV, fig. 3,6.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 13, фиг. 1, табл. 15, фиг. 1.

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразной формы со значительным вздутием в центральной части, которое занимает большую часть раковины. Край округлый, часто обломанный, неровный. Поверхность покрыта гранулами довольно неправильно. На краях гранулы мелкие, едва заметные (0,02 мм) и расположены густо. На вздутой части имеются очень толстые гранулы, расположенные на значительном расстоянии друг от друга, размер которых несколько раз превосходит диаметр краевых и расположенных между ними мелких гранул. Диаметр крупных гранул достигает 0,5 мм. Каждый большой столбик окружен 8-12 очень маленькими неправильной формы камерами, размер которых почти в 1,5 раза больше боковых камер, расположенных вокруг мелких гранул.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении камеры эмбриона расположены по эвлепидиновому типу. Дейтерококс полностью охватывает протококс. Вокруг эмбриона расположены околоэмбриональные камеры, количество которых достигает 26-27. Две главные вспомогательные околоэмбриональные камеры расположены у основания первоначальной каме-

ры и выделяются своими большими размерами и удлинёнными формами. Остальные околоэмбриональные камеры примерно одинаковых размеров и прямоугольные, почти изометрические. Камеры экваториального слоя примерно прямоугольного очертания и во внутренних циклах расположены по направлению 5–6 радиусов. В краевых частях раковины лучи не наблюдаются, и камеры экваториального слоя располагаются кольцеобразно. Они во внутренних циклах изометрические, а в краевых частях их высота примерно в 1,5 раза больше длины.

В осевом сечении раковина эллипсоидная. В центральной части хорошо виден овальный эмбриональный аппарат. Экваториальные камеры почти одинаковой величины, слегка возрастает от центра к периферии. Боковые камеры узкие, длинные. Хорошо видны столбики гранул неодинаковой величины. Толстые столбики сосредоточены в центральной части раковины.

Размеры: диаметр—3; 3,5 мм, толщина—2–2,5 мм. Протоконх: продольный диаметр—0,25 мм, поперечный—0,17 мм. Дейтероко́нх: продольный диаметр 0,37 мм, поперечный—0,38 мм.

Сходство и различия. *D. douvillei* имеет сходство с *D. nummulitica*, *D. aspera*, *D. varians*, *D. chudeaui*. От первого отличается меньшим размером раковины, более выпуклой формой, присутствием четко выраженной крупной грануляцией в центральной части раковины, от *D. varians*—присутствием маленького воротника и меньшим размером раковины, а в отличие от *D. varians* имеет маленький размер и очень узкий воротник (воротник у *D. varians* значительно широкий). Об отличительных признаках *D. douvillei* и *D. chudeaui* дается в описании последнего вида.

Распространение и геологический возраст. *D. douvillei* имеет широкое вертикальное распространение в палеогеновых отложениях в пределах Альпийской геосинклинальной области, с нижнего эоцена до верхнего включительно. Многими авторами приводятся находки *D. douvillei* из нижне-, средне- и верхнеэоценовых отложений Южной Франции, Италии, Пиренеев, Испании, Карпат, Турции и Болгарии. На территории СССР встречается в нижне-, средне- и верхнеэоценовых отложениях юга СССР.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Чиман, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Ринд, Элин.

Discocyclus chudeaui (Schlumberger), 1903.

1903. *Orthophragmina chudeaui* Schlumb., p. 282, pl. IX, fig. 18-20.

1922. *Discocyclus chudeaui* Douville, p. 71.

1929. *Discocyclus chudeaui* Lluca, p. 288.

1939. *Discocyclus chudeaui* Б. Мефферт, стр. 34.

1953. *Discocyclus chudeaui* Schweighauser, Taf. 9. fig. 4,7,12. Textfig. 20.

1955. *D. chudeaui*; Г. И. Немков, стр. 217, табл. Ш, фиг. 10-12; табл. IУ, фиг. 8; табл. IХ, фиг. 6, 7.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 13, фиг. 2, 3, 5.

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, слегка выпуклая в центральной части. Толщина ее к краям постепенно уменьшается. Край заостренный. Поверхность покрыта четко выраженными гранулами, размеры которых постепенно уменьшаются от центра к периферии. Боковые камеры вокруг гранул образуют розетку, состоящую из 7-8 лепестков в центральной и 5-6 у периферической части раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении хорошо виден эмбриональный аппарат триблиолипидинового типа. Протоконх округлый, дейтероко́нх частично окружает протоко́нх, продольный и поперечный диаметр которого почти равны. Околоэмбриональные камеры четырехугольные, почти квадратные, их высота слегка превышает длину. Их количество достигает 23-24. Две глазные вспомогательные околоэмбриональные камеры расположены у основания первоначальной камеры и выделяются своими большими размерами. Они имеют неправильную полигональную форму. Камеры экваториального слоя прямоугольные, во внутренних циклах расположены лучеобразно, вытягиваются по направлению 6-7 радиусов. Их высота слегка увеличивается по мере движения от центра к периферии.

В осевом сечении раковина напоминает эллипс с острыми краями. В центре хорошо виден эмбриональный аппарат овального очертания. Экваториальные камеры почти одина-

ковой высоты от центра к периферии. Столбики гранул утолщаются по мере удаления от центра. Боковые камеры у эмбрионального аппарата очень низкие, по направлению к краю раковины удлиняются незначительно.

Размеры: диаметр 4–5 мм, толщина 1,2–1,5 мм. Протоконх: продольный диаметр–0,15 мм, поперечный–0,5 мм, Дейтероконх: продольный диаметр–0,4 мм, поперечный–0,3 мм.

Сходство и различия. *D. chudeaui* впервые описал Шлумберже (1903) из нижних Пиренеев. По указанному автору этот вид идентичен с *D. aspera*. Однако *D. chudeaui* отличается от последнего маленьким размером раковины и квадратными экваториальными камерами.

D. chudeaui выявляет сходство с *D. douvillei*, но отличается от него размером гранул. Гранулы у описываемого вида в центре раковины сравнительно мелкие и уменьшаются от центра к периферии, а у *D. chudeaui*—значительно крупные.

Распространение и геологический возраст. Нижний–средний эоцен Центральной и Южной Франции и Испании; средний эоцен Черноморского побережья, Покутско–Мармарошских Карпат и Крыма; средний–верхний эоцен Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он сс. Чимаң, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он сс. Ринд, Элпин.

Discocyclus nummulitica (Gümbel), 1868.

1868. *Orbitoides nummulitica* Gümbel, p. 792, Taf. IV, fig. 1–3, 16–18.

1959. *Discocyclus nummulitica* Kecskemeti, p. 53, Taf. III, fig. 910, 12, Textfig. 15. (Синонимика).

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 13, фиг. 7, 8, 10–12.

Внешние признаки. Раковина чечевичеобразная. Сильно вздутая в центральной части. Наблюдается более или менее резкий переход от выпуклой центральной части к плоской периферии, в результате которого вокруг центрального вздутия по краям образуется узкий воротник. Поверхность покрыта неравномерными гранулами. Сравнительно крупные сосредоточены в центральной части. Боковые камеры вокруг каждой гранулы образуют розетку, состоящую из 8–9 лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат эвлепидиновый (диаметр 0,5 мм). Протококх овальной формы. Дейтерококх охватывает протококх почти полностью. Околоэмбриональные камеры маленькие, неправильной формы. Их количество достигает 6-27. Экваториальные камеры четырехугольные, почти изометрические в начальных циклах, но удлиняются по мере движения от центра к периферии, в последних циклах высота достигает 0,1-0,2 мм.

В осевом сечении в центральной части раковины виден эмбрион овальной формы. Экваториальные камеры от центра к краю возрастают в высоту. Боковые камеры вблизи эмбрионального аппарата очень низкие и короткие, у края раковины увеличиваются значительно в высоту. Хорошо заметны конические столбики.

Размеры: диаметр-5-6 мм, толщина - 2-3 мм. Протококх: продольный диаметр-0,3 мм, поперечный-0,2 мм. Дейтерококх: продольный диаметр-0,5 мм, поперечный-0,4 мм.

Сходство и различия. В Армении краткое описание *D. nummulitica* без изображения впервые из известняков Западного Айондзора дается Б. Ф. Меффертом (1931).

По внешним признакам *D. nummulitica* имеет большое сходство с *D. varians* и *D. chudeaui*. От первого отличается неравновеликими и сравнительно неправильно распределенными гранулами, большим количеством боковых камер, строением эмбрионального аппарата и меньшим количеством околоэмбриональных камер. Большим размером раковины, присутствием ясно выраженного воротника и характером эмбрионального аппарата отличается от *D. chudeaui*.

Распространение и геологический возраст. *D. nummulitica* встречается в эоценовых отложениях Франции, Италии, Баварии, Швейцарии, Испании и Болгарии. На территории СССР встречается в эоценовых отложениях Крыма, Карпат и Кавказа.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Карахач, Ланджар, Ехегнадзорский р-он сс. Элин, Ринд.

Discocyclus varians (Kaufmann), 1867.

1867. *Orbitoides varians* Kaufmann, p. 158, Taf. X, fig. 1-10.

1959. *Discocyclus varians* Kecskemeti, Taf. IV, fig. 2, 4, 7, Textfig. 17 (Синонимика).

Внешние признаки. Раковина в центральной части сильно выпуклая. Вокруг центральной выпуклости имеет широкий воротник. Поверхность покрыта гранулами почти одинаковой величины.

Вокруг гранул образуются розетки, состоящие из шести боковых камер. Последние 6-7 циклов экваториальных камер не покрыты боковыми камерами.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры вытянуты по радиусам и имеют четырехугольную форму. Их количество достигает 35-36. Камеры экваториального слоя имеют прямоугольное очертание и во внутренних циклах расположены лучеобразно. Они вытягиваются по направлению шести радиусов. В краевых частях раковины лучей не наблюдается, а камеры экваториального слоя располагаются кольцеобразно.

В осевом сечении в центре виден более или менее крупный эмбриональный аппарат. Экваториальные камеры слегка возрастают в высоту от центра к краю раковины. Боковые камеры низкие и короткие. Хорошо заметны конические столбики.

Размеры: диаметр-5-6 мм, толщина-2,2,5 мм. Протоконх: продольный диаметр-0,22 мм, поперечный-0,20 мм. Дейтероко́нх: продольный диаметр-0,4 мм, поперечный-0,3мм.

Сходство и различия. Описываемый вид имеет большое сходство с *D. nimmulitica*, от которого отличается более выпуклой центральной частью, сравнительно мелкой грануляцией, меньшим количеством боковых и большим количеством околоэмбриональных камер.

Распространение и геологический возраст. *D. varians* распространен в отложениях верхней части среднего эоцена и в верхнеэоценовых отложениях Швейцарии, Баварских Альп, Северной Италии, Испании и Болгарии. На территории СССР встречается в средне- и верхнеэоценовых отложениях Восточных Карпат, Крыма и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Ринд,

Discocyclina andrusovi Gizancourt, 1948.

1948. *Discocyclina andrusovi* Cizancourt, p. 52.

1953. *Discocyclina andrusovi* (Schweighauser),
Textfig. 17, 54, taf. 10, fig. 3, 6, 7.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 14, фиг. 1, 2.

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, слегка изогнутая. Край слегка заостренный. Поверхность покрыта четко выделяющимися крупными почти равновеликими гранулами. Боковые камеры неправильно четырехугольные. Их количество вокруг каждой гранулы достигает 9-10.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры в количестве 20-21, четырехугольные, почти изометрические. Экваториальные камеры мелкие, в начальных циклах изометрические, а в последних - шестиугольные, высокие.

В осевом сечении раковина эллипсоидная с заостренными краями. Экваториальные камеры у эмбрионального аппарата более узкие и низкие, но по мере движения от центра к периферии расширяются и делаются более высокими. Хорошо видны столбики гранул треугольной формы.

Размеры: диаметр - 6-7 мм, толщина - 2-2,5 мм. Протоконх: продольный диаметр - 0,2 мм, поперечный - 0,19 мм. Дейтероконх: продольный диаметр - 0,4 мм, поперечный - 0,35 мм.

Сходство и различия. Описываемый нами вид крупными размерами раковины и гранул, а также по внутреннему строению имеет большое сходство с *D. andrusovi*, описанным Швейхаузером из среднететских отложений Северной Италии (см. табл. 6). Отличается от него только меньшим количеством околоэмбриональных и большим количеством боковых камер. Имеет сходство с *D. chudeaui*, от которого отличается сравнительно крупным размером раковины, более крупными гранулами и строением эмбрионального аппарата.

Распространение и геологический возраст. Встречается в среднеэоценовых отложениях Чехословакии, Северной Италии и в средне-, верхнеэоценовых отложениях Армении.

Наимено- вание вида	Размеры		Размеры гранул	Колич. бок. камер	Протокопх		Дей- теро- копх	Колич. около- эмбри- ональн. камер
	Д	Т			прод. д.	поп. д.		
D. andrusoci из Север- ной Ита- лии	4 мм			5-6	0,15- 0,21	0,14- 0,24	0,22- 0,41	25- 33
D. andrusovi из Арме- нии	6	2,5	0,75	6-7	0,22	0,20	0,37- 0,41	21- 25

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Карахач.

Discocyclina aspera (Gümbel), 1868.

1868. *Orbitoides aspera* Gümbel, p. 698, Taf. III, Fig. 13, 14, 32.

1959. *Discocyclina aspera* Kecskemeti, p. 54-56, Taf. II, fig. II. Taf. IV, fig. 1, 5, Textfig. 16.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 14, фиг. 3, 4.

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, край при-
тупленный. Поверхность покрыта почти равновеликими гра-
нулами, диаметр которых в центральной части достигает
0,2 мм, а у края немного уменьшается (0,19-0,15 мм). Бо-
ковые камеры неправильно треугольной формы, они образу-
ют розетку вокруг каждой гранулы, состоящей из 4-8 ле-
пестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбри-
ональный аппарат эвлепидинового типа. Околоэмбриональные
камеры, количеством 30-32, неправильно четырехугольные,
высота которых слегка превышает длину. Экваториальные
камеры мелкие, шестиугольные, почти округлые. В осевом
сечении раковина эллипсоидная. Эмбрион почти округлый
Экваториальные камеры низкие; их высота по направлению

к краю раковины незначительно увеличивается. Боковые камеры очень низкие в центральной части, но в краевых частях их высота слегка увеличивается. Столбики гранул пронизывают стенки раковины. Они распределены густо и равномерно.

Размеры: диаметр—3,5 мм, толщина—2 мм. Протококнх: продольный диаметр—0,22 мм, поперечный—0,20 мм. Дейтерококнх: продольный диаметр—0,4 мм, поперечный—0,35 мм.

Сходство и различия. Описываемый вид размером раковины, строением эмбрионального аппарата, количеством околоэмбриональных камер, формой экваториальных камер имеет большое сходство с *D. aspera*, описанным Т. Кечкемети из среднеэоценовых отложений Венгрии. Отличается от последнего только сравнительно большим размером эмбрионального аппарата (см. табл. 7). *D. aspera* имеет большое сходство с *D. nummulitica*, от которого отличается присутствием ярко выраженного воротничка, меньшим размером раковины и меньшим размером эмбрионального аппарата.

Таблица 7

Наименование вида	Размеры		Размер гранул	Колич. бок камер	Протококнх		Дейтерококнх	Кол. околоэмб. камер
	Д	Т			прод. д.	поп. д.		
<i>D. aspera</i>								
из Венгрии	3,4 3,6	1,1 2,1		5-8	0,14	0,13	0,28	28-37
<i>D. aspera</i> из Армении	3,5	2	0,15	4-8	0,22	0,20	0,4	30-32

Распространение и геологический возраст. *D. aspera* широко распространен в среднеэоценовых отложениях Франции, Северной Италии и Польских Карпат. В Армении в единичных экземплярах встречается в верхнем эоцене.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Карахач.

Группа *Discocyclusina roberti*

Мелкие вздутые формы с очень узким воротником или без него. На центральном вздутии 5–10 крупных гранул, являющихся главным отличительным критерием групп. Остальные гранулы мелкие.

Каждая гранула окружена 8–10 мелкими боковыми камерами. Эмбриональный аппарат триблиолепидинового или эвлепидинового типа.

К этой группе принадлежат встречающиеся в верхнеэоценовых отложениях юго-западной части Армянской ССР виды:

Discocyclusina roberti Douville, 1922.

1922. *Discocyclusina roberti* Douville, p. 72–73, pl. IV, fig. 10.

1929. *Discocyclusina roberti* Douville, pp. 290–219, lam. XXIII, fig.

1954. *Discocyclusina roberti* Schweighauser, s. 6, Textfig. 45, Taf. IX, fig. 8, Taf. X, fig. 12, 13.

1956. *Discocyclusina roberti*: Э. Белмустаков, p. 52, т. XIX, 3, 4, 5.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 14, фиг. 5, 6.

Внешние признаки. Раковина в центральной части вздутая, край представляет узкий воротничок. Поверхность покрыта неравномерными гранулами. На воротничке гранулы мелкие (0,1 мм) и расположены на значительном расстоянии друг от друга. По направлению к центру они несколько увеличиваются. В центре раковины расположены 7–8 очень крупных гранул (диаметр – 0,5 мм), размеры которых в несколько раз превосходят диаметр краевых гранул. Каждая большая гранула окружена 13–14 очень мелкими боковыми камерами.

Внутреннее строение. В экваториальном разрезе эмбриональный аппарат эвлепидинового типа. Околоэмбриональные камеры почти изометрические, неправильно шестиугольные. Их количество достигает 29–30. Экваториальные камеры мелкие и в первом цикле имеют довольно неправильную форму. Однако по направлению к краю постепенно они становятся прямоугольными. Во внутренних кольцах экваториаль-

ные камеры широкие и короткие, но ближе к краевым частям их радиальный диаметр увеличивается.

В осевом сечении эмбрион сжат по главной оси. Боковые камеры постепенно увеличиваются по направлению к краю. Многочисленные столбики пересекают раковину. Они особенно хорошо выделяются в центральной части.

Размеры: диаметр 4–5,5 мм, толщина 2,5–3 мм. Протоконх: продольный диаметр–0,14 мм, поперечный –0,15 мм. Дейтероко́нх: продольный диаметр–0,4 мм, поперечный –0,3 мм.

Сходство и различия. *D. roberti* по внешним признакам (присутствием крупных, центральных гранул) имеет большое сходство с *D. marthae* и *D. douvillei*. От первого отличается более мелкими гранулами, расположенными у края раковины и присутствием воротничка вокруг центрального вздутия. От *D. douvillei* отличается крупными размерами раковины, присутствием воротничка и большим количеством околоэмбриональных камер. Об отличительных признаках *D. roberti* от *D. roberti* var. *larenai* дается в описании последнего вида.

Распространение и геологический возраст. довольно широко распространен в среднеэоценовых отложениях южной Франции, Пиренеев и Альп. В Армении они в единичных экземплярах встречаются в нижних слоях верхнего эоцена в горизонте с *N. millecaput*.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, с. Чиман.

Discocyclus roberti var. *larenai* R. Gaona, 1946.

1946. *Discocyclus roberti* Douv. var. *larenai* R. Gaona, p. 202.

1954. *Discocyclus roberti* Douv. var. *larenai* Schweighauser, 62, Textfig. 1946 Taf. 10, fig. 4,8.

Мегасферическая генерация (А),

Табл. 14, фиг. 4, 9.

Внешние признаки. Раковина сильно выпуклая в центральной части. Вокруг центральной выпуклости имеется узкий, но четко выраженный воротник. В центральной части раковины крупные гранулы в количестве 10–11, между которыми расположены значительно мелкие. Боковые камеры вокруг

гранул образуют розетку, состоящую из 12–13 лепестков.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат эвлепидино-триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры шестиугольные, их количество достигает 27–28. Экваториальные камеры мелкие, прямоугольные. Они часто располагаются неправильно концентрически.

В осевом сечении эмбрион сжат по главной оси. Высота экваториальных камер от центра к периферии раковины одинаковая. Боковые камеры увеличиваются по направлению к краю.

Размеры: диаметр—3–3,5 мм, толщина 1–1,5 мм. Протоконх: продольный диаметр—0,3 мм, поперечный—0,22 мм. Дейтероконх: продольный диаметр—0,3 мм, поперечный—0,2 мм.

Сходство и различия. Р. Гаона (1946) описал дискоциклины из лютетских отложений Северной Испании и из вида *D. roberti* под названием *D. roberti* var. *larenai* выделял формы, отличившиеся от типичных *D. roberti* мелким размером, узким воротничком и большим количеством крупных гранул в центральной части раковины. Затем идентичные варианты из лютетских отложений Северной Италии приводит Швейхаузер (1956).

От типичных *D. roberti* var. *larenai* армянские формы отличаются мелким размером раковины, узким воротничком и большим количеством крупных гранул.

Распространение и геологический возраст. Встречается в среднеэоценовых отложениях Северной Италии и Северной Испании. На территории Армении встречается в единичных экземплярах в средней части верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Ланджар, Ехегнадзорский район, с. Ринд.

Discocyclus marthae (Schlumberger) 1903.

1903. *Orthophragma marthae* Schlumberger, p. 284. pl. X, fig. 27–29

1922. *Discocyclus marthae* Douville p. 72.

1954. *Discocyclus marthae* Schweighauser

1959. *Discocyclus marthae*: Белмустаков Э.А., т. XIX, fig. 6.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 13, фиг. 6.

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, край при-

тупленый. Поверхность покрыта гранулами различной величины. Значительно крупные (диаметром $0,4-0,5$ мм), количеством $6-7$, сосредоточены в центральной части раковины, остальная поверхность покрыта мелкими гранулами. Каждая большая гранула окружена $14-15$ очень мелкими, неправильной формы боковыми камерами.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении эмбриональный аппарат триблиолепидинового типа. Околоэмбриональные камеры, количеством $33-34$, неправильно шестиугольные. Экваториальные камеры шестиугольные. Во внутренних циклах они широкие и короткие, но ближе к краю их радиальный диаметр увеличивается.

В осевом сечении эмбрион сжат по главной оси. Многочисленные столбики гранул пересекают стенки раковины. Особенно хорошо выражены крупные центральные столбики.

Размеры: диаметр $3-3,5$ мм, толщина $2-2,5$ мм. Протоконх: продольный диаметр $0,15$ мм, поперечный $0,13$. Дейтероко́нх: продольный диаметр $0,35$ мм, поперечный $0,4$ мм.

Сходство и различия. По внешним признакам *D. marthae* имеет сходство с *D. roberti* и *D. douvillei*. От первого отличается отсутствием воротника, строением эмбрионального аппарата и мелким размером раковины. От второго значительно крупными размерами раковины и гранул и большим количеством околоэмбриональных камер.

Распространение и геологический возраст. Имеет широкое распространение в средне- и верхнеэоценовых отложениях Северной Италии, Франции и Болгарии. На территории СССР встречается в нижнеэоценовых отложениях Восточных Карпат. В Армении в единичных экземплярах встречается в нижней и верхней частях верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Ланджар, Карахач.

Род *Asterocyclina* G ü m b e l, 1870.

Группа *Asterocyclina pentagonalis*.

Звездообразные чаще всего пятиугольной формы. Лучи от широких и округлых до шиповидных. Раковина плоская или вздутая. В центре бугорок. На поверхности выделяются ребра, которые покрыты гранулами различной величины. К этой группе относятся *Asterocyclina pentagonalis* (Schafhautil),

A. stellaris (Brunner), *A. bayani* (Schlumberger), *A. taramellii* (Schlumberger).

Asterocyclina pentagonalis (Schafhautl)

1863. *Asterocyclina pentagonalis* (Schafhautl), p. 107, pl. XV, fig 8.

1959. *Asterocyclina pentagonalis* Kecskemeti, Taf. V, fig. 7, 10, Textfig. 26 (Синонимика)

Мегасферическая генерация (A).

Табл. 15, фиг. 5.

Внешние признаки. Форма раковины дискоидальная, отчетливо пентагональная с большим центральным бугорком, резко отделяющейся от радиальных, значительно широких лучей. Конечности последних образуют округленные углы пентагона, между которыми наружный тонкий край слабо дугообразно вогнут. Лучи не резко отделяются от межлучевых пространств. Вся поверхность покрыта мелкими гранулами неодинаковой величины. Сравнительно крупные сосредоточены в центральной части раковины.

Внутреннее строение. В центре раковины эмбрион нефролепидинового типа. Первоначальная камера округлая, а вторичная охватывает ее до половины. Околоэмбриональные камеры из-за плохой сохранности не видны. Радиальные экваториальные камеры удлиненные. По форме они отличаются от межрадиальных камер. Последние почти изометрические.

В осевом сечении экваториальные камеры подразделяются вторичными перегородками. Их высота от центра к периферии увеличивается. Боковые камеры различной величины, более мелкие сосредоточены на окончаниях ребер и расположены беспорядочно.

Размеры: диаметр—5—7 мм, толщина—1,5—2 мм. Протоконх: продольный диаметр—0,11 м, поперечный—0,13 мм, Дейтероконх: продольный диаметр—0,3 мм.

Сходство и различия. Описываемый вид часто ошибочно принимают за *A. stellaris*. От последнего *A. pentagonalis* отличается широкими и резко отделяющимися от центральной выпуклости лучами. От *A. stellata* отличается сравнительно плохо выраженной пуговицей и присутствием гранул.

Распространение и геологический возраст. Имеет широкое распространение в средне- и верхнеэоценовых отложениях Италии, Франции, Болгарии и Кавказа.

В Армении встречается в нижней и средней частях верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар.

Asterocyclina bayani (Schlumberger), 1904.

1904. *Orthofragmina Bayani* Schlumberger, p. 131, pl. V, fig. 23; pl. IV, fig. 21, 22.

1959. *Asterocyclina bayani* Kecskemeti, Taf. V, fig. 13.

(Синонимика)

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 15, фиг. 2.

Внешние признаки. Раковина неправильно пентагональная, сильно вздутая в центральной части. Край волнистый. Радиальные лучи очень широкие, сосредоточены в центре раковины, образуя крупный бугорок, который разъединяется у края. Поверхность покрыта мелкими гранулами; из них сравнительно крупные встречаются в центральной части раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видно радиально лучистое строение экваториального слоя камер. В центре раковины располагается эмбрион, обычно нефролепидинового типа. В первом ряду радиальные экваториальные камеры, удлиненные и узкие, а межрадиальные скорее широкие. Форма камер четырехугольная. По мере удаления от центра продольный диаметр межрадиальных камер несколько увеличивается, а в периферических циклах радиальные и межрадиальные камеры имеют приблизительно одинаковую форму и размер. Стенки радиальных экваториальных камер более толстые, чем межрадиальных и обычно более темного цвета.

В осевом сечении высота экваториальных камер от центра к периферии почти не изменяется. Хорошо видны столбики гранул, которые ясно выражены в центральной части раковины. Боковые камеры удлиненные, четырехугольные. Их высота уменьшается от центра к периферии.

Размеры: диаметр—4,6 мм, толщина—1,5—2 мм. Протоконх: диаметр—0,11 мм. Дейтерокох: диаметр—0,25 мм.

Сходство и различия. *A. bayani* своей выпуклой формой, крупным бугорком и очень широкими радиальными лучами отличается от остальных астероциклин.

Распространение и геологический возраст. *A. Bayani* имеет широкое горизонтальное и вертикальное распространение. Одними авторами этот вид указывается из нижнего, другими — из среднего и верхнего эоцена. Он приводится из нижнего эоцена Баварских Альп, Северной Италии, из среднего эоцена Венгрии, Испании, из верхнего эоцена Болгарии. В Армении встречается в средней части верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Шагап, Карахач и Ланджар; Ехегнадзорский р-он сс. Элпин, Ахавнадзор.

Asterocyclina stellaris (Brunner), 1850.

1850. *Orbitoides stellaris* Rutimeyer, S. 118, Taf. V, fig 74.

1922. *Asterodiscus stellaris* H. Douville, p. 77, 78, 94, 95.

1953. *Asterocyclina stellaris* Schweighauser, p. 89, Taf. 12, fig. 1-2.

1959. *Asterocyclina stellaris* Kecskemeti, p. 66, Taf. V, fig. 2,5.

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 15, фиг. 3.

Внешние признаки. Раковина имеет пятиугольную звездчатую форму. В центральной части виден бугорок, от которого отходят пять ребер — лучей одинаковой ширины от центра до края. Острые концы лучей выступают за края раковины и соединяются друг с другом почти прямыми перемычками. Поверхность покрыта гранулами различной величины. Более крупные сосредоточены в центре и на радиальных лучах раковины. Межреберное пространство покрыто мелкими почти незаметными гранулами.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видно радиально лучистое строение раковины. Эмбриональный аппарат нефролепидинового типа. Форма экваториальных камер неправильно четырехугольная, почти лопатообразная. Радиальные экваториальные камеры длиннее, чем межлучевые.

В осевом сечении высота экваториальных камер от центра к периферии слегка увеличивается. Стенки раковины пронизаны многочисленными столбиками, которые распределе-

ны неравномерно. Боковые камеры удлиненные, четырехугольные. Их высота уменьшается от центра к периферии.

Размеры: диаметр - 4-5 мм, толщина - 1,5-2 мм. Протококс: диаметр - 0,12 мм. Дейтерококс: диаметр - 0,35 мм.

Сходство и различия. *A. stellaris* имеет большое сходство с *A. stellata*, поэтому Шлумберже (1904), описывая *A. stella*, *A. stellaris* приводит в синонимияку. В дальнейшем А. Дувийе (1922) указывает, что Шлумберже ошибочно объединил эти два вида, так как *A. stellaris* отличается от *A. stellata* небольшим бугорком, равными по ширине ребрами и количеством лучей и мелкими гранулами. Затем А. Дувийе выделенный Шлумберже новый вид *A. lanceolata* считает идентичным виду *A. stellaris*.

A. stellaris имеет сходство с *A. taramellii* от которого отличается более крупными размерами раковины и сравнительно ясно выраженными радиальными лучами. Описываемый вид часто принимают за *A. pentagonalis*. Однако радиальные лучи у последнего очень широкие и отделяются от центральной выпуклости очень резко. В Армении *A. stellaris* впервые был описан Б. Ф. Меффертом из дискоциклиновых известняков Айюцдзора.

Распространение и геологический возраст. *A. stellaris* имеет очень широкое вертикальное распространение, начиная от нижнего эоцена до верхнего включительно. Он встречается в эоценовых отложениях Южной Франции, Испании, Турции, Швейцарии, Венгрии, Болгарии, Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шагап, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, с. Элпин.

Asterocyclus taramellii (Munier-Chalmas)

Табл. 15, фиг. 4.

1904 *Orthophragma taramellii* Schlumberger, p. 131, pl. VI, 41-46., 51, 57.

1922. *Asterodiscus taramellii* Douville, p. 77, 83-94.

1929. *Asterodiscus taramellii* Lluca, p. 298-299, Lam. XXIX, fig. 18-38.

1931. *Asterodiscus taramellii*: В. Ренгартен, стр. 25, 26, табл. Ш, фиг. 9.

1931. *Asterocyclus* cf. *taramellii*: Б. Мефферт, стр. 35

1953. *Asterodiscus taramellii* Schweighauser, p. 88-90, Taf. 13, fig. 3, 11.

1955. *Asterodiscus taramellii* Г. И. Немков, стр. 220, 221,
табл. 1У, фиг. 8, 9.

1958. *Asterocyclina taramellii* Э. Белмустаков, стр. 56,
табл. XX, фиг. 17.

Внешние признаки. Раковина пентагональной формы с неясно подразделенным центральным бугорком и толстыми лучами. Концы лучей выходят за пределы раковины, отчего они приобретают звездчатую форму. На поверхности раковины беспорядочно расположены мелкие, плохо заметные гранулы. Более резко они выражены в центральной части. Из-за плохой сохранности нам не удалось изучить внутреннее строение.

Сходство и различия. Молодые формы *A. taramellii* имеют большое сходство *A. stellaris*. Исходя из сходств этих двух видов Дувийе *A. taramellii* считал молодыми формами последнего, однако *A. taramellii* отличается от *A. stellaris* маленьким размером раковины и нечетко выраженными ребрами. В Армении этот вид под названием *A. cf. taramellii* впервые описал Б. Ф. Мефферт (1931), от которого описываемый нами вид отличается значительно более мелкими размерами раковины.

Распространение и геологический возраст. *A. taramellii* имеет широкое вертикальное и горизонтальное распространение в палеогеновых отложениях Альпийской геосинклинальной области. В Армении в единичных экземплярах встречается в средней части верхнего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, с. Карахач.

Род *Actinocyclina* Gümbel, 1870

Раковины представителей этого рода дискоидальной формы с многочисленными лучами, выходящими от центральной пуповины и округлыми краями. Виды актиноциклин из верхнеэоценовых отложений юго-западной части Армянской ССР принадлежат к следующим группам: группа *A. radians* и *A. patellaris*.

Группа *Actinocyclina radians*

Многочувевые формы. Обычно лучей больше двенадцати. Различают главные и промежуточные лучи, которые располагаются в интервалах между первыми. Лучи отходят от центрального бугорка. Поверхность покрыта мелкими гранулами

почти одинаковой величины. Имеют нефролепидиновый тип расположения камер эмбриона.

Actinocyclus radians d' Archiac, 1848.

1848. *Orbitoides radians* d' Archiac, p. 405, pl. VIII, fig. 15.

1959. *Actinocyclus radians* Kecskemeti, p. 69, Taf. IV, fig.

8, II, Textfig. 20. (Синонимика).

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 15, фиг. 7.

Внешние признаки. Раковина дискоидальная, с округлыми краями. В центре имеется большой, ясно выраженный бугорок, от которого отходят многочисленные главные лучи, между которыми расположены промежуточные. Поверхность покрыта мелкими, равновеликими гранулами.

Внутреннее строение. В экваториальном разрезе эмбриональный аппарат нефролепидинового типа. Экваториальные камеры первых трех оборотов изометрические. Они по мере приближения к периферии удлиняются и делаются более узкими. Их длина в последних оборотах достигает 0,09–0,1 мм. Количество околоэмбриональных камер от 22–30.

В осевом сечении раковина сплюснутая, в центре выпуклая, боковые камеры маленькие, почти равновеликие.

Размеры: диаметр—10–13 мм, толщина—1–1,2 мм.

Сходство и различия. *A. radians* по внешним признакам (многочисленными радиальными лучами) имеет большое сходство с *A. patellaris*. Однако количество радиальных лучей у *A. radians* обычно больше 12, а у последнего вида достигает 10. Затем у описываемого вида прямого разветвления лучей не наблюдается, тогда как у *A. patellaris* они 2–3-кратно разветвляются у края.

Распространение и геологический возраст. *A. radians* широко распространено в верхнеэоценовых отложениях Альпийской геосинклинальной области. Они приводятся также из среднеэоценовых отложений Болгарии, Франции, Турции. На территории СССР встречаются в среднеэоценовых отложениях Крыма и в верхнеэоценовых отложениях Грузии и Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шаган, Ланджар; Ехегнадзорский р-он, сс. Ринд, Элин, Ахавнадзор.

Группа *Actinocyclus patellaris*

Раковины этой группы дискоидальные с ясно выраженным центральным бугорком, от которого отходят радиальные лучи в количестве 9–10, разветвляющихся у края. Поверхность покрыта мелкими гранулами. Эмбриональный аппарат нефро-лепидинового типа.

Actinocyclus patellaris (Schlotheim), 1820.

1820. *Asterocites patellaris* Schlotheim, S. 76, Taf. VII, fig. 6.

1850. *Orbitolites furcata* Rutim. Taf. V, fig. 76–77.

1868. *Orbitoides (Actinocyclus) patellaris* Gumbel, s. 712, Taf. IV, fig. 29–31.

1904. *Orthophragma gumbeli* Schlumberger, p. 122, fig. 2.

1922. *Actinocyclus patellaris* Schoth. pp. 95–96.

Мегасферическая генерация (A).

Табл. 15, фиг. 6.

Внешние признаки. Раковина дискоидальная, края зубчатые вследствие неполного сохранения. Главные, резко вступающие радиальные лучи (в количестве 9–10) отходят от ясно выраженного центрального бугорка, которые 2–3 – кратно разветвляются к периферии раковины. Поверхность покрыта едва заметными гранулами. В экваториальном сечении вследствие плохой сохранности неясно обозначается круглая эмбриональная камера.

Размеры: диаметр – 11 мм, толщина – 0,9 мм.

Сходство и различия. Описываемая форма по внешним признакам имеет большое сходство с *A. radians*, *A. gumbeli*, *A. furcata*.

Об отличительных признаках *A. patellaris* и *A. radians* говорится в описании последнего вида. *A. patellaris* разветвляющийся радиальными лучами, имеет большое сходство с *A. gumbeli*. Однако ветви у *A. gumbeli* равномерные и, не доходя до периферии, сглаживаются. От *furcata* *patellaris* отличается более резкими, тонкими и многочисленными радиальными лучами. Последние у *A. furcata* слабо сирозаны.

Распространение и геологический возраст. *A. patellaris* встречается в среднеэоценовых отложениях Франции, Крессенберга и Швейцарии.

ОТДЕЛЫ	ЮЖНАЯ НУММУЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ									СЕВЕРНАЯ НУММУЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ													
	Подотдела	Зоны по нуммулитам	Армения (юго-западная часть)	Азербайджан (южная часть Нах. АССР)	Венгрия	Карпаты	Польша (Карпаты)	Северная Италия (Виченца)	Французские Альпы (юг)	Аквитанский бассейн (южная часть)	Крым	Юг Украины и Молдавия	Мангышлак	Северное Приаралье	Армения (Северная)	Азербайджан (Центральная часть)	Грузия	Парижский бассейн	Бельгия	Гемпширский бассейн	Болгария	Румыния	
ОЛИГОЦЕН	Подотдела	Зоны по нуммулитам	Габриелян А. А., 1964, Григорян С. М., 1963/	Мамедов Т. А., 1958, 1967	Копек Г., Кечкемети Т., Дудич Ж., 1965/	Голев Б. Т., 1954	Беда Ф., 1946, 1955	Муны-Шалма 1891, Роведо 1959.	Бусак Ж., 1911	Дувилле Г., 1911, Вейлон М. 1964	Немков Г. И. и Баркатова Н. Н., 1961	Зернецкий Б. Ф. 1961, 1962.	Немков Г. И. и Баркатова Н. Н., 1965	Немков Г. И. и Баркатова Н. Н., 1965	Габриелян А. А., Григорян С. М., 1964.	Мамедов Т. А., 1967.	Качарова И. В., 1944, 1964.	Абрер 1938, 1948	Карри Д.,	Карри Д., 1966	Белмуस्ताков Э., 1959, 1962.	Бомби...	
ОЛИГОЦЕН	Нижне-средний	N. intermedius, N. vascus	N. vascus, N. intermedius	—	—	N. intermedius	N. intermedius, N. vascus	N. intermedius, N. vascus	N. intermedius	N. intermedius	—	—	—	—	N. vascus, N. incrassatus	—	—	—	—	—	—	N. intermedius, N. incrassatus	—
ОЛИГОЦЕН	Верхний	N. fabianii retiatus	N. fabianii retiatus, N. vascus initialis, Discocyclus nummulitica	N. fabianii, N. striatus, N. incrassatus, N. garnieri	N. fabianii, N. budensis, N. vemmelenis	N. fabianii retiatus	N. fabianii, N. chavannesi, N. pulchellus	N. fabianii retiatus	N. fabianii retiatus	N. fabianii retiatus	—	N. concinus, N. orbigny	—	—	N. incrassatus, N. perforatus	N. striatus, N. incrassatus, N. ex gr. pulchellus и др.	N. incrassatus, N. budensis, N. striatus, N. bouillei, N. fabianii	N. variolarius	N. orbigny, N. prestwichianus	—	N. rectus, N. orbigny, N. prestwichianus	N. fabianii, N. incrassatus, N. garnieri	N. fabianii, N. incrassatus, N. garnieri
ОЛИГОЦЕН	Верхний	N. fabianii	D. veronensis, D. sella, D. pratti, N. fabianii, N. bouillei, и др.	и др.	ДИСКОЦИКЛИНЫ и др.	N. fabianii retiatus	N. fabianii, N. striatus, N. incrassatus, N. variolarius и др.	N. fabianii, N. garnieri, N. incrassatus	N. fabianii, N. striatus, N. incrassatus и др.	N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus и др.	Operculina alpina, N. incrassatus	N. variolarius, N. incrassatus	Operculina alpina, N. stellatus	Operculina alpina, N. variolarius	—	—	—	—	N. variolarius	N. variolarius	—	N. variolarius	N. mill...
ОЛИГОЦЕН	Средний	N. perforatus, N. brongniarti, N. millecaput, N. striatus, N. gizehensis и др.	N. gizehensis, N. perforatus, N. uroniensis, N. brongniarti	N. perforatus, N. gizehensis, N. brongniarti, N. millecaput	N. perforatus, N. gallensis, N. ataecius, N. laevigatus	N. perforatus	N. perforatus, N. brongniarti и др.	N. perforatus, N. brongniarti и др.	N. perforatus, N. brongniarti и др.	N. perforatus, N. brongniarti и др.	Assilina exponens, N. polygyratus	Assilina exponens	N. ataecius, N. irregularis, formosus	N. polygyratus, N. irregularis, formosus и др.	N. perforatus, N. brongniarti, Ass. exponens и др.	N. irregularis, N. distans, N. purchisoni, N. pratti, N. partschi, N. uroniensis и др.	N. distans, N. partschi, N. irregularis и др.	Orbitolites complanatus	—	—	—	—	—
ОЛИГОЦЕН	Средний	N. laevigatus, N. uroniensis, N. partschi, N. gallensis и др.	N. laevigatus, N. uroniensis, N. partschi, N. gallensis и др.	N. laevigatus, N. puschi, Assilina exponens и др.	N. laevigatus, N. baonicus, N. deshayesi и др.	N. laevigatus, N. distans	N. laevigatus	—	N. laevigatus, N. uroniensis	N. distans, N. irregularis, N. purchisoni и др.	N. distans, N. purchisoni, N. pratti	N. distans, N. purchisoni, N. pratti	N. distans, N. purchisoni, N. pratti и др.	N. distans, N. purchisoni, Assilina exponens	N. laevigatus	N. laevigatus	N. laevigatus	N. laevigatus	N. laevigatus	—	N. distans, N. irregularis, N. nitidus, A. exponens	N. distans, N. irregularis, Ass. e...	
ОЛИГОЦЕН	Нижний	N. planulatus	N. planulatus, N. globulus, N. nitidus и др.	—	Alveolina oblonga, N. burdigalensis, N. praelaevigatus и др.	N. planulatus, N. partschi	N. planulatus, N. praelucasi	N. bolcensis, N. spileccensis	—	N. planulatus, N. aquitanicus, N. distans, N. praelucasi	N. planulatus	N. planulatus, N. bolcensis, N. praemurchisoni	N. planulatus, N. bolcensis, N. praemurchisoni	N. planulatus, N. bolcensis, Assilina placentula и др.	N. planulatus, N. aquitanicus, Assilina placentula и др.	N. ex gr. planulatus, N. pernotus, N. irregularis	N. planulatus, N. praelucasi, N. purchisoni, N. irregularis и др.	N. planulatus, Alveolina oblonga	N. planulatus	N. planulatus	N. planulatus, N. spileccensis, N. bolcensis и др.	N. planulatus, N. glo...	
ОЛИГОЦЕН	Нижний	N. fraasi, N. exilis	—	—	N. solitarius	—	—	—	—	—	—	N. fraasi	—	—	Мелкие нуммулиты	N. fraasi, N. silvanus, N. praecursor	—	—	—	—	—	—	

№	Название видов представителей отряда Nummulitida	н эоцен	сред. эоцен		верхн. эоцен		нижний - средний олигоцен	
		горизонт с <i>N. pla-</i> <i>nulatus</i>	горизонт с <i>N. lae-</i> <i>vigatus</i>	горизонт с <i>N. per-</i> <i>foratus</i>	горизонт с <i>N. mil-</i> <i>lecaput</i>	Диско- цикло- вый гориз- онт	горизонт с <i>N. fabiani</i> <i>retiatius</i>	горизонт с <i>N. intermedius</i> <i>N. vascus</i>
1.	<i>Nummulites incrassatus</i> de la Harpe (A, B)							
2.	<i>Nummulites vascus</i> Joly et Leymerie (A, B)							
3.	<i>Nummulites vascus</i> initialis Grigorian (A, B)							
4.	<i>Nummulites bouillei</i> de la Harpe (A, B)							
5.	<i>Nummulites chavannesi</i> var <i>hajastanica</i> Grigorian (A, B)							
6.	<i>Nummulites striatus</i> Bruguière (A, B)							
7.	<i>Nummulites fabiani</i> Pprever (A, B)							
8.	<i>Nummulites fabiani</i> retiatius Grigorian (A, B)							
9.	<i>Nummulites intermedius</i> d'Archiac (A, B)							
10.	<i>Nummulites garnieri</i> de la Harpe (A)							
11.	<i>Nummulites millecaput</i> Boubée (A, B)							
12.	<i>Operculina alpina</i> Douville							
13.	<i>Operculina ammona</i> Leymerie							
14.	<i>Operculina victoriensis</i> Chapman and Walter							
15.	<i>Pellatispira douvillei</i> Boussac							
16.	<i>Pellatispira maderaszi</i> Hartzen							
17.	<i>Spiroclypeus granulatus</i> Boussac							
18.	<i>Grzybowskiia reticulata</i> Bieda							
19.	<i>Discocyclina archiaci</i> (Schlumberger)							
20.	<i>Discocyclina augustae</i> (v. d. Wejden)							
21.	<i>Discocyclina pratti</i> (Michelin)							
22.	<i>Discocyclina sella</i> d'Archiac							
23.	<i>Discocyclina</i> aff. <i>sella</i> d'Archiac							
24.	<i>Discocyclina veronensis</i> Douville							
25.	<i>Discocyclina scalaris</i> (Schlumberger)							
26.	<i>Discocyclina douvillei</i> (Schlumberger)							
27.	<i>Discocyclina roberti</i> Douville							
28.	<i>Discocyclina roberti</i> Douv var. <i>Ilarenai</i> Ruiz de Gaona							
29.	<i>Discocyclina nummulitica</i> (Gümbel)							
30.	<i>Discocyclina marfae</i> (Schlumberger)							
31.	<i>Discocyclina aspera</i> (Gümbel)							
32.	<i>Discocyclina andrusovi</i> de Cizancourt							
33.	<i>Discocyclina varians</i> (Kaufmann)							
34.	<i>Discocyclina chudeaui</i> (Schlumberger)							
35.	<i>Asterocyclina pentagonalis</i> (Schath)							
36.	<i>Asterocyclina stellaris</i> (Brunner)							
37.	<i>Asterocyclina taramealii</i> (Schlumberger)							
38.	<i>Asterocyclina bayanii</i> (Schlumberger)							
39.	<i>Actinocyclina radians</i> (d'Archiac)							
40.	<i>Actinocyclina patalaris</i> (Schlotheim)							

----- Единичные ———— Обычно встречается ————— в массовом количестве

Фиг. 3. Стратиграфическое распространение верхнеэоценовых и олигоценых нуммулитид в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР

На территории СССР встречается в среднеэоценовых отложениях Грузии и в единичных экземплярах в средне- и верхнеэоценовых отложениях Армении.

Местонахождение. Армянская ССР, Вединский р-он, сс. Чиман, Шаган.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монографическая обработка фауны нуммулитид, изобилующая в верхнеэоценовых отложениях юго-западной части Армянской ССР, дала нам возможность произвести детальное стратиграфическое расчленение вмещающих пород, выделить отдельные нуммулитовые горизонты (с характерным комплексом крупных фораминифер), коррелировать указанные отложения с другими одновозрастными отложениями как юга СССР, так и Западной Европы и проводить границу между средним и верхним эоценом и верхним эоценом и олигоценом.

Вместе с тем окончательное решение некоторых вопросов, касающихся стратиграфии и филогении фауны нуммулитид эоцена и олигоцена, требует дальнейших более детальных исследований.

К числу таких вопросов относятся:

1. Ярусное деление верха эоцена и олигоцена. Этот вопрос является нерешенным не только в Армении, но и в других регионах Средиземноморской геосинклинальной области.

Комплексное изучение ископаемой фауны крупных, мелких фораминифер и моллюсков, встречающихся в большом количестве в верхнепалеогеновых отложениях Армянской ССР, даст ценный материал для решения поставленного вопроса.

2. Детальное монографическое изучение дискоциклинид всего палеогена Армении, в частности, отдельных филогенетических групп, даст возможность наряду с нуммулитами более детально стратифицировать указанные отложения, а также выделить горизонты и зоны.

Необходимость этого мотивируется еще тем, что фауна дискоциклинид, как и нуммулитид, имеет широкое распространение по всему разрезу палеогена Армении, но плохо изучена.

3. Выяснение возраста горизонта с *N. millicaput*, занимающего переходное положение между средним и верхним

эоценом. Этот вопрос является спорным, так как характерный для этого горизонта вид *N. millescaput* во многих разрезах Западной Европы вместе с другими нуммулитами характеризует средний эоцен, а в разрезах Армении, Нахичеванской АССР, Польши, Венгрии дает массовые скопления в нижней части верхнего эоцена, ассоциируя с руководящими для верхнего эоцена видами нуммулитов.

Для окончательного решения этого вопроса большое значение имеет детальное изучение вертикального распространения *N. millescaput* и отдельных филогенетических групп нуммулитов, встречающихся вместе с *N. millescaput*.

К числу таких относятся группы *N. fabianii*, *N. striatus*, *N. incrassatus*.

В настоящее время как в Советском Союзе, так и в Западной Европе особенно большое значение придается изучению филогении группы *N. fabianii*, представители которой быстро эволюционируют во времени и имеют важное значение для стратификации и проведения нижней и верхней границы верхнего эоцена.

Эта группа хорошо представлена в палеогеновых отложениях Армении и детальное изучение ее даст ценный материал для решения поставленных выше вопросов, а также выяснения филогенетических взаимоотношений между отдельными видами указанной группы, в частности, спорным является происхождение среднеэоценового представителя группы *N. fabianii* *N. praefabianii*. Одни исследователи предком последнего вида считают *N. laevigatus* (Ж. Буссак, 1911; А. А. Габриелян, 1954; Кечкемети и др.) а другие (Г. И. Немков, 1967; А. Е. Птухьян, 1965; С. М. Григорян и др.) *N. partschi*,

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXI, 1899.
- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXIII, 1902.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванского АССР, 1961.
- Ализаде К. А. и Халилов Д. М. Палеогеновые отложения Азербайджана, Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, 1952.
- Ализаде К. А. Третичные отложения Азербайджана. Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области. Изд. АН Аз. ССР, 1959.
- Асатрян А. А. Значение нуммулитовой фауны для стратиграфии третичных отложений Армении (на армянском языке, резюме на русском). Тр. Арм. геолог. управл., 1957, № 1.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении, 1958.
- Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной Армении. Автореферат канд. диссерт. Изд. ЛГУ, 1960.
- Асратян В. П. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. Научн. тр. Ереванск. гос. ун-та, т. 59, 1957.
- "Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР", т. XII. Палеоген, 1949.
- Башкиров Л. В. Орбитоиды и их значение для стратиграфии палеогеновых отложений северного склона Восточных Карпат. Автореферат канд. диссертации МГРИ, М., 1961.

Бендукидзе Н.С. О третичных кораллах окрестностей Еревана. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, т. УШ, 1955, № 4.

Бубикян С.А. Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр., 1958, № 3.

"Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета", 1959, № 1.

"Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета", 1960, № 2.

"Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета", 1961, № 3.

Василенко В.К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма, 1952.

Вегуни А.Т. и Птухян А.Е. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений р. Арпа по нуммулитам. Тр. УГ и ОН при СМ Арм. ССР, 1959, № 2.

Вегуни А.Т. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан Армянской ССР. Автореферат канд. диссерт., Л., 1961.

Вялов О.С. Схема деления палеогена Кавказа. ДАН СССР, т. XXV1, 1950, № 6.

Вялов О.С. О схеме стратиграфии палеогеновых отложений Европейской части СССР. Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН Аз. ССР, 1959.

Габриелян А.А. Схема деления палеогена Армении. ДАН СССР, т. 105, 1955, № 4.

Габриелян А.А. Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных частей Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., 1958, № 2.

Габриелян А.А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXV1, 1968, № 1.

Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армении, Ереван, 1964.

Габриелян А.А., Григорян С.М., Саакян Н.А. Новые данные о возрасте слоев с *Pecten arcuatus* и var. *fallax*. ДАН Арм. ССР, т. XXXV, № 3.

Голев Б.Т. Стратиграфия палеогена северного склона

Карпат по фауне нуммулитов. Автореферат канд. диссертации Изд. Львовского университета, 1954.

Григорян С. М. Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского бассейна. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. наук, т. XIII, 1960, № 3-4.

Григорян С. М. Нуммулиты горизонта с *Nummulites millescaput* из верхнеэоценовых отложений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIУ, 1961, № 1.

Григорян С. М. Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении, ДАН Арм. ССР, т. XXXП, 1961, № 2.

Григорян С. М. Стратиграфическое распространение орбитоидов в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. наук, т. XV, 1962, № 4.

Жижченко Б. П. Палеогеновые отложения Армении. АН СССР, отд. геол. геогр. наук. Рефераты научно-исследовательских работ за 1940-1941 гг.

Жижченко Б. П. О границе эоцена и олигоцена на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол. наук, 1949, № 2.

Зернецкий Б. Ф. Нуммулиты и орбитоиды палеогеновых отложений Причерноморской впадины. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Казахашвили Ж. Р. К вопросу о возрасте песчаников Каратубани Ахалцихского бассейна Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXУП, 1961, № 2.

К а ч а р а в а И. В. Нуммулиты некоторых районов восточной части Грузии (на груз. яз., резюме на русск.), 1949.

К а ч а р а в а И. В. Сопоставление палеогеновых отложений Грузии, Азербайджана и Армении. Тр. Геол. ин-та Груз. ССР, серия геол., т. X(XУ), 1957.

Качарава И. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии и Триалетского хребта. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.

Качарава Э. Д. О находке *Nummulites millescaput* Voué. в лютетских отложениях северного склона Триалетского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, XV1, 1967, № 3.

Коробков И. А. О границе эоцена и олигоцена. Советская геология, 1961, № 9.

Мамедов Т. А. Палеоген Нахичеванской АССР. Автореферат канд. диссерт., Баку, 1958.

Мамедов Т. А. Нуммулитиды и орбитойды эоценовых отложений Азербайджана и их стратиграфическое значение. Баку, 1967.

Мефферт Б. Ф. Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Тр. Геол. - разв. упр., вып. 99, 1931.

Немков Г. И. Нуммулиты и орбитойды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. Мат. по биостратиграфии западных областей Укр. ССР, М., 1955.

Немков Г. И. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М., 1967.

Немков Г. И. и Портная Е. Л. Астероциклины из нижнеэоценовых отложений юго-восточного Крыма. Изв. вузов. геология и разведка, 1969, № 4.

Немков Г. И. и Бархатова Н. Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. М. - Л., 1961.

Окропиридзе О. В. Некоторые соображения относительно палеоэкологии крупных фораминифер окрестностей Ахали-Афони. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXII, 1959, № 4.

"Основы палеонтологии. Справочник палеонтологов и геологов СССР. (Общая часть, простейшие)", 1959.

"Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР". Изд. АН СССР, 1960.

Паффенгольц К. Н. Геология Армении, 1948.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1960.

Птухьян А. Е. Нуммулиты ниже-среднего эоцена Армянской ССР и некоторые закономерности их распространения. Автореферат канд. диссерт. Ереван, 1967.

Ренгартен В. П. Орбитойды и нуммулиты южного склона Кавказа. Тр. Главного геол. - развед. управления. ВСНХ СССР. М. - Л., 1931.

Саакян - Гозалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН Арм. ССР, 1957

Саакян Н. А., Мартиросян Ю. А. и Бубикян С. А. Биостратиграфическое расчленение третичных отложений ЮЗ части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, 1967, № 3.

Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория, Ереван, 1968.

Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Автореферат докторской диссертации. Изв. АН Аз. ССР, 1957.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья, Изд.МОИП, 1953.

Ярцева М. В. Стратиграфия мелководных осадков палеогена Украины по фауне нуммулитов. Геол. сборник, 1954, № 5.

Ярцева М. В. Нуммулиты верхнего эоцена Украинского щита и западного Причерноморья. Палеонтолог. сборник. 1966. № 3.

D'Archiac M. A. Description des fossiles recueillies par Thorent dans les couches a Nummulites des environs de Bayonne. Mém. Soc. Géol. France, ser. 2, 1846.

D'Archiac M. A. et Haime J. Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, d'un resume geologique et d'un monographie des Nummulites Paris, 1853.

Boubée, N. Deux espèces nouvelles Nummulites. Bull. Soc. Géol. France, 1832.

Boussac, J. Foraminifères de Priabona, Bull. Soc. Géol. Fr.(4), VI, 1906.

Boussac, J. Etudes stratigraphiques et paleontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Annales Hebert. t.V., Paris 1911.

Boussac, J. Etudes paléontologique sur le Nummulitique Alpin, 1911..

Cizancourt, M. Nummulitidae et Orbitoidae de l'Eocene de Bojniceles-Bains près de Prievidza, Karpathes Slovaques (Práce Stat. Geol. Uts., Bratislava, 17, 1948.

Chapman F. and Walter, J. Australian and New Zealand Species of the Foraminiferal Genera Operculina and Operculinella. (Proc. Roy. Soc. Victoria 50 N. S. 1938.

Douvillé, H. Revision des Orbitoides II (Bull. Soc. Géol. France, 4 ser. 22, p. 65. 1922.)

Fabiani R., Paleontologia dei Colli Berici (Mem. de Soc. Ital. de Scienze ditta dei XL, 1908.)

Gümbel, C. W. Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocaengebilde (Abh. d. II. Cl. d. k. Bayer. Ak. d. Wiss. 10. II. Abt., München, 1868.

Hantken, M., Madarasz, Roslozsnik. Nummulinák Magyarorszag chaemadiori rétégeiböl. Földtani Srempl, I, Budapest. 1924.

Harpe, Ph. de la. Etude des Nummulites de la Suisse et revision des espèces éocène des genres Nummulites et Assilina. (Mém. de la Soc. pal. Suisse), 1883.

Harpe Ph. de la. Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten (Palaeontographica, XXX, 1883).

Harpe. Ph. de la. Materiaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines, Budapest, 1926.

Haimc, A. Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. Schw. Paleontol. Ges., XXXV, Zürich, 1908.

Ims E. F., Klark V. J., Banner F. G. Nummulites retiatus a synonym of Nummulites fabianii Prever. Rev. micropaleontol., N 2, p. 113, 1959.

Jamborne Kne'ss M. Nummulites-vizsgalatok a Dorogi-Medence NY-I reszen telepitett nehany melyfuras retegsorabol. M. All. Foldtani intezet evi Jelentese az 1965.

Joly, N. et Leymerie, A. Mémoire sur les Nummulites considérés zoologiquement et géologiquement. Mem. Ac. Sc. Toulouse, 1848.

Kecskemeti, T. Die Discocycliniden des südlichen Bakonygebirges, Annales Histor. Natur. Musei National Hungarici, t. 51, 1959.

Lanterno E. et Roveda V. Sur les couples de Nummulites N. incrassatus (B) - N. ramondiformis (A) et N. vascus (B) - N. boucheri (A). Archives d. Sciences Geneve, vol. 10, fasc. 2, 1957.

Lluca, F. C. Los numulitidos de Espana. Com. Invest. Pal. y Prehist. mem. 36. ser. pal. N8, Madrid, 1929.

Prever, P. Studio geo-paleont. di Colli Berici. Atti d. R. Ist. Ver. LXIV. 1905.

Rozlozsnik P. Studien über Nummulinen. Geol. Hungarica ser. paleontologica Fasc. 2, Budapest, 1929.

Roveda V. Nummulites retiatus nouvelle espece de Nummulite reticulée des Abruzzes (Italie). Rev. Micropaleont. N 4, 1959.

Tellini A. Le Nummulitide terziarie dell'alta Italia occidentale Bolletino della Societe Geological Italiana, vol. VII. Roma. 1888.

Schaub H. Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz Paläont. Abh., Bd. 68. Basel, 1951.

Schlumberger O. Troisième note sur les Orbitoides (Bull. Soc. Géol. Fr. 4. Sér. 3, 1903.)

Schlumberger O. Quatrième note sur les Orbitoides (Bull. Soc. Géol. France, 4, ser. 4, 1904.)

Schweighauser J. Micropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocen des Vicentin (Norbitalien), mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Astero-cyclinen (Schweiz. Pal. Abh. 70, 1953).

ТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ
К НИМ

ТАБЛИЦА 1

- Фиг. 1,3. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) x 8. Вид поверхности. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр. Горизонт с v. fallax.
- Фиг. 2. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (B) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Дискоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 4. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) x 8. Вид сбоку. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр. Горизонт v. fallax. Олигоцен.
- Фиг. 5,8. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Дискоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 6,9. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) x 8. Экваториальный разрез. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр. Горизонт с v. fallax. Олигоцен.
- Фиг. 7. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (B) x 8. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Чиман. Дискоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.

Таблица 1

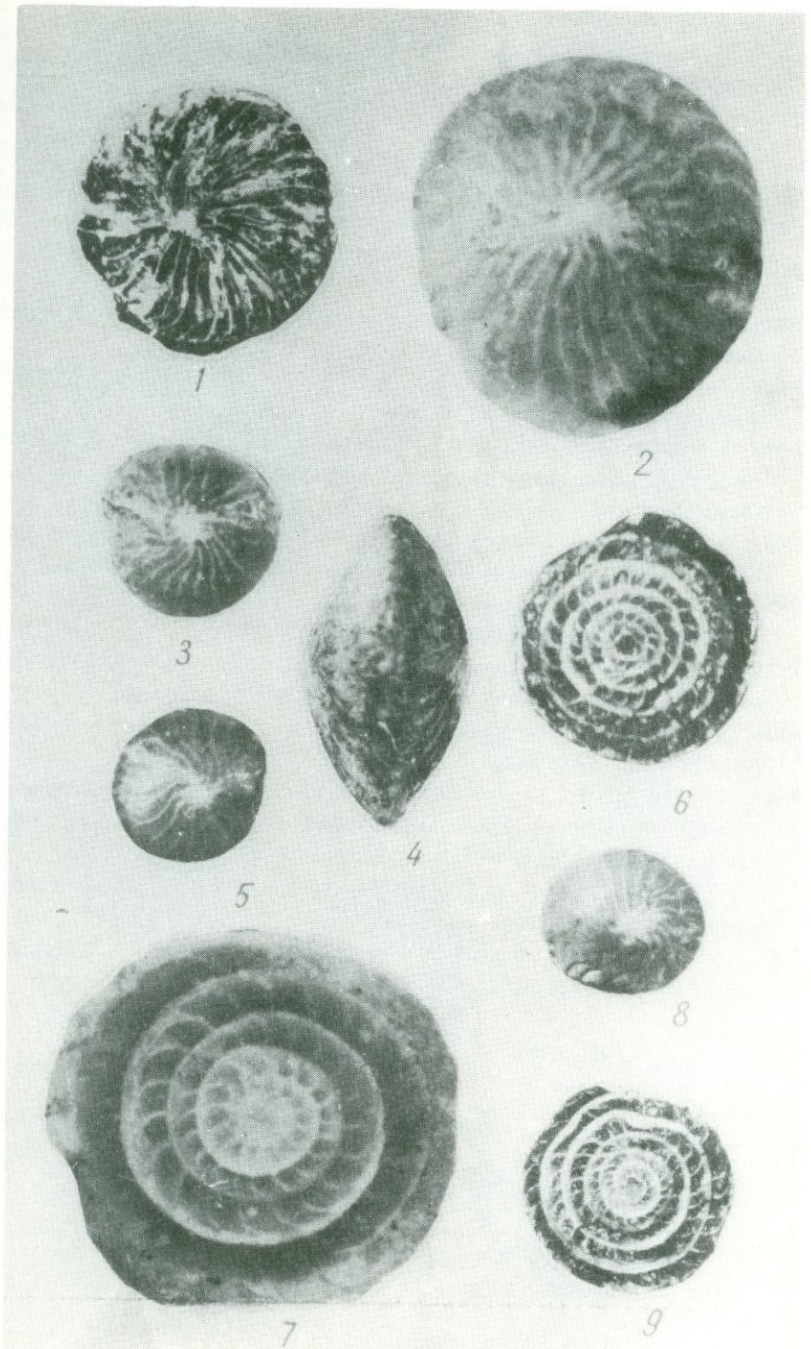


ТАБЛИЦА 2

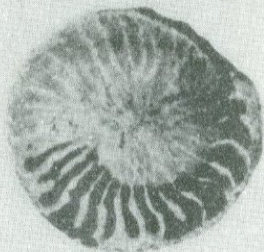
- Фиг. 1. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) x 8. Вид поверхности. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр. Горизонт с *V. fallax*. Олигоцен.
- Фиг. 2. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) x 8. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 3. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) x 8. Осевое сечение. Там же.
- Фиг. 4. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шагап. Горизонт с *V. fallax*. Олигоцен.
- Фиг. 5. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) x 8. Вид сбоку. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр. Горизонт с *V. fallax*. Олигоцен
- Фиг. 6. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) x 8. Вид сбоку. Там же. Горизонт циреновых песчаников.
- Фиг. 7. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) x 8. Экваториальный разрез. Там же. Горизонт Кяра-Молла.
- Фиг. 8, 10. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 9. *Nummulites vascus initialis* Grigorian (A) x 8. Экваториальный разрез. Ехегнадзорский р-он, с. Ахавнадзор, Горизонт с *N. fabianii retiatus*. Верхний эоцен.
- Фиг. 11. *Nummulites vascus initialis* Grigorian (A) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 12. *Nummulites vascus initialis* Grigorian (B) x 8. Вид поверхности. Там же.



1



2



4



3



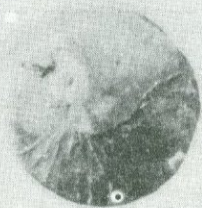
6



7



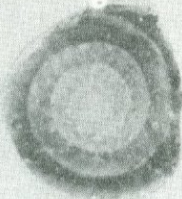
5



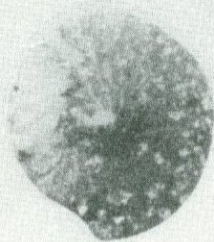
8



10



9



11



12

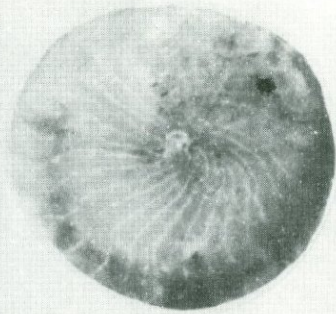
ТАБЛИЦА 3

Фиг.1,2,4. *Nummulites vascus initialis* Grigorian (В) x 8. Вид поверхности. Ехегнадзорский р-он, с. Ахавнадзор. Горизонт с *N. fabianii retiatus*. Верхний эоцен.

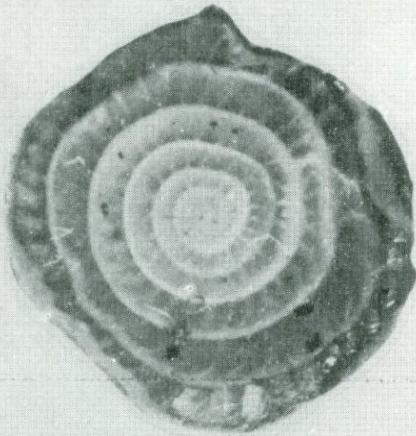
Фиг.3,5,6. *Nummulites vascus initialis* Grigorian (В) x 8. Экваториальный разрез. Там же.



1



2



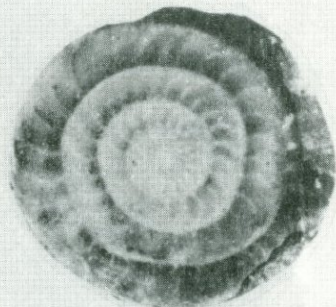
3



4



5



6

ТАБЛИЦА 4

- Фиг. 1. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (B) x 4
Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. горизонт с
N. millescaput. Верхний эоцен.
- Фиг. 2,8,9. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (A)
x 5 Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 3,4. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (A)
x 5. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 5. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (B) x 5
Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 6,10. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (A)
x 8. Осевое сечение. Вединский р-он, с. Шагап. Дiskoцик-
линовый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 7. *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (A) x 5
Вид поверхности. Там же.

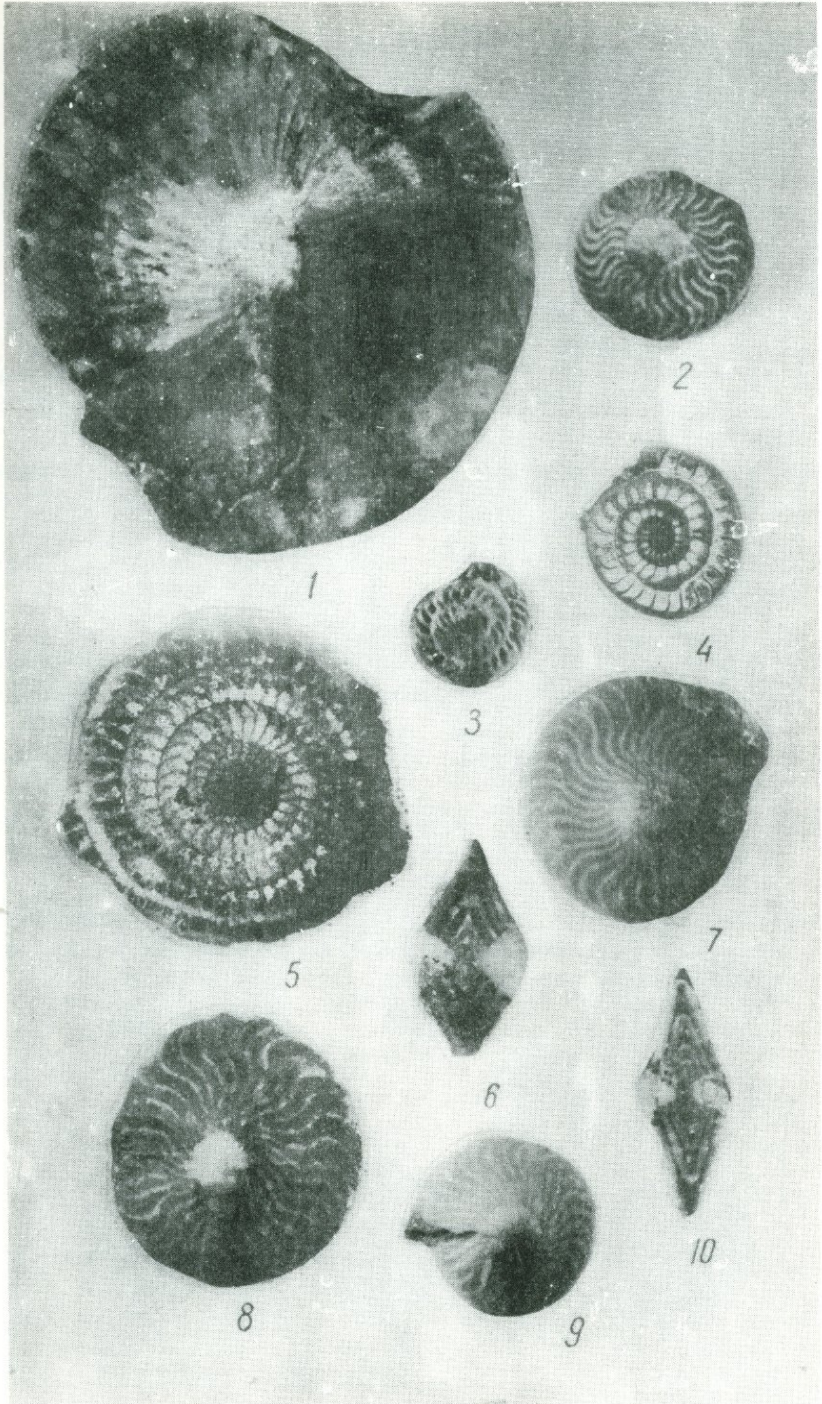


ТАБЛИЦА 5

- Фиг. 1. *Nummulites bouillei* de la Harpe (B) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шорагбюр. Дислоцированный горизонт, Верхний эоцен.
- Фиг. 2. *Nummulites bouillei* de la Harpe (A) x 16. Экваториальный разрез. Ехевнадзорский р-он, с. Ахавнадзор. Горизонт с *fabianii retiatus*. Верхний эоцен.
- Фиг. 3,4. *Nummulites bouillei* de la Harpe (B) x 8. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Карахач. Дислоцированный горизонт, Верхний эоцен.
- Фиг. 5. *Nummulites bouillei* de la Harpe (A) x 8. Вид поверхности. Ехевнадзорский р-он, с. Ахавнадзор. Горизонт с *N. fabianii retiatus*. Верхний эоцен.
- Фиг. 6,7. *Nummulites garnieri* de la Harpe (A) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шагап, Дислоцированный горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 8. *Nummulites garnieri* de la Harpe (A) x 8. Осевое сечение. Там же.
- Фиг. 9. *Nummulites bouillei* de la Harpe (A) x 8. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Биралу горизонт с *N. fabianii retiatus*. Верхний эоцен.
- Фиг. 10,11. *Nummulites garnieri* de la Harpe (A) x 8. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Шагап. Дислоцированный горизонт, Верхний эоцен.

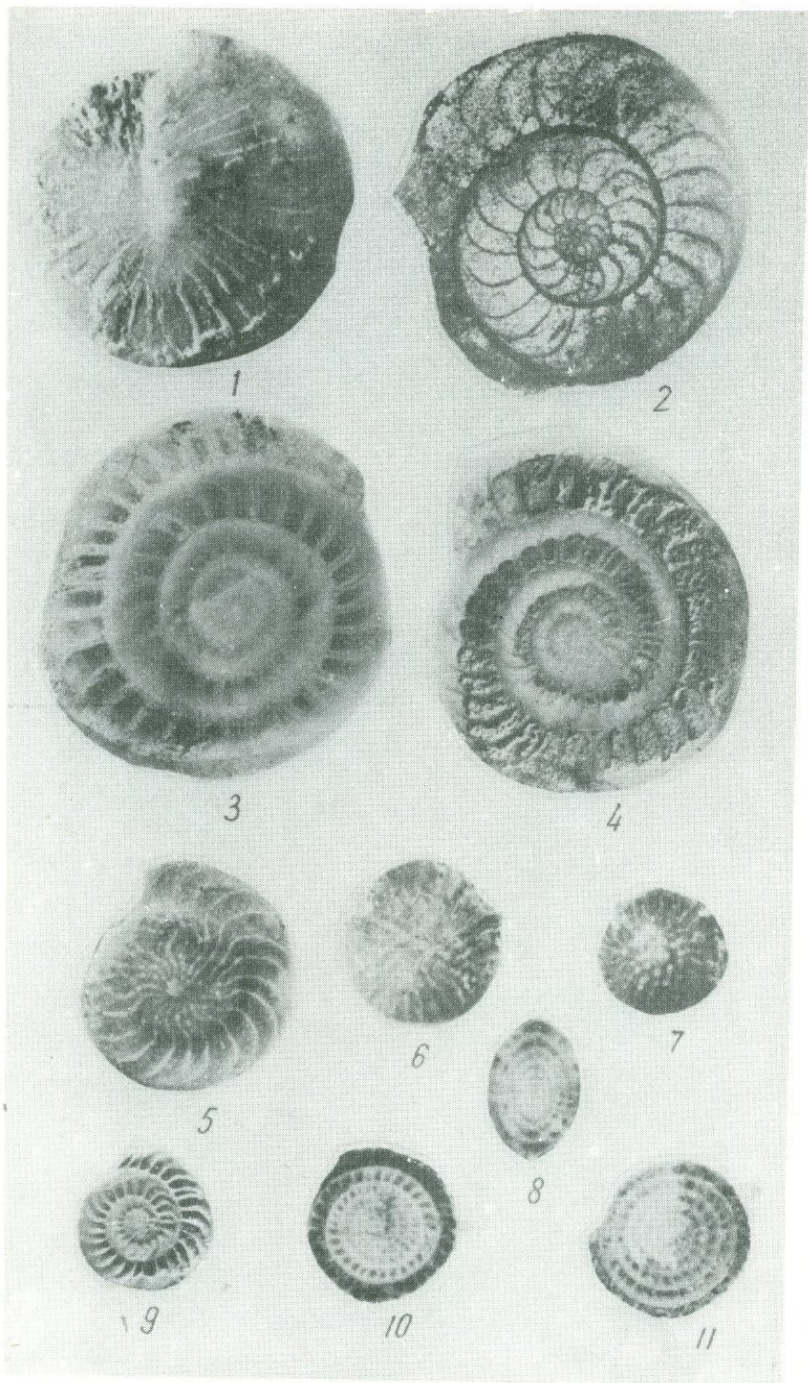


ТАБЛИЦА 6

- Фиг.1. *Nummulites striatus* (Bruguière) (B) x 4. Вид поверхности.
Бединский р-он, с. Шагал. Горизонт *N. millescaput*.
- Фиг.2,5. *Nummulites striatus* (Bruguière) (A) x 4. Вид поверхности
Там же.
- Фиг.3. *Nummulites striatus* (Bruguière) (A) x 4. Осевое сечение
Там же.
- Фиг.4. *Nummulites striatus* (Bruguière) x 4. Экваториальный раз-
рез. Там же.
- Фиг.6,8. *Nummulites striatus* (Bruguière) x 4, x 8. Экваториальный
разрез. Там же.
- Фиг.7. *Nummulites striatus* (Bruguière) x 4. Осевое сечение. Там
же.

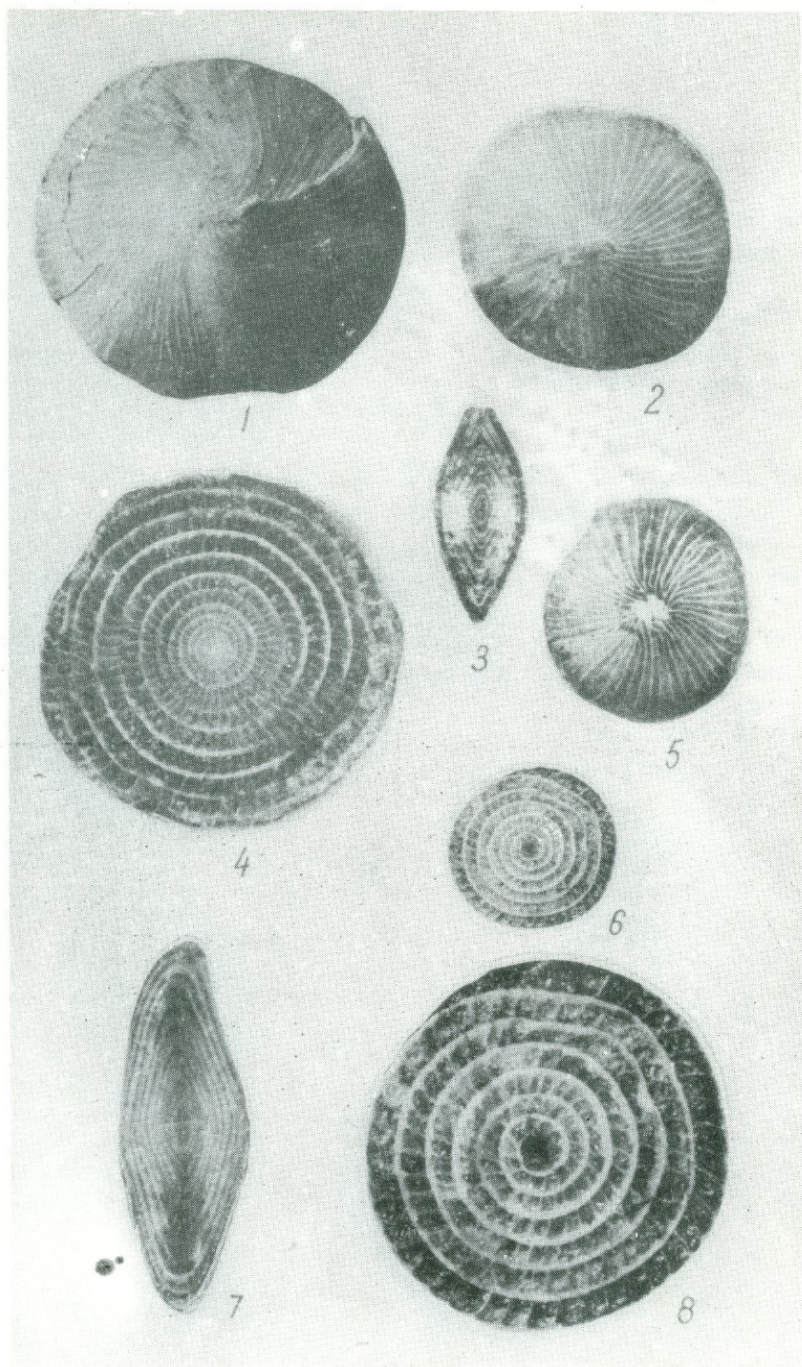


ТАБЛИЦА 7.

- Фиг. 1. *Nummulites fabianii* (Prever) (B) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Горизонт с *N. millescaput*.
- Фиг. 2, 5. *Nummulites fabianii* (Prever) (A) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 3. *Nummulites fabianii* (Prever) (B) x 4. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 4, 7. *Nummulites fabianii* (Prever) (B) x 4, x 8. Осевое сечение. Там же.
- Фиг. 6. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (A) x 8. Экваториальный разрез. Ехегнадзорский р-он, с. Ахавнадзор. Верхний эоцен.
- Фиг. 8. *Nummulites fabianii* (Prever) (A) x 8. Вид поверхности. Ехегнадзорский р-он, с. Ринд. Верхний эоцен.
- Фиг. 9. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (A) x 8. Вид поверхности. Ехегнадзорский р-он, с. Ахавнадзор. Верхний эоцен.
- Фиг. 10. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (B) x 8. Вид поверхности. Там же.

Таблица 7

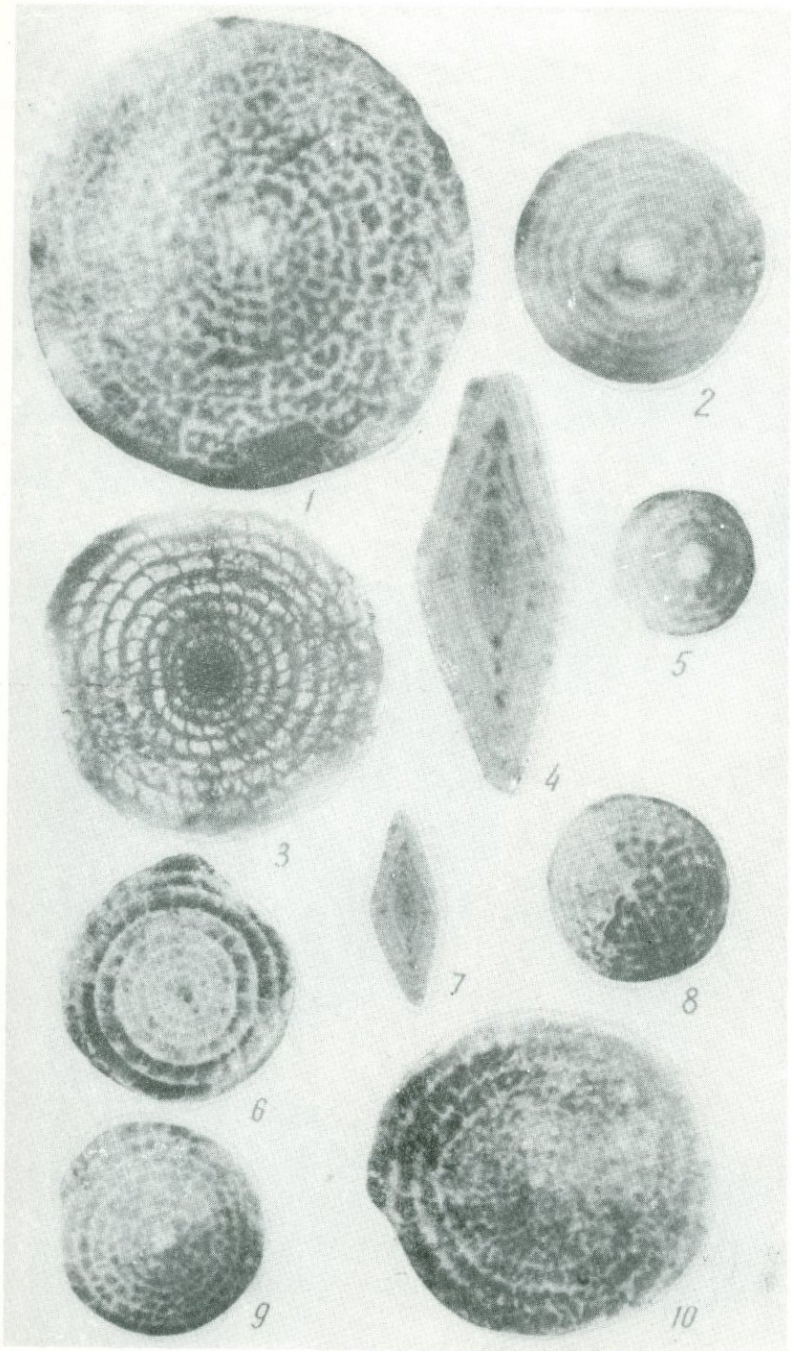


ТАБЛИЦА — 8

- Фиг. 1. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) x 8. Вид поверхности. Шаумянский р-он, с. Шорагбюр, Горизонт с *V. fallax* Олигоцен.
- Фиг. 2. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 3. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) x 8. Вид поверхности. Там же. Горизонт Циреновых песчаников.
- Фиг. 4. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) x 8. Экваториальный разрез. Там же. Горизонт Кяра-Молла.
- Фиг. 5. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) x 4. Осевое сечение. Там же. Горизонт с *V. fallax*.
- Фиг. 6,7,8. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) x 8. Экваториальный разрез. Там же.

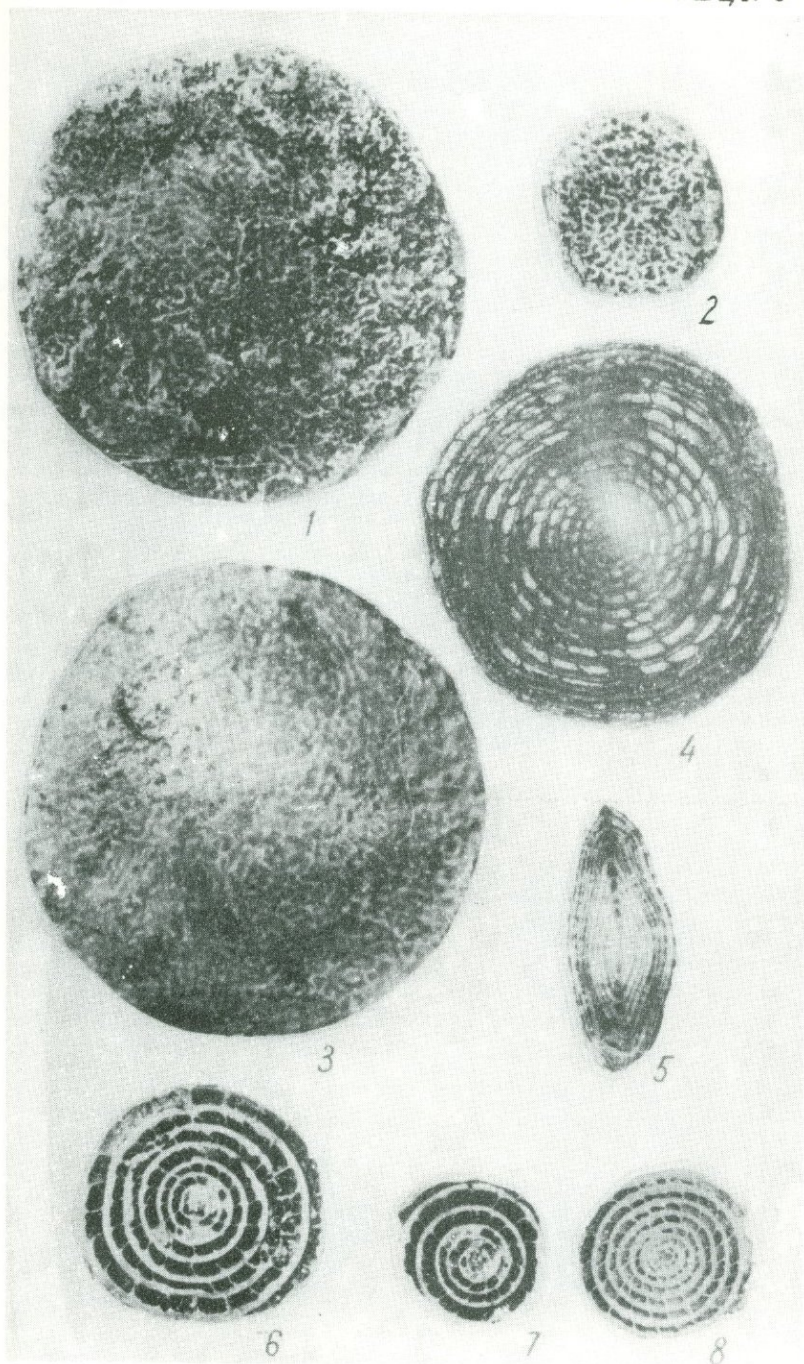


ТАБЛИЦА 9

- Фиг. 1. *Nummulites millescarut* Voubée (B). Натуральная величина. Вид поверхности Вединский р-он, с. Шагап. Горизонт с *N millescarut*. Верхний эоцен.
- Фиг. 2,3. *Nummulites millescarut* Voubée (A) x 4. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 4,5. *Nummulites millescarut* Voubée (A) x 4. Экваториальный разрез. Там же.

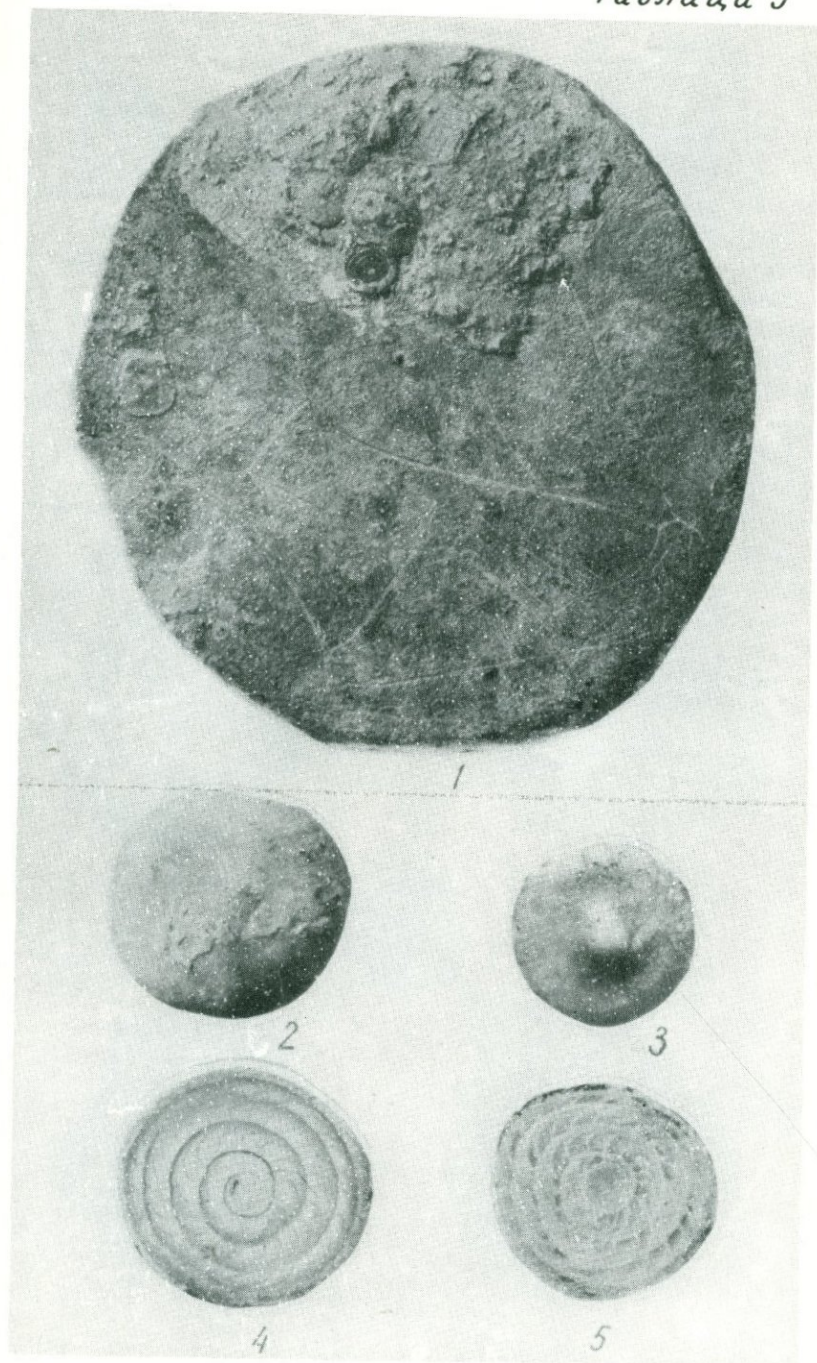


ТАБЛИЦА 10

- Фиг.1,2. *Operculina alpina* Douville (A) x 4. Вид поверхности.
Вединский р-он, с. Чиман, горизонт с *N. millescaput*.
- Фиг.3. *Operculina ammonica* Leuherie (A) x 4. Вид поверхности
Там же.
- Фиг.4,5. *Operculina victoriensis* Chapman and Walter (A) x 4.
Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шагал. Горизонт с *N. fabianii retiatum*. Верхний эоцен.
- Фиг.6-9 *Pellatospira douvillei* Boussac (A) x 4. Вид поверхности.
Вединский р-он, с. Карахач. Дискоциклиновый горизонт
Верхний эоцен.
- Фиг.10,11. *Pellatospira douvillei* Boussac (A) x 8. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг.12. *Pellatospira madaraszi* V. Hantken (A) x 4. Вид поверхности. Там же.
- Фиг.13,14. *Pellatospira madaraszi* V. Hantken (A) x 8. Экваториальный разрез. Там же.

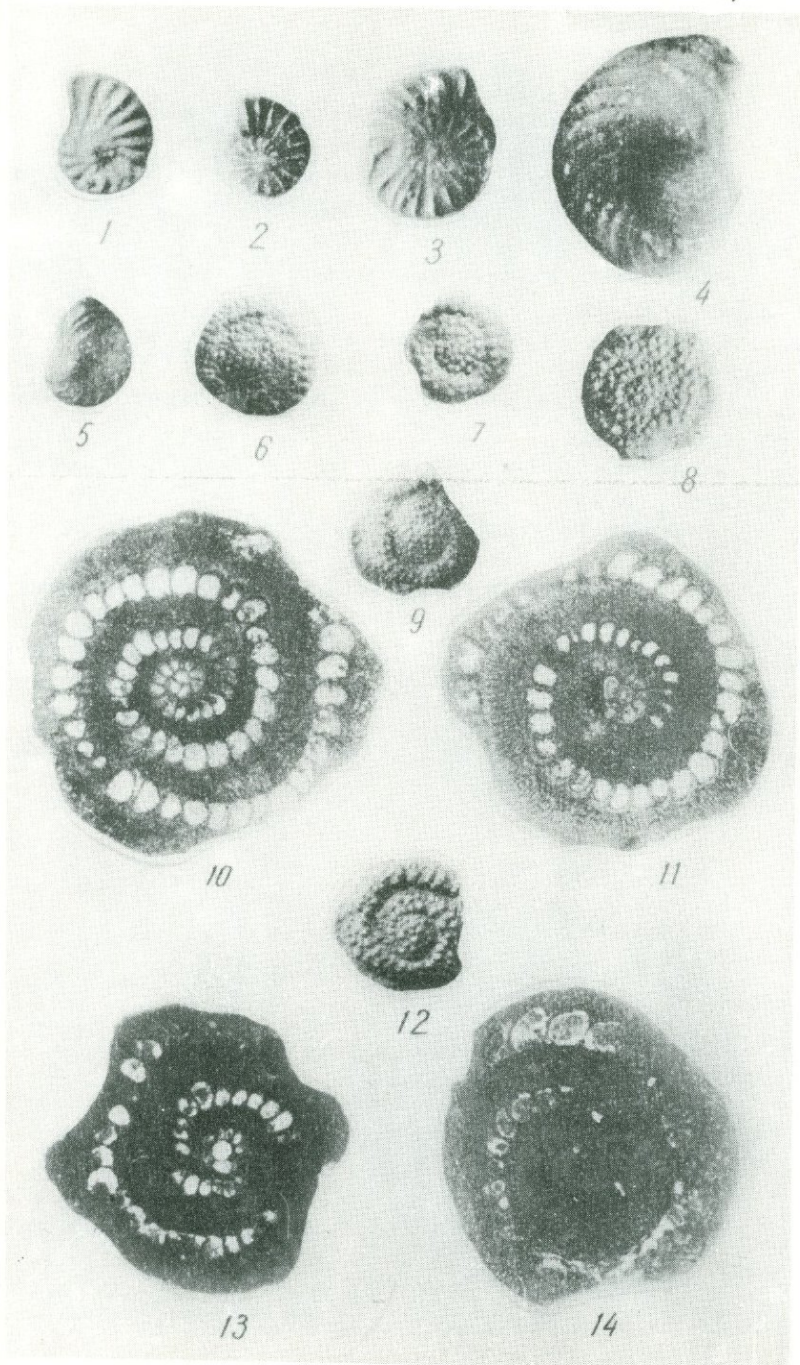


ТАБЛИЦА 11

- Фиг. 1,6. *Spiroclypeus granulosus* Boussac (A) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Горизонт с *N. millescaput* Верхний эоцен.
- Фиг. 2. *Spiroclypeus granulosus* Boussac (A) x 8. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 3. *Spiroclypeus granulosus* Boussac (A) 8. Осевое сечение. Там же
- Фиг. 4. *Grzybowskia reticulata* Bieda (B) x 8. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 5. *Grzybowskia reticulata* Bieda (B) x 4. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 7,8. *Grzybowskia reticulata* Bieda (B) x 4. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 9. *Discocyclusina pratti* (Michelin) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 10. *Discocyclusina augustae* (v.d. Weijden) (A) x 4. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Карахач. Дискосиклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 11. *Discocyclusina pratti* (Michelin) x 26. Экваториальный разрез. Там же.



ТАБЛИЦА 12

- Фиг. 1. *Discocyclusina augustae* (v.d.Weijden) (A) x 10. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Карахач. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 2. *Discocyclusina scalaris* (Schlumberger) (A) x 4. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шагап. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 3. *Discocyclusina scalaris* (Schlumberger) (A) x 4. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 4,5. *Discocyclusina sella d'Archias* (A) x 4. Вид сбоку и поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Горизонт с *N. millescaput*. Верхний эоцен.
- Фиг. 6. *Discocyclusina veronensis* Douville (A) x 10. Экваториальный разрез. Там же. Дислоциклиновый горизонт.
- Фиг. 7. *Discocyclusina veronensis* Douville (A) x 4. Вид поверхности. Там же.

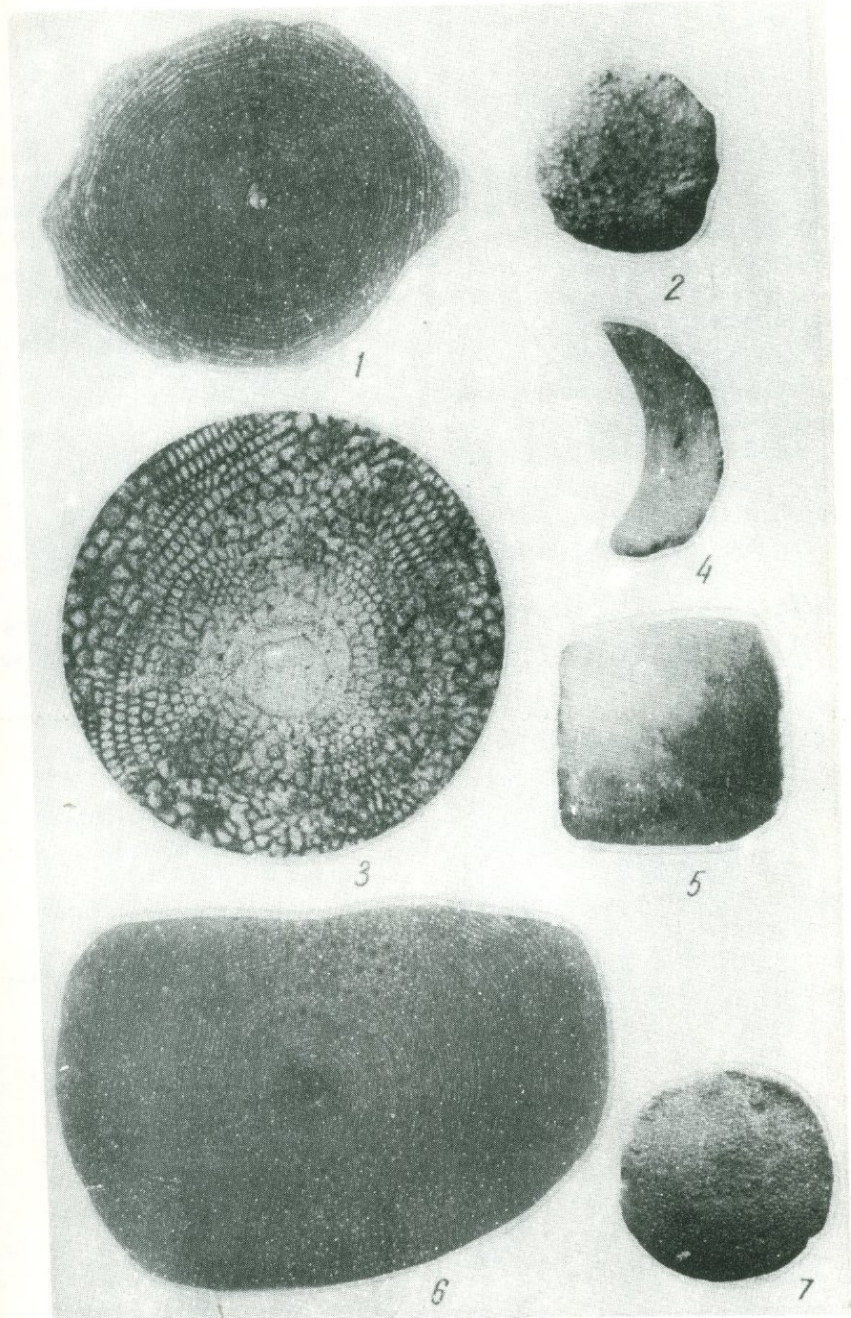


ТАБЛИЦА 13

- Фиг.1. *Discocyclusina douvillei* (Schumberger) (A) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.2,3. *Discocyclusina chudeaui* (Schlumberger) (A) x 8. Вид поверхности. Там же.
- Фиг.4. *Discocyclusina roberti* var. *harenai* R. de Gaona (A) x 4. Вид поверхности. Ехегнадзорский р-он, с. Ринд. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.5. *Discocyclusina chudeaui* (Schlumberger) (A) x 26. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Чиман. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.6. *Discocyclusina martae* (Schlumberger) (A) x 8. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Шагап, Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.7,8. *Discocyclusina nummulitica* (Gümbel) (A) x 4. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.9. *Discocyclusina roberti* Douville var. *harenai* R. de Gaona (A) x 10. Экваториальный разрез. Ехегнадзорский р-он, с. Ринд. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.10. *Discocyclusina nummulitica* (Gümbel) (A) x 10. Экваториальный разрез. Вединский р-он, с. Чиман. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг.11. *Discocyclusina nummulitica* (Gümbel) (A) x 4. Вид сбоку. Там же.
- Фиг.12. *Discocyclusina nummulitica* (Gümbel) (A) x 4. Осевое сечение. Там же.

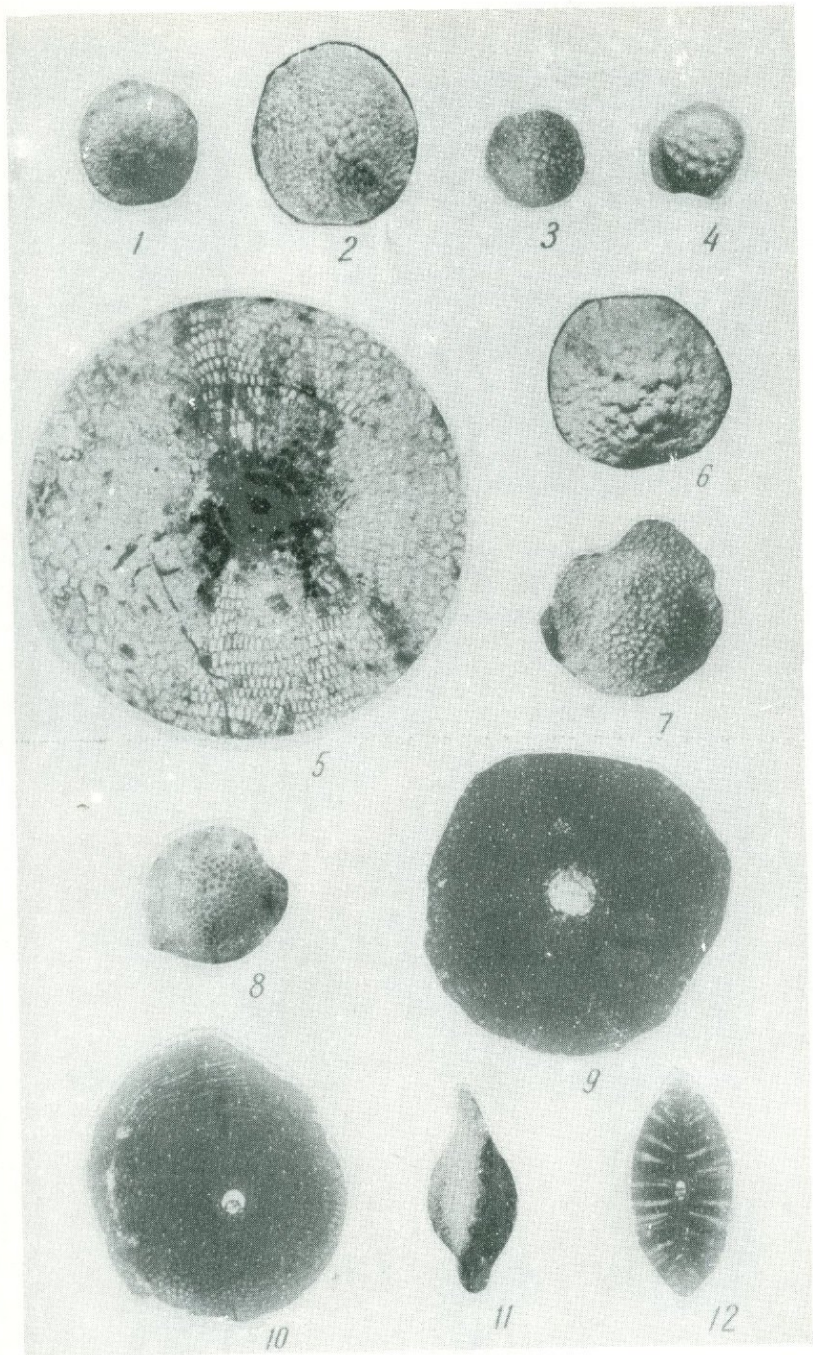


ТАБЛИЦА 14

- Фиг. 1. *Discocyclus andrusovi* Gizaucourt (A) x 4. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман, Дискосциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 2. *Discocyclus andrusovi* Gizaucourt (A) x 26. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 3. *Discocyclus aspera* (Gümbel) (A) x 26. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 4. *Discocyclus aspera* (Gümbel) (A) x 4. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 5. *Discocyclus roberti* Douvillé (A) x 6. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 6. *Discocyclus roberti* Douvillé (A) x 26. Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 7,8,9. *Discocyclus varians* (Kaufmann) x 4. Вид поверхности. Там же.

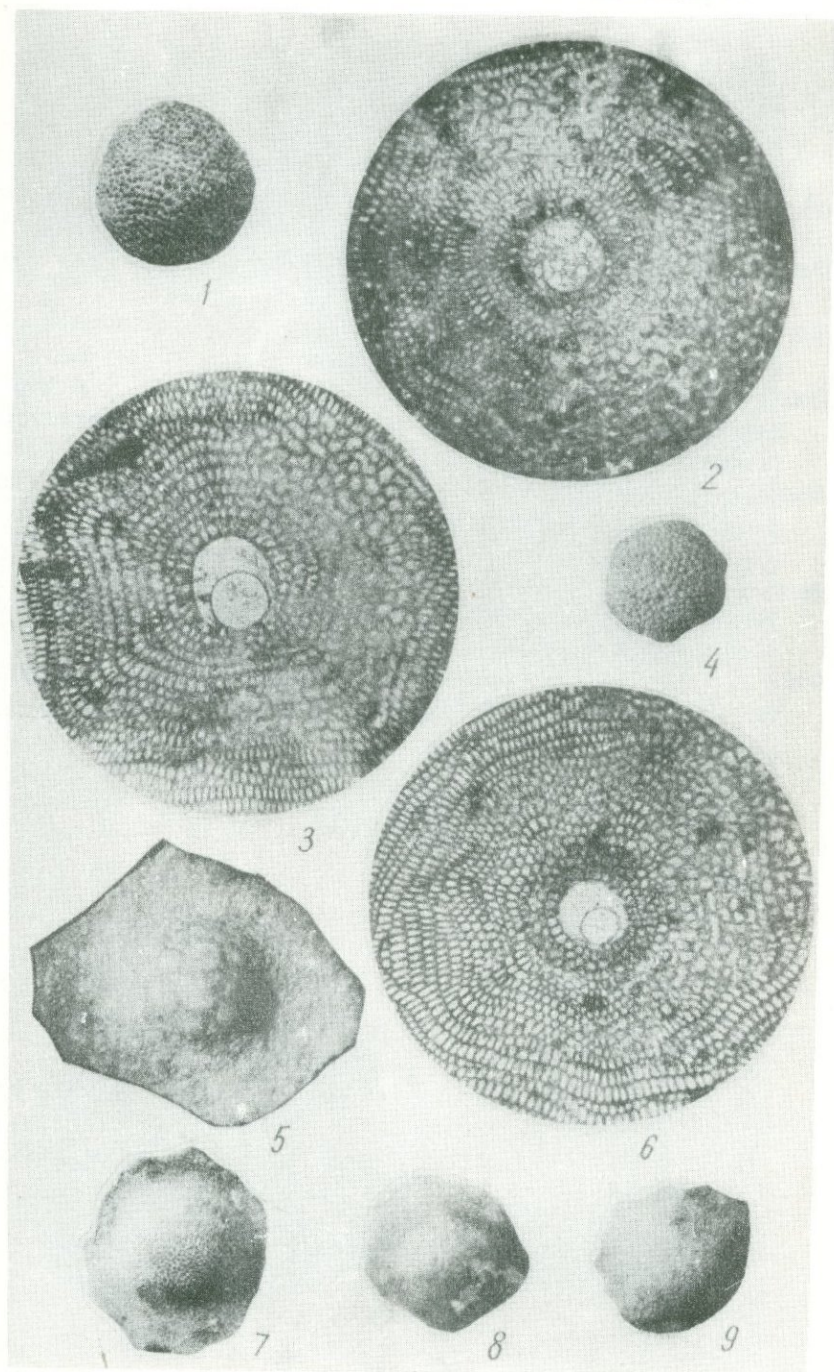
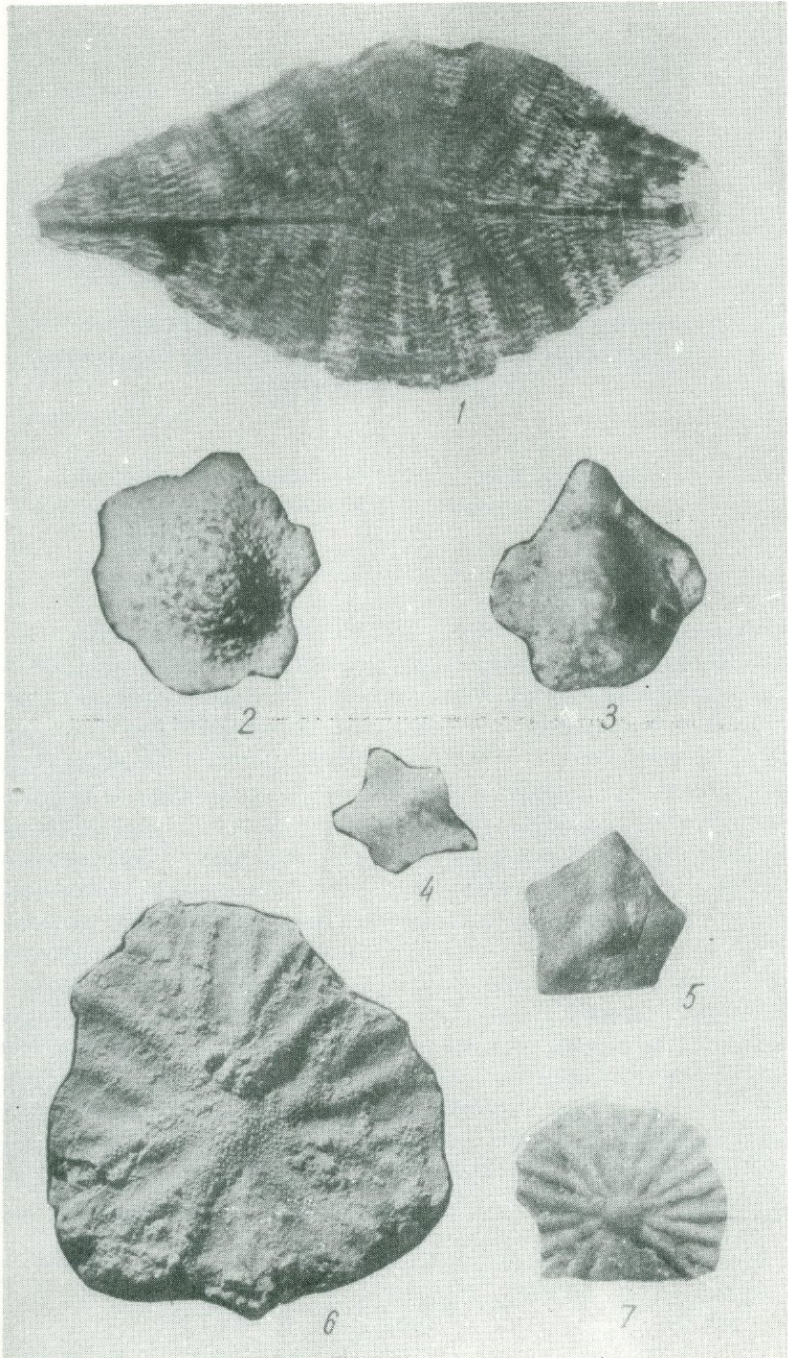


ТАБЛИЦА 15

- Фиг. 1. *Discocyclusina douvillei* (Schlumberger) (A) x 26. Осевое сечение. Вединский р-он, с. Чиман. Верхний эоцен.
- Фиг. 2. *Asterocyclusina bayani* (Schlumberger) x 6. Вид поверхности. Там же.
- Фиг. 3. *Asterocyclusina stellaris* (Brunner) x 6. Вид поверхности. Там же. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 4. *Asterocyclusina taramellii* (Schlumberger) x 10. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Карахач. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 5. *Asterocyclusina pentagonalis* (Schafhäütl) x 4. Вединский р-он, с. Шагал. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 6. *Actinocyclusina patellaris* (Schlotheim) x 6. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Карахач. Дислоциклиновый горизонт. Верхний эоцен.
- Фиг. 7. *Actinocyclusina radians* d'Archias x 4. Вид поверхности. Вединский р-он, с. Чиман. Горизонт с *N. millescaput*.

Таблица 15



Р. А. Мандалян

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ
ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

(Литология, основные черты палеовулканизма,
полезные ископаемые)

В В Е Д Е Н И Е

Вулканогенно-осадочный комплекс верхней юры-неокома широко распространен на территории Армянской ССР и играет важную роль в геологическом строении Сомхето-Карабахской тектонической зоны. В этом мощном и хорошо выдержанном комплексе, образовавшемся в условиях ярко выраженного вулканогенно-осадочного литогенеза выделяются две формации (Р. А. Мандалян, 1970, 1972): вулканогенно-карбонатная (Шамшадинский, Алавердский антиклинорий, Иджеванский синклинорий-северная часть Армянской ССР) и вулканогенно-обломочная (Кафанский антиклинорий, юго-восточная часть Армянской ССР).

Вулканогенно-карбонатная формация наиболее полно представлена в бассейнах рек Агстев, Ахум, Тавуш. Характерной чертой ее геологического строения является тесная пространственная связь и чередование осадочных, преимущественно карбонатных пород, с вулканическим и отчасти вулканотерригенным материалом. К этой формации приурочен ряд полезных ископаемых, преимущественно нерудных: крупное месторождение доломитов, месторождения и проявления

известняков, силицитов, исландского шпата. В карбонатных породах локализовано полиметаллическое оруденение.

Настоящая работа представляет собой первую литологическую сводку по вулканогенно-карбонатной формации. Основным материалом, положенный в ее основу, собран автором в 1960-1964 годах и дополнялся в последующие годы.

Основным методом работы являлся литолого-формационный анализ. Параллельно с литологическими работами автором проводились палеовулканологические исследования, что позволило полнее осмыслить полученные данные с точки зрения вулканогенно-осадочного пороодообразования. В процессе исследований автор пользовался советами и консультациями научного руководителя-заслуженного деятеля науки и техники РСФСР-профессора М.С. Швецова, профессора В.П. Маслова.

Г Л А В А 1

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры-неокома в северной части Армянской ССР развита в пределах широкой полосы, охватывающей Шамшадинский, Иджеванский, отчасти Алавердский и Ноемберянский районы.^х На отмеченной территории, однако, она распространена неравномерно. Наиболее полно формация представлена в пределах северо-восточного крыла Шамшадинского антиклинория и в Иджеванском синклинории. Здесь она непрерывно прослеживается от бассейна Хндзорут до бассейна р. Агстев. Эта область характеризуется преимущественно пологим ($8-20^{\circ}$) падением слоев.

Далее к западу, на обширной части междуречья Агстев-Дебед и в Алавердском рудном районе формация резко убывает как по мощности, стратиграфическому интервалу, так и по площади распространения. Здесь она представлена преимущественно нижней частью (оксфорд) в виде изолированных выходов (гг. Гомшавер, Гёк-даг, Лалвар).

^х См. "Геология Армянской ССР", т. У. Литология, 1974.

В основу возрастного подразделения формации принята стратиграфическая схема, разработанная А. Т. Асланяном (1949) и впоследствии уточненная и детализированная тем же автором (1953, 1958), а в отдельных участках работами А. А. Атабекяна, Г. А. Чубаряна, Н. Р. Азаряна, Г. А. Туманяна и др.

Стратиграфический разрез вулканогенно-карбонатной формации представляется в следующем виде.

Нижний оксфорд: известняки, андезитовые, базальтовые порфириды с их пирокластами, вулканотерригенные образования, граувакки. Мощность 120-450 м.

Верхний оксфорд-кимеридж: известняки, доломиты с прослоями и линзами кремней, базальтовые и андезитовые порфириды с их пирокластами, вулканотерригенные образования. Мощность 400-1200 м.

Титон-нижний неоком (?). Базальтовые и андезитовые порфириды, их пирокласты, известняки (в основании свиты). Мощность 200-550 м.

Нижний оксфорд

Отложения нижнего оксфорда представлены двумя различными по составу свитами, каждая из которых имеет развитие в определенной структурно-фациальной зоне.

Первая, представленная карбонатными отложениями, широко развита в пределах Шамшадинского антиклинория. Здесь отложения нижнего оксфорда трансгрессивно залегают на песчано-глинистых образованиях келловей и бата, а в местах отсутствия последних - непосредственно на кварцевых плагиопорфирах верхнего байоса. Свита известняков протягивается от г. Будур к южным склонам г. Сарум и благодаря однообразному литологическому составу хорошо прослеживается далее на восток по линии Навур-Берд-Норашен. В нижней части она местами содержит прослой терригенных образований - конгломератов, песчаников, связанных с размывом среднеюрских кварцевых плагиопорфиров. Мощность 120 - 220 м.

В пределах Алавердского антиклинория отложения нижнего оксфорда представлены преимущественно вулканическими образованиями - мощными потоками андезитовых, андезито-базальтовых, базальтовых порфиритов с их пирокластами. Более кислые разновидности (андезито-дацитовые, дацито-

вые порфириты) имеют ограниченное распространение. Вулканический материал местами весьма обилен (бассейн р. Аксибара). Карбонатные породы образуют небольшие прослои и линзы, мощностью от 0,5 до 25 м, захороненные среди лавово-пирокластического материала. Лишь в районе Севкарского лесозавода в основании нижнего оксфорда (г. Казанчи) залегают карбонатные породы несколько большей мощности (40-100 м). Выше по разрезу они перекрываются вулканитами среднего состава.

Верхний оксфорд-кимеридж

Отложения верхнего оксфорда-кимериджа представлены мощной вулканогенно-карбонатной серией, характеризующейся чередованием вулканических, вулканотерригенных и карбонатных пород в резко меняющемся соотношении. Серия хорошо прослеживается с запада на восток от Иджеванского хребта до бассейна р. Хндзорут.

В районе Иджеванского хребта серия характеризуется преобладанием карбонатных пород при почти полном отсутствии вулканического материала. Роль последнего в небольшой степени возрастает в левобережье р. Агстев, где среди карбонатных пород встречаются небольшие прослои и пачки туфов, туфопелитов, вулканотерригенных конгломератов, брекчий.

Такое соотношение существенным образом меняется в пределах Шамшадинского антиклинория. В приводораздельной части рек Агстев и Ахум карбонатные породы все еще преобладают, однако далее к востоку, в бассейне р. Ахум, доминируют вулканические образования, среди которых залегают линзы карбонатных пород. Роль последних несколько повышается в районе сс. Навур и Ицакар, но к востоку вновь сводится к минимуму. Аналогичное соотношение наблюдается в бассейнах рек Тавуш и Хндзорут, где за исключением нескольких участков карбонатные породы не образуют значительных скоплений.

В этом же направлении (возрастания роли вулканического материала) резко увеличивается мощность описываемой свиты. Она составляет 250-450 м на Иджеванском хребте и 650 - 1200 м в пределах север-северо-восточного крыла Шамшадинского антиклинория.

Отложения титона-нижнего неокома (?), известные в литературе под названием артаминской свиты, имеют ограниченное распространение в междуречье рек Ахум и Тавуш. Свита сложена вулканическими и вулканогенно-обломочными образованиями-потоками и покровами базальтовых, андезитовых порфиритов, их брекчиями, туфами. Имеют распространение долеритовые базальты, слагающие преимущественно пластовые тела и дайки. В правобережье реки Ахум в основании свиты залегают несколько линз органогенных известняков. Артаминская свита фаунистически не охарактеризована и поэтому возраст ее определяется условно по положению в разрезе, в котором она связана постепенными переходами с нижележащей вулканогенно-карбонатной свитой верхнего оксфорда-кимериджа и трансгрессивно перекрывается терригенно-карбонатными отложениями сеномана-нижнего турона.

Таким образом верхняя стратиграфическая граница вулканогенно-карбонатной формации является условной. Она проводится на определенном допущении, обусловленном недостаточной изученностью границы верхней юры и неокома в северной части Армянской ССР.

К востоку от бассейна р. Хндзорут вулканогенно-карбонатная формация обнажается в пределах Азербайджанской ССР. Как отмечает Р. Н. Абдуллаев (1963), для верхнеюрской истории северо-восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана характерно сочетание вулканических процессов и интенсивного карбонатообразования.

Согласно Р. Н. Абдуллаеву, в нижнемальмское время происходит накопление терригенных и карбонатных пород, а вулканические процессы в целом были непродолжительными. Лишь в отдельных зонах, как, например, в Дашкесанском районе, вулканические процессы протекали интенсивно. Спорадические извержения происходили и в лузитане; в кимеридже вулканическая деятельность протекала исключительно бурно, местами непрерывно, причем общая мощность лаково-пирокластического материала, включающего мощные, но быстро выклинивающие линзы карбонатных пород, достигает 1000 м.

Несколько иной характер вулканогенно-осадочного породообразования имел место в верхнеюрских-неокомских отложениях Зангезура (юго-восточная часть Армянской ССР),

Характеристика разрезов вулканогенно-карбонатной
формации верхней юры-нижнего неокома северной
части Армянской ССР

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в м	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Иджеванский хребет (северные склоны) и прилегающие участки	Карбонатные породы, преимущественно известняки. В низах формации лавово-пирокластический вулканотерригенный материал	750	Трансгрессивно на отложениях келловей
Левобережье р. Агстев, район сс. Лусадзор и Нижний Агдан, г. Налте-кян	Известняки, доломиты и их промежуточные разновидности. Включают линзы и прослои силицитов. В низах формации преимущественно андезитовые порфириты.	800	Трансгрессивно на отложениях келловей
Правобережье р. Агстев, приводораздельная часть рек Агстев и Ахум	Известняки, доломиты и доломитизированные известняки	850	Трансгрессивно на отложениях келловей
Бассейн р. Ахум-сс. Ицакар, Навур	Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал, в низах формации - известняки	1650	Трансгрессивно на отложениях верхнего байоса и келловей
С. Навур-бассейн р. Тавуш	Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал. В низах формации - известняки	1100	Трансгрессивно на отложениях верхнего байоса.

слагающих мощную (до 2500–2700 м) вулканогенно–обломочную формацию Кафанского антиклинория. В строении формации принимают участие лавы, пирокласты основного–среднего состава, вулкано–терригенные образования различных гранулометрических групп (конгломераты, гравеллиты, песчаники), известняки.

В целом формация характеризуется преобладанием вулканогенного и вулканогенно–обломочного компонента над органично–хемогенным. Карбонатные породы, как правило, образуют быстро выклинивающиеся линзы и пачки, залегающие среди вулканитов. Однако в конечные этапы развития формации карбонатные накопления резко расширяются в границах, покрывая значительные площади. (Мандалян, 1972).

В этой формации наблюдается полный разрез и постепенный переход от верхней юры к неокому (В. Т. Аюбян, 1962).

Приведенные данные показывают, что вулканогенно–осадочный литогенез господствовал не только на исследованной территории, но и в пределах всей Сомхето–Карабахской зоны Малого Кавказа в целом. Именно в этом заключается существенное отличие условий осадкообразования верхней юры–неокома Малого Кавказа от остальных участков альпийской геосинклинали Евразии, в которой отмечается иная специфика–накопление мощных толщ карбонатных пород и возрастание роли соленосных (эвапоритовых) формаций (А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, 1962).

Типы опорных разрезов и их характеристика

Опорные разрезы приводятся в направлении с запада на восток от Иджеванского хребта до бассейна реки Тавуш. В табл. 1 приводится характеристика опорных разрезов вулканогенно–карбонатной формации.

Г Л А В А 2

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Вулканические и вулкано–терригенные породы

В строении вулканогенно–карбонатной формации принимают участие разнообразные вулканические породы, преимуще-

твенно основного и в меньшей мере среднего состава. В настоящей работе рассматриваются главные, наиболее распространенные продукты вулканизма, определяющие облик формации.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты потоков компактного строения. Порфириты образуют потоки мощностью от нескольких метров до 15–25 м. По простиранию прослеживаются на сотни метров, иногда несколько километров. Макроскопически это темно-серые, реже зеленовато-серые породы с обильными небольшими миндалинами, обычно афировые, иногда заметны вкрапленники.

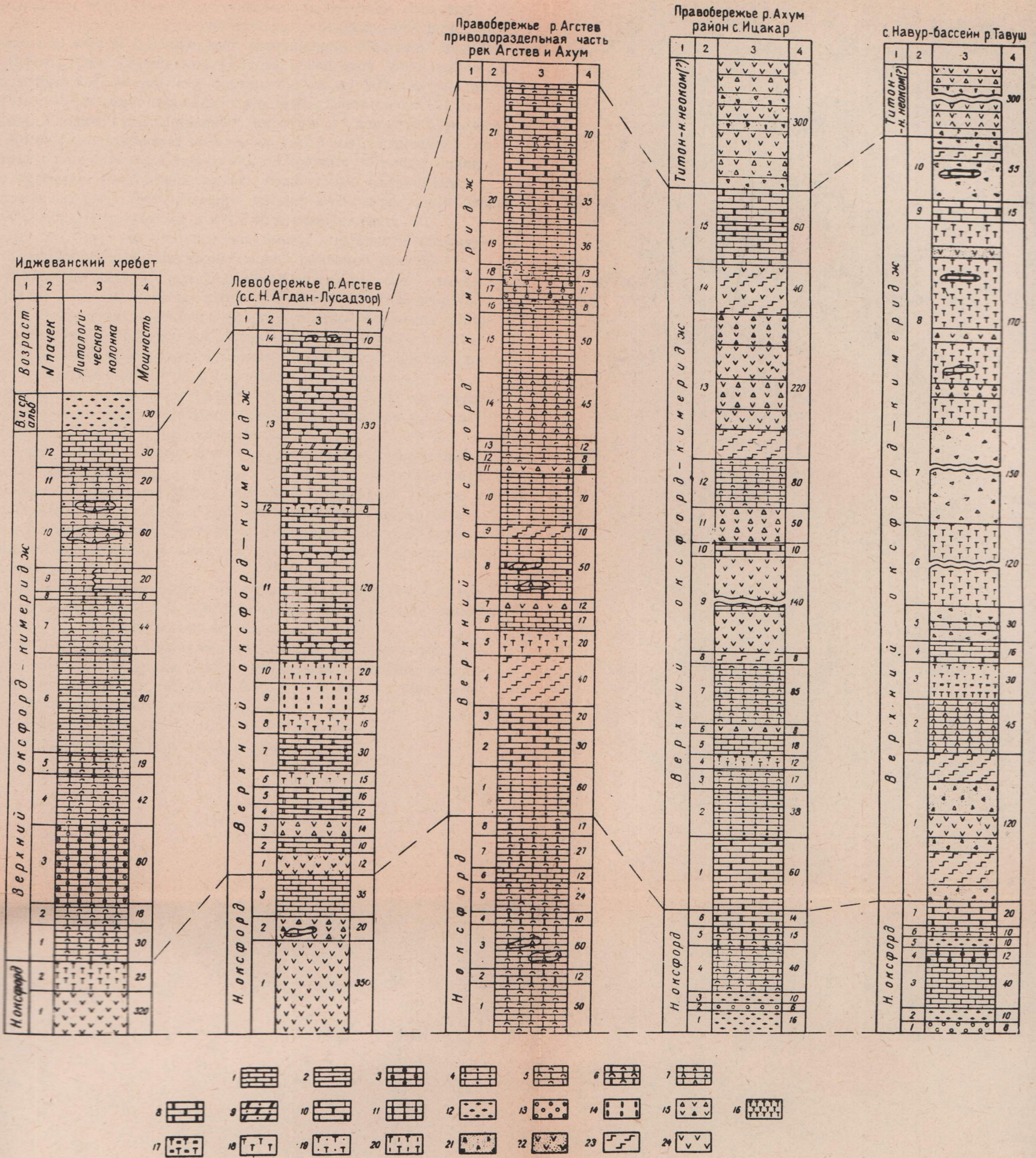


Фиг. 2. Миндалекаменный базальтовый порфирит. Шлиф, ник. 1, ув. 24.

Структура под микроскопом порфировая, вкрапленники обычно редки и представлены преимущественно темноцветным минералом (судя по габитусу — пироксеном и оливином), замещенным карбонатом и хлоритами, а также микровкрапленниками плагиоклаза (базальтовые порфириты).

В андезито-базальтовых разновидностях увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза, достигая 20% объема. Размеры последних до $1 \times 0,3$ мм, почти повсеместно они альбитизированы.

Основная масса этих пород имеет буро-зеленую окраску,



Фиг. 1. Опорные разрезы вулканогенно-карбонатной формации.

Условные обозначения

1. Известняки, 2. Микрозернистые известняки, 3. Оолитовые известняки, 4. Сгустковые известняки, 5. Органогенно-детритовые известняки, 6. Органогенно-обломочные известняки, 7. Биогермные известняки, 8. Доломиты, 9. Известковистые доломиты, 10. Доломитизированные известняки, 11. Окремненные известняки, 12. Кварц-порфировые граувакки, 13. Кварц-порфировые конгломераты, 14. Кремнисто-известковые породы, 15. Вулканические брекчии, включая шарово-подушечные брекчии с гиалокластическим цементом, 16. Гиалокластиты и алевритовые туфы, 17. Гиалокластиты и пелитовые туфы, 18. Гиалокластиты и псаммитовые туфы, 19. Туффиты псаммитовые, 20. Туффиты известковые, 21. Вулкано-терригенные брекчии и конгломераты, 22. Вулкано-терригенные песчаники, 23. Базальтовые порфириты, 24. Андезито-базальтовые, андезитовые порфириты.

апоинтерсертальную структуру; представлена нацело хлоритизированным вулканическим стеклом, пропитанным опаковой пылью. В ней хаотически разбросаны перекрещивающиеся микролиты и лейсты разложенного плагиоклаза. Размеры от 0,02 до 0,5 мм. Они замешены альбитом, в меньшей мере цеолитами, кальцитом. Миндалины составляют около 20% объема породы. Форма их округлая, эллипсоидальная. Диаметр от 0,1 до 15 мм. Различаются миндалины простого и сложного строения.

Первые, относительно небольшие (до 3 мм), выполнены хлоритом и халцедоном. Вторые — более крупные и имеют зональное строение, выраженное двумя, реже тремя оболочками: внешняя — хлорит, ядро — кальцит, иногда мелкоагрегатный кварц и халцедон. Встречаются и обратные соотношения.

Породы даек того же состава имеют порфиристую структуру с микрофитовой, микродиабазовой основной массой.

Базальтовые и андезитобазальтовые порфириты потоков шарового и подушечного строения. В пределах вулканогенно-карбонатной формации шарово-подушечные лавы имеют значительное площадное развитие, а во многих участках (Шамшадинский антиклинорий) являются преобладающим вулканическим образованием.

Мощность потоков составляет от 3,5–4 до 8–12 м; суммарная же мощность по отдельным разрезам (бассейн р. Ахум) достигает нескольких сот метров.

Потоки сложены округлыми (сфероидальными, эллипсоидальными), прилегающими друг к другу лавовыми обособлениями с разным количеством "цементирующей" дресвяной массы. Для большинства шарово-подушечных лав (точнее, их недеформированных разновидностей) характерно приспособление вновь образованных сфероидов к нижней, ранее сформированной поверхности лавы.

Размеры сфероидальных тел варьируют в широких пределах: от 5–6 см до 1,2 м в поперечнике. Преобладают, однако, тела средних размеров — 40–65 см.

Форма шарово-подушечных тел, как и толщина корки закалики, весьма различная. Здесь наблюдаются многие, известные в литературе (Шрок, 1950) формы, такие, как (фиг. 3, 4):

1. Округлая, слегка приплюснутая.
2. Караваеобразная.
3. Уплющенная, полусфероидальная.

4. Типа "баллон".

5. Типа "булка" (встречается реже других).



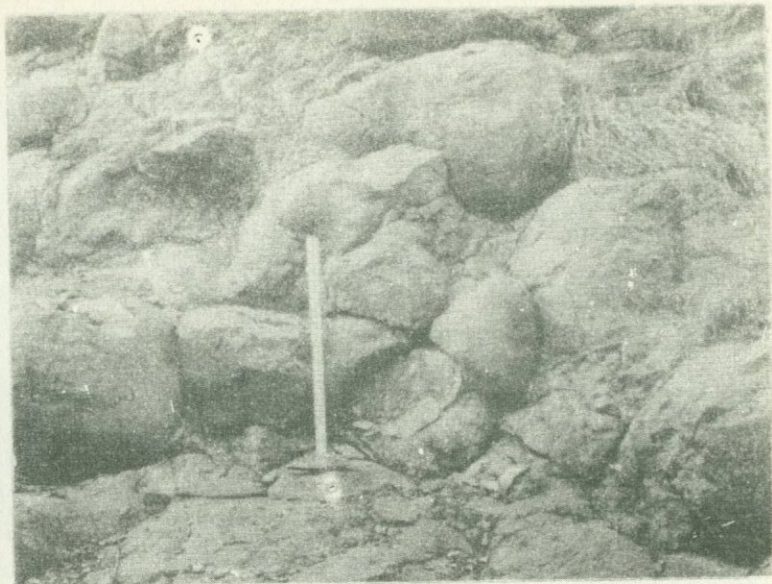
Фиг. 3. Поток шарово-подушечной лавы. В нижней и средней части его преобладают округлые формы шаров, а в верхней — уплощенные полусфероидальные разновидности. Бассейн р. Ахум.

В наиболее типичных примерах каждое шаровое тело представляет собой агрегат зонального строения, состоящий из:

1. Бурой и буровато-зеленой, обычно рыхлой и легко распадающейся шлаковидной корки закала, толщиной 3–8 см.
2. Серой и серовато-зеленой мицдалекаменной переходной зоны.
3. Серого и темно-серого, более плотного и крепкого внутреннего ядра.

Однако такое трехчленное строение не является строго закономерным для каждого сфероида на всем протяжении потока. В ряде потоков зональность проявлена не так отчетливо, иногда она едва заметна.

Межшаровая дресвяная масса представлена обломками внешней части шаров, местами сильно кальцитизированными, измененным вулканическим стеклом. Иногда там же наблю-



Фиг. 4. Шарово-подушечная лава. Преобладают округлые формы сфероидов типа "баллон".

даются небольшие жеоды, выполненные мелкими (0,5–4 см) скаленоэдрическими и призматическими кристаллами лимонно-желтого и молочно-белого кальцита.

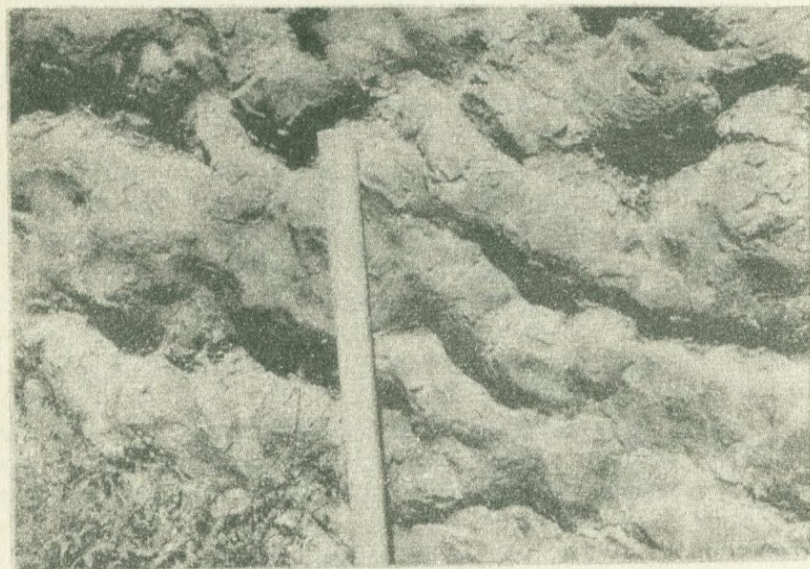
Имеют место переходы от шарового строения к неотчетливо шаровому и массивному. В ряде случаев они обусловлены процессами выветривания, нарушающими первоначальное строение, в других — первичными факторами.

Весьма интересными представляются переходы к зачаточному-шаровому строению. Лава подобного строения представляет собой вулканическое образование с отчетливо выраженной волнисто-бугорчатой поверхностью, в котором начавшийся процесс формирования сфероидальных тел не был завершен. Поэтому окончательного отпочкования и распада жидкой лавы на составляющие овоидальные тела с уже наметившимися размерами и контурами не произошло. По внешнему контуру поток сохраняет компактное строение; вместе с этим в нем отчетливо наблюдаются зачатки шарового строения (фиг. 5, 6).

Строение шаровых лав иногда осложняется присутствием других тел-пластообразных залежей диабазов. Последние в

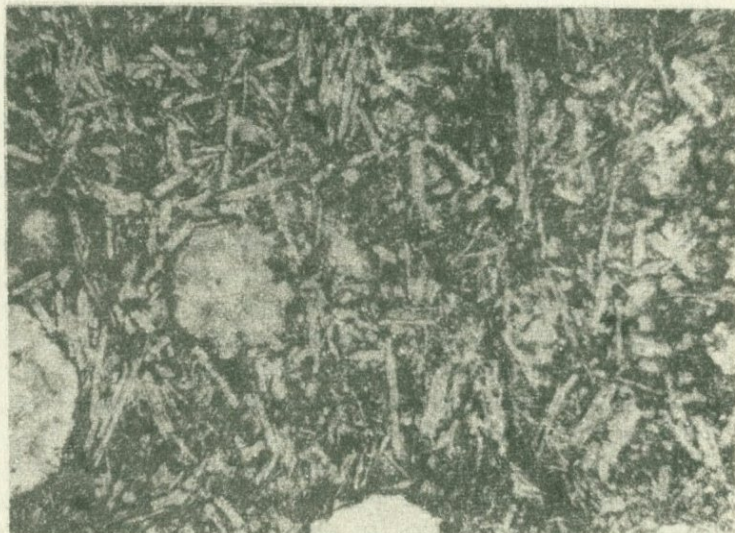


Фиг. 5, Зачаточно-шаровая лава. Общий вид обнажения.
Окрестности с. Навур.



Фиг. 6. Деталь фиг. 5. Видны зачаточные овоидальные
тела.

большинстве случаев расположены в основании потоков. По структуре и составу порфириты шаровых лав идентичны вышеописанным аналогам потоков массивного, компактного строения. Отличия заключаются в более интенсивной, но неравномерно проявленной цеолитизации и альбитизации, большем количестве миндалин, средне- и мелкозернистой структуре основной массы, частом наличии среди интенсивно кальцитизированных и халцедонизированных порфировых выделений реликтов оливина и пироксена. В бассейне р. Ахум и между-речье Ахум-Тавуш распространены спилиты. Макроскопически спилиты представляют собой однородного строения миндалекаменную породу, без заметных порфировых включений. В ядре шара порода темно-серая со стальным блеском, по периферии она серовато-бурая с зеленым оттенком. Текстура массивная. Структура афировая или спорадофировая с апоинтерсертальной структурой основной массы.



Фиг. 7. Удлиненные микролиты альбита в тонкочешуйчатой хлоритовой массе. Шлиф, ник. 1, ув.40.

Ниже приводится средний количественно-минеральный состав спилитов по 15 образцам.

Плагиоклаз	- 41%
Псевдоморфозы хлорита по темноцветному минералу (пироксену)	- 21%

Базис - 12%

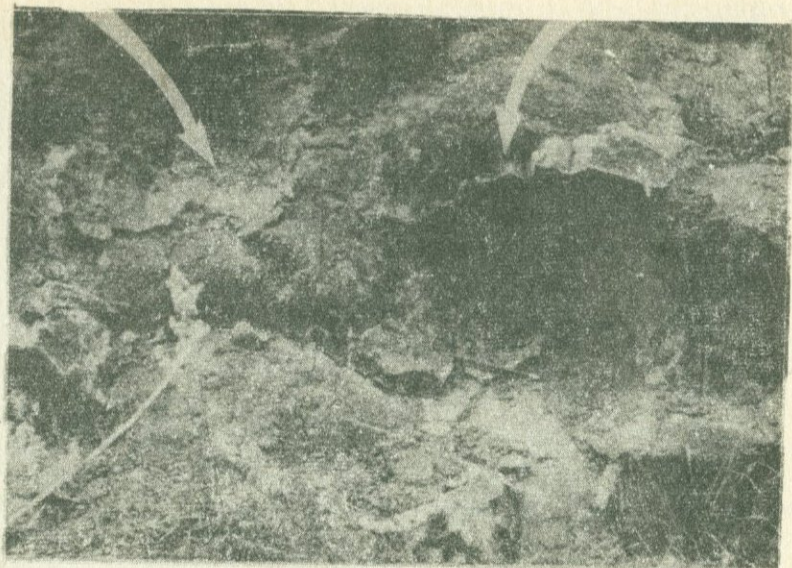
Миндалины - 26%

Порода содержит редкие (не более 0,5%) удлинённые и изогнутые вкрапленники альбита размерами 5 x 0,5 мм. Основная масса состоит из хаотически расположенных микролитов альбита № 10 (угол угасания 010 : $\text{np} = -10^\circ$ на срезе $\perp [100]$), размерами до 1 x 0,05 мм. Микролиты часто изогнуты и имеют характерные расщепленные концы, часто микролиты образуют снопы, состоящие из 3-4 кристаллов. Альбит содержит мельчайшие включения хлорита и рудных минералов. По темноцветному минералу развиты тонкочешуйчатые псевдоморфозы хлорита, резко ксеноморфные по отношению к микролитам альбита. Базис представлен микрокристаллической смесью лейкоксена, хлорита и рудного минерала, выполняющей интерстиции основной массы.

Различаются миндалины простого и сложного строения. Первые выполнены радиально-лучистым бледно-зеленым деллесситом, реже пренитом или кальцитом. Сложные миндалины состоят из ядра, выполненного пумпеллитом или кальцитом, и оболочки, представленной деллесситом. По химическому составу изученные спилиты близки к среднему диабазу по Дели (Мандалян, Агамалян, 1974).

Из других особенностей шарово-подушечных лав несомненный интерес представляет карбонатный материал, находящийся в некоренном залегании и присутствующий в виде включений разнообразной формы. Различаются два типа включений: 1) межшаровые включения известняков и 2) включения внутри лавовых сферондов, а также в теле потока (при переходе от шарового к неотчетливо шаровому).

1. Межшаровые включения представлены цельными или обломанными вогнутыми известняковыми оболочками, которые обволакивают шар или подушку, отражая малейшие шероховатости его поверхности (фиг. 8, 9). Толщина оболочек разная - от 2-3 до 15-18 см. По линии соприкосновения с лавовым сферондом известняк покрывается тонкой (2-6 мм) пленкой зеленовато-бурого стекловатого базальта, приваренного к осадку. Макроскопически межшаровый известняк представляет собой серую породу с коричневато-бурым (от ожелезнения) "загаром". Представлена она разными типами: микрозернистыми известняками с фораминиферами, мелкоде-

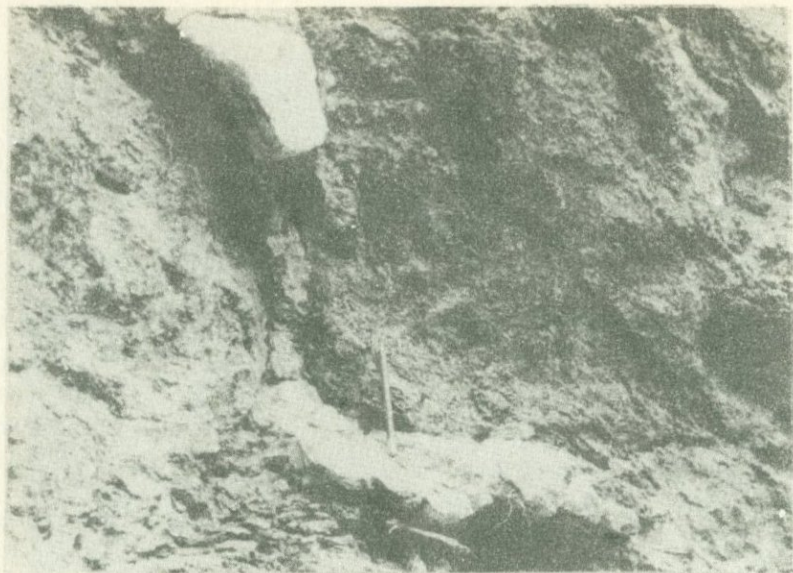


Фиг. 8. Поток шарово-подушечных спилитов с известняковым "цементом". Слева на месте выпавшего шара видна вогнутая известняковая оболочка.

триновыми (шламовыми), а также коралловыми, водорослевыми и полидетритовыми разновидностями. Перекристаллизация в них проявлена неравномерно, в целом слабо, поэтому основные микроструктурные особенности породы сохраняются.

2. Включения известняков в лавовых сфероидах разнообразны, наряду с округлыми и угловатыми агрегатами (2–25 см, редко более) встречаются короткие пластообразные тела (фиг. 8).

Весь этот материал цементируется лавой, причем включения известняков располагаются в приповерхностной части сфероида или несколько глубже, но не имеются в его ядре. В обнажении это серо-зеленая порода, неравномерно обогащенная вулканическим материалом. Последний представлен апогиадокластическими фрагментами, литокластами и тонкораздробленными (0,02–0,03 мм) обломками плагиоклазов. Изучение в шлифах показывает, что контакты между известняком и лавой проявлены четко (фиг. 10), по их линии обычно



Фиг. 9. Контакт между двумя крупными шарами. В центре фото видна известняковая покрывка, обволакивающая правый шар.

наблюдается кайма железа и скопления тонкорассеянного магнетита.

Описываемые известняки представлены теми же литологическими типами, что и межшаровые разновидности, однако масштабы перекристаллизации в них гораздо выше. По степени сохранности выделяются три разновидности:

1. Слабо измененный известняк, сохранивший структурные особенности.

П. Известняк перекристаллизованный, но местами сохранивший первичные признаки.

Ш. Нацело перекристаллизованный известняк (мрамор) с гетеробластовой, гранобластовой структурой.

1 и П типы, а также их сочетания, характерны для крупных обломков, Ш тип — для мелких (1–3 см).

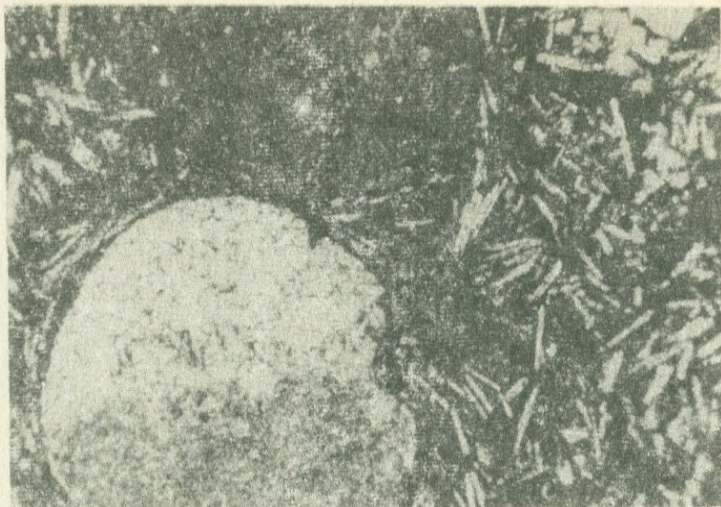
Помимо вышеописанных известняковых включений, заметных макроскопически, в шлифах устанавливаются мелкие участки (0,08–1 см) карбонатного осадка, который флюидально обтекается со всех сторон микролитами плагиоклаза (фиг. 10, 11).



Фиг. 10. Контакт спилита (серое) с известняком (черное). Округлые участки известняков, заключенные в лаве, слабо преобразованы и флюидално обтекаются микролитами основной массы. Шлиф, ник. 1, ув. 24.

В подобных агрегатах иногда сохраняется первичное строение, но в большинстве случаев они перекристаллизованы с образованием округлых агрегатов наподобие миндалин. В действительности это сходство лишь внешнее и по механизму образования они не имеют ничего общего с миндалинами.

Вышеописанные примеры, рассмотренные в обобщенном виде, показывают, что карбонатные включения, встреченные в лавах, не являются случайным элементом, а связаны со спецификой образования формации — подводным вулканизмом, протекающим на фоне карбонатной седиментации. Очевидно, в данном случае поступление магматического расплава имело место не только в морскую воду, но и в расположенную под ней толщу карбонатных осадков, претерпевающих диагенез, а также вблизи границы между осадком и наддонной водой. В большей мере это может быть отнесено к примерам, в которых карбонатные включения присутствуют как в нижней, так и в средней или верхней части вулканических



Фиг. 11. Миндалевидные карбонатные включения разной сохранности в спилите. Верхнее включение (темное), представленное илом с редкими фораминиферами, сохранило структуру, тогда как нижнее (светлое) — в большей мере перекристаллизовано.

Шлиф, ник. 1, ув. 24.

тел. Что касается случаев присутствия карбонатных осадков только лишь в основании потоков, то, очевидно, это явление неизбежно при растекании лавы по нелитифицированным осадкам, покрывающим морское дно.

Таким образом, вопрос о пространственном соотношении карбонатных пород и вулканитов является первостепенным для интерпретации ряда процессов. Отметим главные из них.

1. Выявление последовательности проявления процессов. Наблюдаемая по разрезу смена материала не всегда может быть объяснена как результат чередования вулканических и седиментационных процессов. Такое сочетание может иметь место при внедрении вулканического тела в толщу карбонатных осадков.

2. Необходимость такого разграничения, помимо всего, исходит из того, что метаморфическое воздействие вулканизма в таком случае затрагивает не только морскую воду, но и расположенную под ней толщу осадков, вызывая в ней

ряд изменений: переотложение и разубоживание карбонатных осадков, их ожелезнение, перекристаллизацию, обогащение лавокластической примесью.

Это явление должно также ускорить процесс разбавления и нейтрализации кислых вулканических терм седиментационным компонентом. В рассматриваемом случае имеет место взаимодействие вулканических терм не только с морской водой, но и с иловыми водами и обводненными карбонатными осадками.

3. С другой стороны, подобное взаимодействие не является односторонним. Оно оказывает влияние и на состав вулканитов, вызывая в них некоторые изменения. Наглядным примером является кальцитизация, интенсивно проявленная в вулканитах изученной формации. Можно предполагать, что влияние седиментационного фактора проявлялось более широко и многообразно.

С описанными лавами пространственно связана группа своеобразных лавокластических образований, близких к типу аквагенных подушечных брекчий и гиалокластитовых накоплений, описанных И. В. Хворовой (1966). Как отмечает И. В. Хворова, специфическая природа их весьма трудно распознается в связи с тем, что они похожи на пирокластические образования. Однако это всего лишь внешнее сходство, так как "слагающий их материал не является продуктом вулканических взрывов, а возник в результате фрагментации основного расплава при очень быстром охлаждении".

Подушечные брекчии — породы, состоящие из цельных и обломанных подушек с разным количеством гиалокластического заполнителя. Среди них выделены две главные разновидности: I. Образования, состоящие преимущественно из цельных подушек с туфоподобной гиалокластитовой связующей массой; II. Аналогичные образования с преобладанием обломков подушек. Для обеих разновидностей характерно наличие интенсивно преобразованных обломков карбонатных пород (перекристаллизация, ожелезнение, хлоритизация, обогащение лавокластической примесью), а также монтмориллонитизация, неоднородно проявленная в гиалокластитовой массе.

Гиалокластиты. Представляют собой более отсортированную разновидность вышеотмеченного туфоподобного цемента подушечных брекчий, образованного при грануляции лавы.

В обнажении они неоднородны, встречаются как массивные, так и слоистые образования различных цветов и оттенков: зеленовато-бурые (пятнистые), оливково-зеленые, а в сильно монтмориллонитизированных прослоях - светло-коричневые. Наряду с рыхлыми, слабо сцементированными типами развиты более плотные и тонкослоистые мелко-микрообломочные разновидности, отличающиеся хрупкостью.

В шлифах видно, что порода состоит из плотно расположенных апогиалиновых обломков. Форма их угловатая, границы нечеткие, в большинстве случаев устанавливаются по внутренней структуре при скрещенных николях. Размеры обломков различные: от мельчайших до 2,8 мм. Преобладают величины 1,2-1,6 мм. Образованы они желтовато-зеленым хлоритом, в котором иногда сохранены реликты слабаразложенного базальтового стекла. В некоторых фрагментах наблюдаются микролиты, реже лейсты и крупные вкрапленники измененного плагиоклаза и зерна пироксенов (авгита, титан-авгита). В крупнообломочных (4-10 мм) и слабо измененных разновидностях более отчетливо проявлен характер гиалокластитового материала - наличие обломанных (в форме черепков со сглаженными и рваными причудливыми очертаниями и полусфер) и цельных глобуль гиалобазальта. В последних иногда наблюдается оолитоподобная структура.

Гиалокластиты содержат более крупные литокласты, среди которых много обломков с гиалопилитовой основной массой. Заполнитель разнороден, представлен хлоритом, монтмориллонитовым веществом, цеолитами, халцедоном, карбонатами. Обычно он скуден, однако обилен в глинистых, и в особенности карбонатных разновидностях - вплоть до образования известковых и доломитовых разновидностей гиалокластитов.

Таким образом, выделяются 3 главных типа гиалокластитов:

1. Слабо отсортированные массивные и толстослоистые (реже) разновидности, преимущественно крупнообломочные. Содержат нередко цельные и обломанные подушки, брекчии и другой обломочный материал.

2. Слоистые и тонкослоистые, иногда плитчатые образования, испытавшие некоторую механическую дифференциацию. В них наблюдается более интенсивная, чем в первом типе, монтмориллонитизация витробазальтового компонента. Дан-

ный тип образует значительные скопления в верхней части разреза.

3. Смешанные карбонатные (известковые и доломитовые) разновидности вышеописанных гиалокластитов. По площади и мощности (до многих десятков метров) они наиболее развиты в зонах сочленения вулканического и карбонатного компонента формации.

Шлаковые лавы базальтовых и андезитово-базальтовых порфиритов. Макроскопически это лиловые, интенсивно кальцитизированные плотные породы со сверкающим изломом, напоминающим туфопесчаники. Первоначальная пористо-губчатая структура распознается лишь под микроскопом. В шлифах порода афировая, сильно пористая. Поры составляют около 60-65% объема породы. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру. Представлена вулканическим стеклом, полностью перерожденным в ожелезненную массу, в которой рассеяны микролиты плагиоклаза, размерами 0,1-0,15 мм. Поры различной формы, с преобладающими размерами 0,2-0,80 мм, иногда очень крупные. Небольшая часть пор (8-10%) выполнена кремнеземом, хлоритом. Преобладающая часть выполнена кальцитом, причем характер выполнения говорит о негидротермальном образовании кальцита, скорее всего связанном с диагенетическими процессами сдавливания и уплотнения. Возможно, первоисточником кальцита являются карбонатные осадки и седиментационные поровые воды, выжимающиеся в процессе литификации карбонатных пород. Шлаковые породы имеют мощность от нескольких десятков метров до 120-140 м. Обычно они приурочены к кровле шаровых лав, но встречаются также независимо от последних. Почти всегда они ассоциируют с карбонатными породами.

Андезитовые порфириты

а) Плагиоклазовые андезитовые порфириты

Массивные, обычно плотные серовато-бурые, светло-серые породы, часто с макроскопически наблюдаемыми порфировидными выделениями плагиоклаза.

В шлифах видно, что порода имеет порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Вкраплен-

ники обильны, представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, представленный зернами таблитчатой призматической формы с зональным строением. По методу симметричного угасания в зоне (010) плагиоклаз определяется как андезин (№ 36). Темноцветный минерал интенсивно изменен. Судя по многочисленным реликтам перзичного строения и форме зерен, он был представлен роговой обманкой, реже пироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, сцементированных пелитизированным вулканическим стеклом. Отмечаются редкие микролиты пироксена.

б) Пироксен-роговообманковые андезитовые порфириды

Эта разновидность андезитовых порфиритов отличается от вышеописанной более высоким содержанием темноцветных минералов. Пироксен представлен короткопризматическими и изометричными зернами авгита. Ромбический пироксен почти нацело замещен хлоритом, кальцитом и тонкозернистым пелитовым буровато-серым веществом и определяется по характерному габитусу. Вкрапленники роговой обманки имеют зональное строение, обусловленное сменой бурой роговой обманки зеленой по направлению от ядра к периферии. Характерна опацификация.

Обе разновидности андезитовых порфиритов в большей мере характерны для междуречья Агстев-Дебед.

Пирокластические образования

Литокластические туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Серые, зеленовато-серые, плотные толстослоистые и массивные породы, в которых часто наблюдается матрацевидная отдельность. Состоят из обломков базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Редко отмечаются обломки вулканического стекла, шлаковых пород. Обломки порфиритов сильно изменены и подвержены тем же изменениям, что и их лавовые разновидности. Туфы плохо отсортированы, размеры обломков варьируют в широких пределах от 0,3 до 9,6 мм. В основании обычно преобладают грубозернистые разновидности. Форма литокластических фрагментов преимущественно округлая, изометричная, редко остроугольная. Цемент представлен раздробленным материалом

Таблица 2

Химические анализы верхнеюрских эффузивов

Оксид	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
SiO ₂	39,65	53,28	33,50	52,22	41,90	51,24	32,20	49,92	52,00	55,18	45,0	48,82	46,98	48,90	54,90	47,28	49,97				
TiO ₂	1,03	1,38	1,09	1,68	1,28	1,56	0,88	1,36	1,15	1,20	0,45	0,47	0,60	0,62	0,96	0,83	0,96				
Al ₂ O ₃	13,34	17,96	13,00	20,30	17,57	21,48	11,60	17,98	16,88	18,01	13,52	19,47	18,01	18,80	17,18	16,48	17,04				
Fe ₂ O ₃	3,47	4,65	1,99	3,08	2,92	3,56	3,06	4,74	2,42	2,54	3,45	3,59	2,74	2,85	3,85	5,57	5,10				
FeO	2,52	3,38	1,82	2,82	0,98	1,19	1,75	2,71	2,12	2,22	6,08	6,32	5,28	5,49	4,95	3,74	3,52				
CaO	19,78	7,31	25,13	7,23	16,25	7,73	24,83	7,44	9,99	7,56	7,27	4,92	6,30	0,93	7,33	5,17	4,34				
MgO	2,89	3,87	3,87	6,00	2,37	2,89	3,82	5,92	3,10	3,25	8,44	8,78	8,52	8,86	3,24	9,15	7,39				
MnO	0,14	0,19	0,14	0,21	0,14	0,17	0,16	0,25	0,14	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,18	0,04	0,06				
Na ₂ O	2,30	3,08	2,25	3,48	4,20	5,12	2,00	3,10	3,25	3,41	4,68	4,68	5,00	5,20	3,28	5,00	4,80				
K ₂ O	0,40	0,54	0,23	0,35	0,81	0,88	0,44	0,68	0,25	0,26	0,47	0,49	0,34	0,35	0,90	сл.	0,85				
CO ₂	11,27	-	16,10	-	7,80	-	15,76	-	2,2	-	2,0	-	1,95	-	-	-	-				
в.п.п.	2,90	3,89	1,44	2,23	2,65	3,23	3,06	4,74	2,61	2,74	2,48	2,58	3,00	3,12	2,40	5,95	4,12				
в.л.	0,35	0,47	0,26	0,40	0,70	0,85	0,75	1,16	3,32	3,48	1,32	1,37	1,64	1,70	0,76	1,24	1,90				
сумма	100,04	100	100,82	100	99,57	100	100,31	100	99,43	100	100,69	100	100,49	100	99,93	100,47	100,15				
CaCO ₃	25,58		36,54		17,70		35,77		4,89		4,54										

Аналитики: Оганесян Л., Иванян Н. Хим. лаборатория ИГН АН Арм ССР.

Примечания к таблице: 1. Андезит-базальтовый порфирит - междуречье Агстев-Ахум. 2. Андезит-базальтовый порфирит - междуречье Ахум-Тавуш. 3. Базальтовый порфирит - бассейн р. Ахум. 4. Базальтовый порфирит - бассейн р. Тавуш. 5. Андезит-базальтовый порфирит - междуречье Агстев-Дебед. 6. Базальтовый порфирит - междуречье Агстев-Дебед. 7. Базальтовый порфирит - бассейн р. Ахум. 8, 9, 10 - Спилиты - бассейн р. Ахум.

В графе "а" приведены исходные данные химических анализов, в графе "б" - пересчитанные.

Методика пересчетов: по количеству CO₂ устанавливается количество CaCO₃, а затем CaO в породе. Вычитая полученные данные CaO из исходных, определяем ту часть окиси кальция, которая участвует в породообразующих силикатах. После вычитания необходимого количества кальция из исходных данных, анализы приводятся к 100%.

самых обломков, реже новообразованиями кальцита, хлорита. Количество его варьирует от 10% до 40%.

Описанные породы особенно широко развиты в бассейне р. Тавуш, где слагают пачки, мощностью от 15–20 до 120–180 м, а также в междуречье Агстев–Дебед.

Витрокластические туфы базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов. Зеленовато-серые, плотные, толстослоистые образования. Состоят преимущественно из обломков пузыристого вулканического стекла, замещенного хлоритом, пелитовым веществом. Форма обломков неправильная, остроугольная. Размеры 0,1–0,8 мм. Связующая масса (20–25%) представлена кальцитом, хлоритом. У поселка Берд цемент представлен цеолитами. Витрокластические туфы имеют значительное распространение. Мощности от 5 м до 28 м.

Лито-кристалло-витрокластические туфы андезитобазальтовых и андезитовых порфиритов. Массивные, буровато-серые, мелкообломочные породы, состоящие из обломочного материала (35–40%) и связующей массы (60–65%). Размеры обломков 0,4–25 мм, представлены андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, а также кристаллами плагиоклазов. Форма обломков пород неправильная, угловатая, изредка они сохраняют призматическую форму. Связующая масса представлена интенсивно измененным (хлоритизация, монтмориллонитизация) вулканическим стеклом. В некоторых разновидностях оно слагает значительную часть (до 55%) породы. С описанными породами часто ассоциируют туфопелиты, монтмориллонитовые глины.

Агломераты. Светло-зеленые, зеленые породы часто интенсивно измененные (оглиненные). Состоят из остроугольных и сглаженных обломков различной величины (до 12 см), сложенных базальтовыми, миндалекаменными, реже андезитовыми порфиритами. Связующая масса составляет 10–15%. Представлена обломками хлоритизированного вулканического стекла, кальцитом, халцедоном и скрытокристаллическим пренит-кальцитовым агрегатом. Агломераты имеют значительное распространение, мощность их от 4–5 до 18–20 м.

Вулкано-терригенные конгломераты, конгломератобрекчии

Грубообломочные вулкано-терригенные породы в целом по формации не имеют значительного распространения, но местами (междуречье Ахум-Тавуш) образуют скопления мощностью до 25-30 м. По степени окатанности обломков среди них различаются две разновидности: конгломераты и конгломератобрекчии. Преобладают первые. Гальки в основном окатанные, реже полуокатанные. Среди них преобладают сферичные разновидности, плоско окатанные гальки редки. Брекчии и щебенка имеют разнообразную форму - остроугольную, неправильно-прямоугольную, однако контуры их без зазубрин, -сглаженные. По величине слагающих обломков это средне-(2,5-5 см) и крупногалечные разновидности (5-10 см) с небольшим количеством валунов. Сложены они порфиритами основного и среднего состава, заполнителем служит обломочный материал - неокатанные, полуокатанные, реже окатанные обломки песчанистых и гравелитовых размеров тех же порфиритов, а также обломки хлоритизированного вулканического стекла, плагиоклазов. В цементе нередко присутствуют органический детрит, оолиты и микрозернистый кальцит, редкие спикулы губок. В цементе наблюдаются ожелезнение, хлоритизация, окремнение, кальцитизация.

Наряду с этим некоторое развитие (бассейн р. Ахум) имеют своеобразные псевдо-вулкано-терригенные образования, имеющие скорее лавокластическую природу. Это образования с округлыми включениями порфиритов (плотных, крепких без отслаивания и без рыхлой стекловатой корки), напоминающими гальки совершенной окатанности. От вулкано-терригенных отложений их отличает характер цемента и отсутствие уплощенных форм (т.е. плоско окатанных) галек.

Вулканиды артаминской свиты (наземная субформация)

Вулканиды артаминской свиты, образовавшиеся в завершающий этап вулканизма, формировались в иных фациально-палеогеографических условиях - преимущественно наземно-островной обстановке. С этим фактором в значительной мере связан ряд их особенностей, таких, как окраска, макротекстурные особенности, характер некоторых преобразований.

Вулканические брекчии (туфобрекчии). Вулканические брекчии играют существенную роль в строении свиты, в особенности в ее верхних частях. Макроскопически это массивные или толстослоистые грубообломочные породы, нередко с матрацевидной или глыбовой отдельностью, сложены обломками порфиритов, скрепленных туфовым цементом.

По окраске они разнообразны. По этому признаку выделяются две главные группы:

1. Интенсивно ожелезненные вулканические брекчии, преимущественно серо- и темно-коричневые, а также лиловые, кирпично-красные.

2. Неравномерно пятнистые, причем последнее свойство обусловлено неодинаковой окраской: темно-коричневой-брекчий, лиловой и зеленовато-светло-серой (иногда с голубоватым оттенком) - хлоритизированного и селадонитизированного цемента.

Форма обломков разнообразна: угловатая, трапециевидная, камнеподобная, реже неправильно-треугольная. Встречаются обломки со сглаженными контурами, напоминающие гальки. Однако это свойство не является результатом окатанности, а имеет первично-вулканогенную природу. Отмечается значительное разнообразие и по величине брекчий. В бассейне р. Тавуш преобладают мелко- и в особенности среднеобломочные разновидности, тогда как крупнообломочные брекчии не образуют значительных скоплений.

В бассейне р. Ахум и на приводораздельном плато по линии с. Ицакар-с. Чинчин преобладают крупнообломочные разновидности, размерами до 10-12 см, в отдельных случаях - 25-30 см и даже 1,2-1,5 м (окрестности с. Цахкаван).

По составу брекчии представлены преимущественно андезитами массивной и слабо выраженной миндалекаменной текстуры. Структура основной массы гиалопилитовая, реже микролитовая и пилотакситовая. Цементом служит туфовый материал, преимущественно литокристаллокластический и литокластический, крепко цементирующий обломки.

Кристалло-литокластические туфы. Туфовый материал не только служит цементом вулканических брекчий, но образует также самостоятельные скопления в виде прослоев, чередующихся по разрезу с потоками. Мощность от 0,3-0,5 м до 5-10 м, редко 15-18 м. В обнажении это буро-

вато-серые, фиолетово-серые толстослоистые и массивные породы. В шлифах видно, что порода состоит из трех компонентов: обломков пород, кристаллов и цементирующей массы. Литокластический компонент доминирует, представлен хлоритизированными и в разной степени ожелезненными андезитами, андезито-базальтами массивного и миндалекаменного строения. В последних миндалины выполнены халцедоном, хлоритом, редко кальцитом. Туфы слабо отсортированы. Размеры литокластов варьируют в широких пределах — от 0,25 до 5–8 мм. В обломках кристаллов преобладает плагиоклаз (андезин), реже встречается интенсивно измененный темноцветный минерал, по-видимому, пироксен. Связующая масса представлена мелкораздробленным материалом тех же обломков, погруженным в тонкозернистую хлоритовую массу с реликтами пеплового строения.

Для описываемых туфов характерно отсутствие примеси осадочного и вулканотерригенного материала.

Лавовые образования^x

Среди эффузивов преобладают породы андезитового и базальтового состава. Согласно данным А. Х. Мнацаканян (1970), среди порфиритов базальтового состава выделяются оливинные, гиперстенные и долеритовые разновидности.

Базальтовые оливинные порфириты. Состоят преимущественно из порфировых вкрапленников плагиоклаза, полностью замещенных выделений оливина и основной массы микродолеритовой и гиалопилитовой структуры. Фенокристаллы плагиоклаза (0,5–1,1 мм) образуют широкие таблитчатые формы. По плагиоклазу в виде неправильных пятен развивается калиевый полевой шпат. Состав свежих незамещенных участков отвечает 55–58% Ап.

Псевдоморфозы по оливину представлены сильно плеохроирующим идингситом.

Основная масса сложена лейстами и микролитами плагиоклаза (№ 45–48), изометричными зернами пироксена и рудного минерала, а в стекловатых разностях — также слабо раскристаллизованным стеклом. В миндалекаменных разностях миндалины выполнены ярким сине-зеленым селадонитом.

^x Описание лавовых образований артаминской свиты приводится по работе А. Х. Мнацаканян (1970).

Базальтовые гиперстеновые порфири́ты. Фенокристаллы образованы плагиоклазом и гиперстеном; очень редки псевдоморфозы идингсита по оливину. Плагиоклаз образует свежие кристаллы. По составу отвечает 63–66% A_{pl} .

Гиперстен образует столбчатые кристаллы размерами 0,3–1,3 мм. Основная масса толеитовой структуры содержит в преобладающем количестве столбики и призмы моноклинного, реже ромбического пироксена, в подчиненном – лейсты плагиоклаза, изометричные зерна рудного минерала и апатит. В промежутках между ними содержится бурый стекловатый мезоста́зис.

Долеритовые порфири́ты потоков имеют преимущественно порфи́ровую структуру. Среди порфи́ровых выделений присутствуют плагиоклаз, моноклинный пироксен, псевдоморфозы по оливину, очень редко гиперстен. Плагиоклаз образован длиннопризматическими вкрапленниками, по составу отвечающими 72–76% A_{pl} .

Полнокристаллическая основная масса имеет долеритовую структуру и сложена плагиоклазом (№ 55–59), моноклинным пироксеном и рудным минералом. В промежутках между ними присутствует тонкочешуйчатый, бледно-зеленый хлорит.

Андезитовые порфи́ры покровов характеризуются небольшим содержанием порфи́ровых выделений вплоть до появления афировых разностей. Фенокристаллы представлены исключительно плагиоклазом, отвечающим по составу 50–55% A_{pl} .

Мезоста́зис имеет тонко-равномернозернистую структуру, приближающуюся к пойкилитовой и состоит из полевошпатовой массы, лейст и микролитов плагиоклаза (43–45% A_{pl}), редких изометричных зерен ромбического и моноклинного пироксена.

В породе в значительном количестве присутствуют мелкие чешуйки биотита, являющегося продуктом преобразования ромбического пироксена. Гиалопилитовая основная масса характерна для верхних частей потоков.

Основные черты верхнеюрско-нижнемелового вулканизма северной части Армянской ССР

Вулканическая деятельность верхней юры – нижнего мела была многофазной и на различных участках прогиба проявлялась по-разному как по масштабам, так и по форме вул-

канических проявлений. В нижнем оксфорде вулканическими процессами был охвачен Алавердский прогиб, в то время как в пределах Шамшадинского прогиба первоначально накапливались карбонатные осадки. Излияния имели преимущественно трещинный характер — накапливались толщи массивных эффузивов основного — среднего состава: базальтовые, андезитовые порфириты (г. Лалвар, г. Гёк-даг, ряд участков Иджеванского синклинория в бассейнах верхних течений левобережных притоков р. Агстев.), с небольшим количеством более кислых разновидностей. Пирокластический и вулкано-терригенный материал в целом имел подчиненное значение.

В верхнем оксфорде — кимеридже вулканическая деятельность усиливается, имеет место перемещение очагов вулканизма в Шамшадинский прогиб.

В междуречье Агстев, Ахум, Тавуш, в особенности в бассейне Ахум, вулканическая деятельность проявляется весьма бурно и своеобразно. Среди продуктов вулканизма здесь преобладают подушечные лавы и своеобразные лавокластические образования (подушечные брекчии, гиалокластиты), слагающие эффузивно-гиалокластитовую ассоциацию. Такой своеобразный тип трещинного вулканизма, характерный для морских эвгеосинклинальных формаций, участками (г. Берд и др.) пространственно сменяется локальными проявлениями преимущественного взрывного типа. Далее к востоку (по направлению Берд — с. Верхний Кармирахбюр) он вновь получает развитие. Продукты вулканизма представлены преимущественно основными разновидностями (базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами), в том числе и спилитами. Андезито-дациты локально развиты в бассейне р. Хндзорут.

В период затухания вулканической деятельности, а местами и одновременно с вулканическими проявлениями происходило накопление карбонатного материала. Вулканическая деятельность сопровождалась образованием пластовых и крутосекущих тел, внедрившихся как в вулканические образования того же возраста, так и карбонатные осадки и породы. Очевидно, поступление магматического расплава имело место не только в морскую воду, но и в расположенную под ней толщу карбонатных осадков, а также вблизи границы между осадком и наддонной водой.

На облик вулканитов наложили отпечаток сопровождающие вулканизм аутометаморфические и гидротермальные поствул-

канические процессы, а также явления диагенеза. Они выражаются в интенсивной кальцитизации, альбитизации, цеолитизации, хлоритизации, монтмориллонитизации, пренитизации вулканитов. Особенно интенсивно проявлена кальцитизация, затрагивающая как вулканическую породу в целом, так и отдельные минералы. Процесс хорошо устанавливается химическими анализами и в шлифах. По данным анализов, максимальное содержание CaCO_3 (пересчитанные величины) в наиболее кальцитизированных вулканитах составляет около 35–36% (табл. 2).

Помимо выполнения миндалиин, этот процесс проявляется в следующем:

1. Отложении в пустотах, трещинах, межшаровых пространствах лав и в пирокластах. Наибольшие проявления кальцитизации наблюдаются в шлаковых лавах в особенности на участках, где последние перемежаются с карбонатными породами.

В результате интенсивной кальцитизации первоначально пористая, губчатая порода цементируется кальцитом и приобретает плотное, массивное строение. Кальцитизация этого типа связана с излияниями в рыхлые известковые осадки и илы, в результате чего поровое пространство заполняется кальцитом, в дальнейшем раскристаллизованным в крупные зерна.

2. Захвате лавой (в особенности в шарово-подушечных образованиях) неконсолидированных карбонатных осадков, при котором происходит быстрая дегидратация и перекристаллизация карбонатного материала. Таким путем формируются разнообразные карбонатные включения в эффузивах, включая мелкие участки карбонатного осадка, которые, оплавляясь, приобретают округлую форму. После перекристаллизации и потери первичных признаков подобные образования становятся неотличимыми от кальцитовых миндалиин.

3. Замещении с образованием псевдоморфоз по темноцветным минералам. Замещению подвергаются оливин и пироксен вкрапленников и основной массы. Кальцитизации подвергаются преимущественно ромбические пироксены, — моноклинные изменены слабо. Процесс протекает настолько интенсивно, что о принадлежности минералов к вышеуказанным можно судить по кристаллографическим очертаниям и редким реликтам.

Приведенные данные показывают многообразие процессов кальцитизации вулканитов. В одних случаях это явление связано с поствулканическими процессами, в других — с диаге-

незом, в третьих — имеет место механический захват седиментационных продуктов.

Таким образом, намечается определенная взаимосвязь процессов со средой и продуктами осадкообразования. Несомненно, в протекающих поствулканических процессах должен был участвовать кальций седиментационного источника (карбонатные илы, поровые воды, выжимающиеся из карбонатных осадков в процессе уплотнения и др.). Этот пример показывает сложную взаимосвязь процессов вулканизма и осадкообразования и свидетельствует о влиянии процессов осадкообразования на состав и облик лавово-пирокластического материала. Процессы цеолитизации также проявлены многообразно — от выполнения миндалин, трещин, пустот и межшарового пространства лав до замещения породообразующих минералов. Альбитизация развита широко, но неравномерно — от интенсивной альбитизации, наблюдаемой в спилитах, до частичного замещения лейст плагиоклаза. В последнем случае процесс проявлен в образовании пятен, узких полос, развивающихся от периферии зерна к центру.

В рассматриваемом случае альбитизация скорее связана с особыми условиями — подводными проявлениями вулканизма. При этом, на наш взгляд, большое значение имеют процессы внедрения базальтовой магмы в неконсолидированные карбонатные осадки.

Монтмориллонитизация — достаточно типичный процесс для изученных вулкаников, хотя и на различных участках он проявлен по-разному. Наиболее интенсивно процесс проявлен в мелкообломочных разновидностях лавокластических, пирокластических и вулкано-терригенных образований. Именно к ним и приурочены скопления относительно чистых разновидностей монтмориллонитовых глин (Мандалаян, 1969, 1974¹⁻²). Следует отметить, что процессы монтмориллонитизации (как и альбитизации) интенсивно проявлены в междуречье Агстев-Ахум-Тавуш. Смена палеогеографической обстановки, частично имевшая место на вышеотмеченной территории в конце вулканического цикла (рост вулканических поднятий и наземно-островные условия), несомненно, проявилась и в макротекстурных признаках вулкаников артаминской свиты. Именно с этим фактором увязываются их внешние особенности: хорошо выраженная столбчатость лав, глыбовая отдельность, отсутствие

шарово-подушечных лав, гиадокластитов. Наиболее распространены (Мнацаканян, 1970) базальтовые (оливиновые, гиперстеновые) и андезитовые порфириды, их туфы, туфобрекчии. Характерны изменения — биотитизация, хлоритизация и селадонитизация темноцветных, пелитизация и хлоритизация плагиоклазов. Процессы кальцитизации, альбитизации и монтмориллонитизации, характерные для вулканитов оксфорда-кимериджа, здесь выражены весьма слабо или вовсе не проявлены.

ИЗВЕСТНЯКИ

Известняки являются наиболее распространенными осадочными породами вулканогенно-карбонатной формации и представлены многими разновидностями. За основу их подразделения принята классификация М. С. Швецова (1948, 1958).

1. Органогенные известняки
 - Сгустковые
 - Органогенно-детритовые
 - Биогермные
2. Хемогенные известняки^х
 - Оолитовые
 - Микрозернистые
3. Известняки-продукты изменения первичного материала
 - Органогенно-обломочные (окатаннозернистые)
4. Известняки неясного происхождения (криптогенные)
 - Продукты значительного изменения первичного материала без ясных следов происхождения.
 - Известняки спорного или недостаточно ясного генезиса-микрокомковатые известняки.

Группа 1. Органогенные известняки

Сгустковые известняки

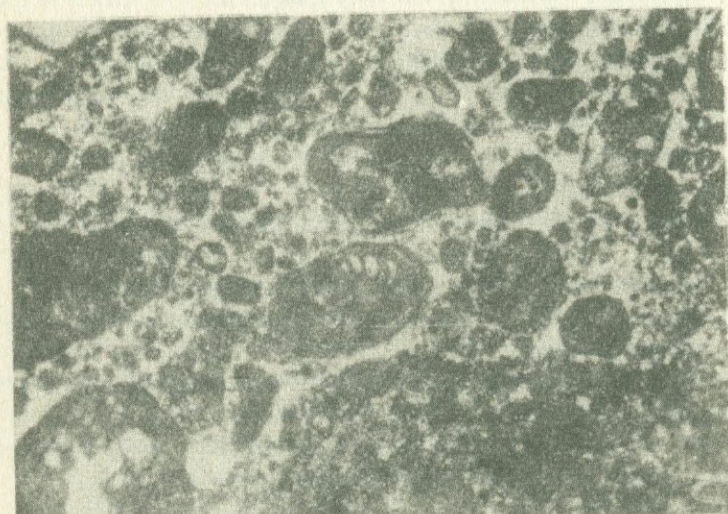
Массивные, реже толстослоистые, серые и темно-серые известняки с неровным остроребристым изломом. Макроскопически сгустковый характер выражен неотчетливо и прояв-

^х Микрозернистые известняки к этой группе отнесены условно.

ляется в наличии тонкозернистых эллипсоидальных пятен, сливающихся с общей, более однородной массой породы.

Изучение в шлифах показывает, что сгустковые известняки состоят из сгустков (65–80%) небольшого количества органических остатков (5–15%) и цемента (10–20%). Различаются три типа сгустков:

1. Сгустки неоднородного строения, ядра которых сложены органогенным детритом (обломки криноидей, остракод, кораллов, брахиопод, обрывки водорослей), интенсивно источенным сверлящими водорослями. По периферии сгусток состоит из микрозернистого кальцита с реликтами микрокомковатого строения. Размеры сгустков 0,15–0,35 мм. они являются продуктом интенсивной водорослевой грануляции, в результате которой детрит теряет первоначальное строение, превращаясь в сгусток (фиг. 12).



Фиг. 12. Сгустковый известняк. В поле шлифа видны сгустки, обволоченные и корродированные водорослями. Шлиф, ник. 1, ув. 35.

2. Основная масса сгустков не имеет детритового ядра и представлена округлыми стяжениями, величиной 0,08–1,5 мм. Структура микрокомковато-губчатая, обусловленная чередованием комочков темного микрозернистого кальцита с просветами-каналцами, выполненными светлым кальцитом. В

сгустках, а также промежутках между ними присутствуют проблематические образования — небольшие (диаметром 0,08 — 0,12 мм) сферки, имеющие тонкую внешнюю оболочку темного микрозернистого кальцита. Эти образования сходны с известными в литературе формами *calcisphaera*. Считается, что сферки представляют собой оогонии низших водорослей либо примитивные фораминиферы.

3. Меньшее распространение имеют водорослевые желвачки типа микроонколитов.

Органогенный детрит, а точнее, часть детрита, сохранившаяся от водорослевой грануляции, представлен полукатаными обломками криноидей, обрывками синезеленых водорослей, фораминиферами. Цементом сгустковых известняков служит полупрозрачный светлый кальцит.

Происхождение сгустковых известняков довольно сложное и обусловлено действием нескольких факторов, в ряду которых важное место занимает жизнедеятельность водорослей. С. В. Максимова (1961), детально изучившая сгустковые известняки из нижнедевонских отложений Кузнецкого бассейна, считает, что они обязаны своим происхождением жизнедеятельности целого комплекса водорослей. Часть сгустков представляет собой продукт жизнедеятельности водорослей, выделявших стяжения карбоната, а другая возникла в результате переработки органогенного детрита сверлящими водорослями. Описываемые известняки широко распространены в вулканогенно-карбонатной формации. Вместе со сгустково-детритовыми известняками они слагают хорошо выдержанные по простиранью пачки, мощностью от 8—12 до 60—70 м.

Органогенно-детритовые известняки

По размерам детрита они подразделены на: крупнодетритовые известняки и мелкодетритовые (шламовые) известняки.

Крупнодетритовые известняки

По таксонометрическому составу детрита они подразделены на 6 разновидностей: а) сгустково-детритовые известняки; б) криноидные известняки; в) криноидно-полидетритовые известняки; г) эхинодерматовые известняки; д) пелелиподо-полидетритовые известняки; е) спикулово-полидетритовые известняки. Каждая из них имеет значительное площадное распространение.

а) Сгустково-детритовые известняки. Макроскопически они неотличимы от сгустковых известняков. Лишь в шлифах обнаруживается, что породообразующая роль детрита здесь значительно выше. Известняки этого типа слагаются сгустками 35-45% (здесь присутствуют все три типа сгустков, отмеченные в сгустковых известняках), органическим детритом (35-45%), цементом (20-30%). Во многих разновидностях сгустково-детритовых известняков отчетливо наблюдается водорослевое обволакивание, проявляющееся в навивании водорослевых нитей на детрит и мелкие сгустки.

б) Криноидные известняки. Серые, в ожелезненных разновидностях серо-бурые, мрамороподобные известняки с характерным "сахаровидным" изломом. Слагают тела массивной, холмовидной формы, залегающие в известняках различного состава. В шлифах обнаруживается, что известняки почти нацело (85-90%) состоят из плотно прилегающих члеников криноидей размерами от 0,35 до 5 мм. Членики криноидей перекристаллизованы с постепенным превращением в крупные монокристаллы с реликтами первичного сетчатого строения. Часть члеников утратила первичную сетчатую структуру и определяется по характерному угасанию. В небольшом количестве (5-7%) присутствуют гранулированные и перекристаллизованные обломки кораллов, мшанок, брахиопод. Цемент скудный - 2-5%.

в) Криноидно-полидетритовые известняки. Отличаются от вышеописанных криноидных известняков несколько большим количеством иного детрита - обломков морских ежей, мшанок, гастропод, брахиопод, фораминифер. Встречаются желвачки микроонколитов и зачаточные оолиты.

Криноидные и криноидно-полидетритовые известняки имеют широкое распространение. Мощность их от 2-3 до 22-25 м.

г) Эхинодерматовые известняки. Макроскопически они неотличимы от криноидно-полидетритовых, лишь местами в породе наблюдаются крупные светлые пятна - обломки панцирей морских ежей. Под микроскопом видно, что порода состоит почти нацело из иглокожих - криноидей и морских ежей. Первые представлены члениками, вторые - ячеисто-сетчатыми обломками щитков и, реже, иглами. Размеры детрита - 0,15-1,2 мм до 2 мм. Цемент скудный - 2-8%. Мощность эхинодерматовых известняков 2-8 м. В них встречаются небольшие

прослой (0,4–1,2 м) эхинидовых известняков, т.е. разновидностей, сложенных исключительно обломками морских ежей.

д) Пелециподово – полидетритовые известняки. Известняки этого типа состоят из неотсортированного органогенного детрита, размерами 0,18–1 мм, в составе которого преобладают удлинённые обломки раковин пелеципод, имеющих тонковолокнистое пучковидное и ячеисто–призматическое строение. Остальная часть детрита представлена криноидами, сгустками синезелёных водорослей, реже остракодами, губками, фораминиферами. Присутствует также мелкодетритовый (шламовый) материал. Цемент составляет 8–10%. Мощность – 3–8 м.

е) Спиккулово – полидетритовые известняки. Плотные, очень крепкие массивные известняки зеленовато–серого цвета. Состоят из органогенного детрита (40–50%), кремневых спиккул губок (20–35%), цемента (5–20%). Органогенный детрит представлен обломками криноидей, остракод, мшанок, кораллов. Спиккулы в целом не являются преобладающим элементом породы, но местами образуют скопления. Они сложены микро– и среднезернистым халцедоном, местами раскристаллизованным. Размеры спиккул варьируют в широких пределах: диаметр 0,04–0,05 до 0,2 мм, длина 0,2–0,3 до 0,8 мм, а отдельные крупные разновидности достигают длины 1,5–2,5 мм. Иногда наблюдается процесс кальцитизации спиккул, сопровождаемый образованием небольших кремневых конкреций.

Мелкодетритовые (шламовые известняки). Серые, серовато–бурые тонкослоистые известняки различной крепости – от марающих мелоподобных до плотных, твердых. Известняки этого типа слагаются преимущественно тонкоперетертым органогенным детритом, имеющим настолько малые размеры (0,01–0,05 мм), что состав организмов не поддается определению. Лишь в редких, более крупных обломках различаются признаки, свойственные криноидеям, кораллам, остракодам.

Иногда встречаются мелкие (0,02–0,04 мм) комочки темного афанитового кальцита, рассеянного по всей массе шлама, а местами образующие скопления. По–видимому, эти образования являются однокамерными фораминиферами. Мелкодетритовые (шламовые) известняки образуют выдержанные по простиранию пачки небольшой мощности (1–5 м).

Биогермные известняки

Биогермные известняки, состоящие из рифостроящих организмов, находящихся в положении роста, слагают крупные и мелкие известняковые постройки линзо-холмообразной формы, залегающие среди известняков другого типа и лавово-пирокластического материала.

Это массивные, крепкие, нередко пористые и кавернозные известняки, в которых многие черты первоначального строения нарушены. Причиной этого является перекристаллизация, доломитизация и другие изменения, в результате которых нередко от первичного строения породы сохраняются лишь небольшие реликтовые участки. Изучение в шлифах показывает, что известняки состоят из скоплений кораллов, губок, водорослей, обволоченных и окаймленных в свою очередь комочками и нитями сине-зеленых водорослей.

В морфологическом отношении среди описываемых известняков преобладают постройки типа биостромов и биостеллов.

Группа 2. Хемогенные известняки

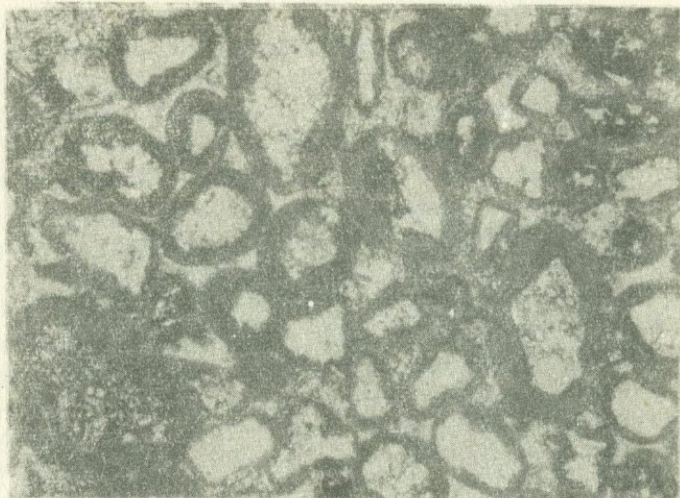
Оолитовые известняки

Серые и светло-серые слоистые породы, в которых нередко оолитовая структура различается макроскопически. В шлифах видно, что порода состоит из оолитов (65-80%), комочков микрозернистого кальцита (10-15%), органического детрита (5-8%) и известкового цемента. Преобладающая величина оолитов - (0,12-0,20 мм).

Форма оолитов в целом строго округлая, в разрушенных и деформированных разновидностях неправильная. Она всецело определяется формой ядер. Последние представлены мелким детритом, комочками микрозернистого кальцита, зернами пирита. Концентрическое строение, как правило, выражено отчетливо, количество оболочек 2-5.

Представляет интерес и другой, своеобразный тип оолитов, в которых ядра образованы мельчайшими обломками вулканического материала. Подобные оолиты слагают оолитовые известняки, а также присутствуют в качестве второстепенного компонента в пирокластических и вулкано-терригенных образованиях. В шлифах видно, что порода состоит преимущественно из оолитов, размерами от 0,10 до 0,65 мм.

Форма их неправильно округлая. Она всецело определяется формой ядер, представленных полуокатанными и неокатанными обломками вулканических пород — порфиритов основного — среднего состава (фиг. 13).



Фиг. 13. Песчанистый оолитовый известняк. В поле шлифа видны оолиты, ядра которых сложены обломками андезитов. Ник. 1,ув,24.

Концентрическое строение в большинстве случаев выражено отчетливо. Количество оболочек 1–4, однако преобладают зачаточные оолиты. Наряду с первичным концентрическим строением часто наблюдается вторичное обволакивание, когда оолит вместе с рядом расположенным обломком вулканической породы или другим оолитом захватывается новой оболочкой темного микрозернистого кальцита. Очевидно, процесс имел место после выпадения, т.е. в условиях диагенеза.

По механизму образования описанные оолиты не отличаются от общеизвестных типов. Различие состоит лишь в том, что центрами кристаллизации являются не известковые комочки или детрит, а обломки лавово-пирокластического материала, поступающие в бассейн при подводных извержениях.

Попадая в участки бассейна, насыщенные CaCO_3 , они обволакиваются концентрическими оболочками кальцита, увеличиваются в весе и выпадают. Небольшое количество концен-

трических оболочек может быть следствием как палеогеографических условий, величины ядер, так и специфики материала ядер (при этом имеется в виду разница в объемном весе вулканического и карбонатного материала).

Микрозернистые известняки

Серые, темно-серые, плотные, слоистые и плитчатые известняки с оскольчато-раковистым изломом. Основная масса породы сложена микрозернистым (0,01–0,02 мм) и афанитовым (0,005 мм) кальцитом. Имеется небольшая (3–15%) примесь тонкоперетертого мелкодетритового материала и пирита в виде точечных выделений и небольших стяжений, по которым развиваются бурые окислы железа. Мощность микрозернистых известняков различная, от 2–3 до 25 м.

Вопрос об условиях образования этого типа известняков окончательно не решен. Известно, что подобные известняки нельзя безоговорочно относить к группе хемогенных, так как происхождение их может быть не только хемогенным, но и органогенным, а иногда обломочным, т.е. связанным с механическим разрушением (перетираньем) раковинного материала.

Группа 3. Известняки-продукты изменения первичного материала

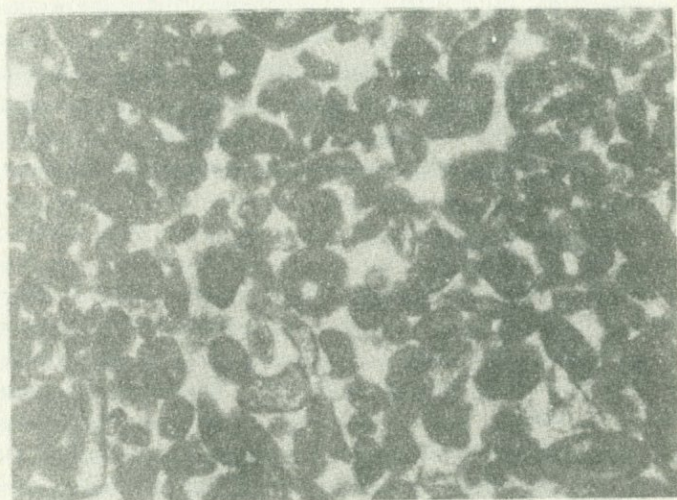
Известняки органогенно-обломочные (окатанно-зернистые)

По размерам слагающих обломков можно выделить три группы, каждая из которых характеризуется определенным составом органических остатков: крупнообломочные, с преобладающими размерами 1,1–1,6 мм; мелкообломочные, с преобладающими размерами 0,30–0,45 мм; микрообломочные, с преобладающими размерами 0,08–0,20 мм.

1. Крупнообломочные разновидности органогенно-обломочных известняков состоят из окатанных, реже полуокатанных, гранулированных обломков раковин, скрепленных известковым цементом. Обломки представлены гастроподами, губками, иглокожими, кроме того нередки обрывки сине-зеленых водорослей. В подчиненном количестве встречаются кораллы, иглы ежей, фораминиферы, мшанки. Цемент вторичный, разномзернистый. Представлен светлым, прозрачным кальцитом. Составляет 8–25%.

П. Мелкообломочные разновидности слагаются окатанным, интенсивно гранулированным детритом. Состав однообразен. Порода слагается преимущественно фораминиферами (Ammonia) Реже встречаются вытянутые, запятойобразные обломки створок остракод, микроонколитообразные желваки. Цемент 12–15%.

Ш. Микрообломочные разновидности органогенно-обломочных известняков сложены хорошо окатанными и округлыми, сферическими обломками. Такая особенность обусловлена тем, что основная масса обломочного материала сложена раковинами фораминифер-милиолид.



Фиг. 14. Органогенно-обломочный (микрообломочный) известняк, сложенный преимущественно окатанными раковинами фораминифер. Шлиф, ник. 1, ув. 35.

В подчиненном количестве присутствуют окатанные и полукатанные обломки ежей, обрывки клубовидной колонии водорослей *Caryocuxia* sp., обломки спорангифор *Acicularia* sp.

Цемент представлен преимущественно вторичным кальцитом. Первичный цемент слабо сохранен и представлен микрозернистым и афазитовым кальцитом. Составляет 8–15%.

Все три разновидности органогенно-обломочных известняков, в особенности первая, имеют большое распространение в изученной формации.

Группа 4. Известняки неясного происхождения (криптогенные)

Продукты значительного изменения материала, без сохранения ясных следов происхождения

К этой группе относятся известняки различной макротекстуры — массивные, слоистые, холмо-линзовидной формы. Происхождение их невозможно выяснить ввиду интенсивной перекристаллизации и ряда других вторичных изменений (окремнение, доломитизация, ожелезнение). В значительной части известняков этой группы не только не сохраняются детали строения раковин, но часто не обнаруживаются следы первоначальных контуров. В другой части известняков на общем фоне перекристаллизации обнаруживаются редкие реликты первичного строения — в особенности кораллов, водорослей, губок. В этом случае (с учетом макротекстурных особенностей) можно предполагать, что это перекристаллизованные биогермные известняки.

Микрокомковатые известняки

Микрокомковатые известняки слагаются мелкими (преимущественно 0,02–0,08 мм) однородными комочками темного микрозернистого кальцита. Форма комочков округлая, неправильно округлая. Контуров нечеткие, иногда расплывчатые. В небольшом количестве в породе присутствуют микроонколиты (2–5%), органогенный детрит (3–8%). Известняки этого типа имеют небольшую мощность (0,3–3 м). Происхождение микрокомковатых известняков в теории не считается окончательно выясненным. В рассматриваемом случае не обнаруживается каких-либо четких критериев для истолкования их генезиса.

Многие из вышеописанных типов известняков встречаются в ином, некоренном залегании в виде небольших линз, останцев, обломков, а также в форме дугообразных агрегатов, облекающих лавовые шары и подушки. Для подобных известняков характерны вторичные изменения (хлоритизация, ожелезнение) и наличие лавокластической примеси. Изучение в шлифах и пришлифовках показывает, что контакты между известняками и лавой резкие и извилистые, по линии контактов обычно наблюдается тонкая кайма окислов железа. Пе-

рекристаллизация проявляется по-разному. Даже в пределах одного контакта наряду с сохранением микроструктурных особенностей известняков наблюдается некоторая перекристаллизация с образованием небольших оторочек и каемок крупнозернистого кальцита.

Смешанные породы типа туфоизвестняков и туфодоломитов в большей мере характерны для карбонатных накоплений вблизи очагов подводного вулканизма. Вулканический компонент в них слагается литокластическими фрагментами, вулканическим стеклом и обломками кристаллов. Участками в изобилии встречается тонкораздробленный гиалокластитовый материал, включая глобулы гиалобазальтов. Наряду с обогащением вулканическим материалом в туфо-карбонатных породах наблюдается ожелезнение, перекристаллизация, хлоритизация, окремнение и другие изменения. Они свидетельствуют о том, что процесс формирования смешанных пород представляет собой сложное явление, связанное не только с механическим обогащением карбонатных илов вулканическим компонентом, но и в ряде случаев с гидротермальным пропариванием их и обогащением продуктами вулканических эффузий. Соотношение между вулканическим и карбонатным материалом в описываемых породах изменчиво даже в пределах одного пласта, в котором наблюдаются переходы от известняков (доломитов) к туфоизвестнякам и известковым туф-фитам.

Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах колеблется в широких пределах: от долей процента до 40-45%, причем в минеральном составе обломочной примеси известняков и доломитов нет каких-либо существенных различий.

Для карбонатных пород характерны следующие минералы тяжелой фракции: пироксены (авгит, гиперстен, титан-авгит, диопсид, энстатит), амфиболы, гематит, магнетит, пирит, ильменит, а также хлориты, пикотит, цоизит, циркон.

Характерными компонентами легкой фракции являются: вулканическое стекло, обломки измененных вулканических пород, обломочный и аутигенный кварц, хлориты, халцедон.

Наряду с вулкано-терригенным материалом, в карбонатных породах присутствует лавокластическая примесь. Образование ее связано с иными явлениями - излиянием лавы (с

Таблица 3

Химические анализы известняков (солянокислые вытяжки)

№ обр.	Место взятия	Минер. нер. ост.	R_2O_3	CaO	MgO	п.п.п.	Сумма	Кальцит	Доломит
206	г. Сарум	8,40	0,32	51,30	-	40,0	100,02	91,31	-
208а	" "	2,96	0,58	53,20	-	41,29	98,03	94,69	-
208	" "	4,16	0,52	53,25	-	41,79	99,72	94,78	-
212	" "	7,44	0,44	51,35	-	40,44	99,67	91,40	-
214	ур. Гамза	4,98	0,44	47,50	2,75	42,10	97,77	82,05	12,56
215	" "	9,06	0,32	49,40	-	39,66	98,44	87,94	-
217а	" "	4,32	0,28	53,20	0,68	41,08	99,56	93,22	3,10
222	г. Ар-Сар	4,44	0,32	53,20	-	41,06	99,02	94,70	-
307	с. Навур	3,50	0,30	53,20	-	42,32	99,32	94,69	-
309	" "	14,04	0,60	47,50	-	36,08	98,22	84,55	-
315	с. Ицакар	15,40	0,68	47,50	-	36,44	100,14	84,55	-
323	р. Ахум	15,64	0,34	44,10	1,37	37,44	98,97	75,89	6,26
400	с. Берд	1,62	0,40	52,30	1,38	43,66	99,86	89,63	6,30
405	" "	1,28	0,28	51,30	2,38	43,00	98,24	85,44	10,87
638	с. Тала	14,24	0,80	43,70	2,05	37,44	98,61	72,73	9,37
640	" "	6,36	0,86	49,40	1,37	40,54	98,53	87,23	6,20
642	" "	2,94	1,08	53,20	-	42,74	99,96	94,69	-

Таблица 4

Химические (силикатные) анализы известняков

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	В	п.п.п.	Сумма
405 с.Енокаван	2,24	сл.	0,32	0,19	1,07	53,06	0,90	сл.	сл.	0,05	0,15	0,1	0,02	41,65	99,75
639 Иджеван.хреб.	9,23	сл.	1,45	0,64	1,81	42,80	4,34	сл.	сл.	-	0,14	0,1	0,02	39,04	99,57
9 Коч-хач-булаг	16,03	сл.	0,75	0,86	3,77	41,65	0,95	сл.	сл.	0,18	0,18	сл.	сл.	35,15	99,42
77 р. Ахум	12,25	сл.	2,76	0,81	0,57	43,64	0,96	сл.	сл.	-	0,1	0,12	0,1	37,98	99,38
311 с. Навур	10,23	сл.	0,62	сл.	0,71	48,00	0,82	0,13	0,21	0,17	0,13	-	-	38,81	99,83
470 с. Мосес	1,50	0,06	0,57	0,41	0,67	51,88	1,92	0,17	-	0,22	0,09	-	-	42,40	99,90
621 Иджеван.хреб.	1,73	сл.	12,78	-	3,04	46,67	0,19	0,06	-	0,06	0,06	сл.	-	35,77	100,36
622 -"- -"	1,92	сл.	12,70	-	4,05	46,30	0,14	0,06	-	0,04	0,04	сл.	-	35,48	100,73

Лаборатория ИГН АН Арм. ССР, аналитик Бабаян В. Н.

последующим ее раскалыванием и дроблением при быстром охлаждении) в карбонатные осадки. Таким путем карбонатные осадки обогащаются не только обломками эффузивов, но и тонкораздробленным гиадокластитовым материалом.

Таким образом, питание обломочным материалом в той или иной форме происходит внутри области развития самой формации за счет продуктов подводного вулканизма — вулканитов основного и среднего состава.

Лишь в нижней части формации (несколько десятков метров от ее основания) на участках, где вулканические процессы первоначально не проявлялись, в карбонатных породах выявлена иная, чисто терригенная ассоциация минералов: кварц, плагиоклазы, эпидот, магнетит, циркон.

Приведенная ассоциация связана с размывом более древних пород — преимущественно среднеюрского кислого эффузивно-субвулканического комплекса кварцевых плагиопорфиров и подчиненных им пород.

Наряду с этим в карбонатных породах основания формации встречены многочисленные гальки кварцевых плагиопорфиров (липаритовых, липарито-дацитовых порфиров), а также прослой и небольшие пачки граувакк, гравелитов аналогичного состава. Далее вверх по разрезу эти породы не встречаются, а терригенная ассоциация, связанная с ними, постепенно убывает; сначала улавливается с трудом, а затем теряется в результате поступления в бассейн больших масс вулканического материала.

Палеогеографические условия образования известняков

Выделение генетических типов известняков и изучение их особенностей позволяют в значительной мере восстановить фациально-палеогеографические условия верхнеюрского бассейна. Многие описанные типы известняков являются индикаторами глубины бассейна.

В первую очередь это относится к оолитовым и органогенно-обломочным известнякам, являющимся показателями мелководья бассейна.

Прежде чем перейти к условиям образования стустковых и стустково-детритовых известняков коротко остановимся на роли водорослей в качестве палеогеографического инди-

катора. Известно, что преобладание среди органических остатков водорослевых образований или наличие следов жизнедеятельности водорослей обычно указывает на мелководье бассейна. Как отмечает С. В. Максимова (1961, 1962), в большом количестве какие бы то ни было водоросли можно встретить на небольшой глубине (до 50 м). В. П. Маслов (1952, 1956) следующим образом определяет батиметрическое положение различных водорослей.

а) Сверлящие водоросли. Присутствие в породах сверлящих водорослей свидетельствует о существовании ранее мелкого водоема, до дна которого достигал свет, т.е. от 0 до 100 м глубиной (главным образом от 0 до 50 м).

б) Обволакивающие водоросли. Водорослевые желваки, образованные навиванием нитей сине-зеленых водорослей, также являются мелководными образованиями. Колебания глубин их распространения могут составить от 0 до нескольких десятков метров.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что сгустковые и сгустково-детритовые известняки, обязанные своим происхождением жизнедеятельности целого комплекса водорослей, образовались в условиях морского мелководья. Глубина нижнедевонского бассейна Кузнецкой котловины в период образования сгустковых и сгустково-детритовых известняков оценивается С. В. Максимовой в нескольких десятках метров (приблизительно 35-40 м). Видимо, аналогичным образом дело обстояло в верхнеюрском бассейне северной части Армянской ССР.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что осадкообразование и процессы подводного вулканизма в целом протекали в условиях морского мелководья.

Сопоставление мощностей различных типов известняков с учетом их распространенности позволяет выявить преобладающий способ образования известняков, оценить его соотношение с другими путями образования карбоната кальция. Как следует из генетической классификации и разрезов, преобладающая часть известняков образовалась органогенным путем, т.е. накоплением карбоната кальция в скелетах организмов. Роль хемогенного осаждения была невелика. Если даже предположить, что все микрозернистые известняки являются хемогенными образованиями, то соотношение между продук-

тами хемогенной и органогенной садки CaCO_3 оказывается в среднем равным от 1:10 до 1:40.

Другой интересной особенностью карбонатобразования является его протекание на фоне подводных вулканических процессов. Влияние вулканизма на процесс седиментации карбонатных пород весьма сложно, противоречиво и неясно в некоторых деталях.

Роль подводных эксгаляций в изменении режима придонной воды и соответственно во влиянии на осаждение карбонатных минералов рассматривается в работах Н. М. Страхова, И. В. Хворовой, Г. С. Дзоенидзе и др.

Н. М. Страхов (1954, 1960) связывает торможение садки карбонатов в некоторых районах подводных извержений со своеобразием физико-химической обстановки — понижением щелочного резерва морской воды. Вместе с этим Н. М. Страхов приводит ряд примеров значительных накоплений известняков в ряде вулканогенно-осадочных формаций, отмечая, что некоторое количество карбонатов кальция и магния может иметь вулканическое происхождение.

Рассматривая вопрос обедненности или отсутствия карбонатных осадков в формациях вулканогенно-кремнистой подгруппы И. В. Хворова (1963, 1965) предполагает, что причиной этого является режим углекислоты, интенсивное поступление которой увеличивает растворимость CaCO_3 , препятствуя образованию известковых осадков на обширных участках бассейнов.

Однако, как отмечает И. В. Хворова, изменение режима с торможением садки карбонатов не универсально, хотя оно характерно для многих вулканических областей; не всегда подводные вулканические эксгаляции ведут к понижению окислительно-восстановительного потенциала придонной воды. Таким примером, согласно И. В. Хворовой, являются вулканогенно-карбонатные формации, где обильны известняки и вулканические породы сильно кальцитизированы.

Г. С. Дзоенидзе (1965) объясняет наличие линз и пачек известняков среди вулканических пород явлением сильного нагрева морской воды при подводных извержениях. В связи с этим растворимость CO_2 в горячей воде резко падает и газ начинает мигрировать в области низких температур.

В изученной формации карбонатные породы образуют мас-

совые скопления на некотором, а порою значительном удалении от очагов подводного вулканизма. Однако сравнительно небольшие прослои и пачки (мощностью от 0,1–0,3 м до 20–30 м), залегающие на участках преобладания лавово-пирокластического материала, нередки. Преимущественно это быстро выклинивающиеся тела с характерным комплексом вторичных изменений – хлоритизация, ожелезнение и значительным содержанием вулканотерригенной и лавокластической примеси, разбавляющей образующийся карбонат кальция. Вместе с этим в таких участках иногда встречаются карбонатные породы с небольшим содержанием нерастворимого остатка.

Образование их (в особенности для разновидностей, лишенных обильной вулканомиктовой примеси), видимо, происходит в период затухания активной подводной деятельности, в межпароксизмальные периоды, когда влияние вулканической деятельности на этих участках сводилось к минимуму. Очевидно, в такие периоды восстанавливались значения pH морских вод до пределов, необходимых для образования карбонатов.

Таким образом, действие подводного вулканического фактора, на фоне которого происходило накопление карбонатных осадков, накладывало отпечаток как на течение этого процесса, так и некоторые особенности сформированных пород. Оно выражается в специфическом минеральном составе нерастворимого остатка карбонатных пород, наличии определенного комплекса вторичных изменений, некоторых особенностей химического состава (табл. 4).

Отрицательное воздействие вулканических явлений в рассматриваемом процессе заключается в следующем:

1. Временном изменении режима придонных вод, увеличении растворимости карбонатов.
2. Механическом подавлении органогенно-хемогенного осаждения карбонатов в связи с поступлением в области карбонатных накоплений больших порций пирокластического и вулканотерригенного материала. В зависимости от количества поступающего материала и скорости накопления карбонатных осадков вместо известняков образуются гиалокластические, пирокластические и вулканотерригенные образования с известковой примесью (детрит, оолиты, цемент), туфоизвестняки.

3. На сохранность в разной степени уплотненных карбо-

натных осадков в значительной мере влияет излияние (или внедрение) в них вулканических тел-лав, экструзий в осадки. С этим фактором связано растаскивание осадков, нарушение элементов линейности, зачаточной слоистости, сопровождаемое растворением карбонатного материала и некоторым обогащением его лавокластической примесью. При значительных масштабах этого явления карбонатные осадки почти нацело разубоживаются и в современном положении фиксируются в виде останцев и разнообразных агрегатов внутри тела вулканических образований.

ДОЛОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ

В разрезе вулканогенно-карбонатной формации доломиты и доломитизированные известняки распространены достаточно широко, хотя и уступают по этому показателю известнякам. На отдельных участках (например, у сс. Нижний Агдан и Лусадзор) их, однако, в разрезе формации больше, чем известняков.

По макротекстурным признакам среди них можно выделить: пластовые (толстослоистые и тонкослоистые) и непластовые (лунзо-штокообразные тела) доломиты. Отдельный тип пород составляют доломитизированные известняки.

Ниже приводится описание различных типов доломитов и доломитизированных известняков.

1. Пластовые доломиты

Толстослоистые доломиты

Наиболее характерный тип доломитовых пород, объединяющий неодинаковые в микроструктурном отношении породы. В одну группу они объединены по такому существенному признаку как пластовая форма залегания. Пористость низкая, но местами в породах прослеживаются поры и каверны, приуроченные к определенным горизонтам. Мощность каждого пласта от 0,8 до 2,5 м. По простиранию прослеживаются на сотни метров, иногда несколько километров. Мощность пачек, сложенных доломитовыми породами этого типа, различая - от 10-15 до нескольких сот метров.

Среди них различаются доломиты однородной и пятнисто-брекчиевидной (порфиroidной) макротекстур.

Толстослоистые доломиты с однородной, преимущественно

крупнозернистой структурой — это серовато-бурые и кирпично-желтые породы, сложенные разнообразными по строению зернами. Размеры их от 0,06 до 0,8 мм, преобладают крупные 0,1–0,4 мм. (фиг. 15).



Фиг. 15. Крупнозернистые доломиты с зонарным строением зерен. Шлиф, ник. 1, ув. 35.

Наряду с идиоморфноцельными, реже неполностью развитыми ромбоэдрами присутствуют зерна трапециевидной, прямоугольной и причудливой многоугольной формы. Образование последних обусловлено многофазностью процесса доломитизации, который приводит к повторному и неоднократному обрастанию зерен доломита новыми каемками, регенерации неполностью развитых или растворенных зерен. Одновременно протекает обрастание 1–2, реже 3–4 небольших ромбоэдров новой оболочкой (или двумя) с образованием отмеченных выше агрегатов сложной геометрической конфигурации. Зонарное строение весьма характерно и выражено 1–2 оболочками, местами побурелыми. Характерно раздоломичивание, оно также проявляется многофазно. Органические остатки представлены преимущественно члениками криноидей, реже обнаруживаются пелециподы, мшанки, водоросли, губки. В шлифах изредка наблюдаются реликты первичного строения породы — небольшие участки относительно слабо доломитизи-



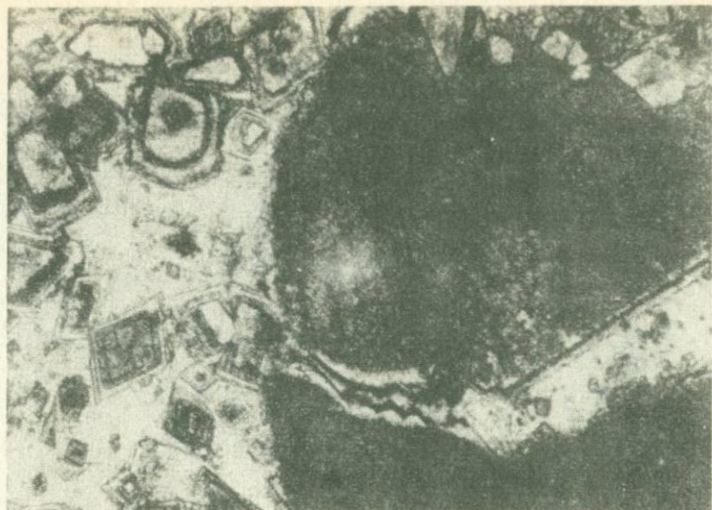
Фиг. 16 Крупнозернистый кремнистый доломит. Шлиф, ник 1, ув. 35.

рованных известняков — сгустковых, органогенно — детритовых, оолитовых.

В пластовых доломитах кремнезем встречается в изобилии. Помимо крупных линз и прослоев, он обнаруживается в шлифах в форме конкрециевидных стяжений, псевдоморфоз по зернам доломита и органическим остаткам, вторичного цемента, выполняющего промежутки между зернами. Структура кремней различная: радиально — лучистая, сферолитовая, глобулярная, микрозернистая. В меньшей мере наблюдается ожелезнение.

Пятнисто — брекчиевидные (порфиroidные) доломиты

В обнажении это плотные, реже мелкопористые породы со своеобразной пятнисто — брекчиевидной (порфиroidной) текстурой. Порода слагается мелкозернистой массой желтовато — бурого доломита, в которую погружены брекчиевидные выделения серого доломита. Размеры брекчиевидных участ-



Фиг. 17. Органический остаток (членик криноидеи) в доломите. В нижней части фото видна трещина, выполненная доломитом. Шлиф, ник 1, ув. 32.

ков от 0,5–3 мм до нескольких сантиметров. В шлифах видно, что они сложены плотно прилегающими зернами крупно- и среднезернистого доломита различной формы: неправильной, лапчатой, многоугольной, ромбоэдрической. Зонарное строение наблюдается в зернах ромбоэдрической формы, в других оно отсутствует или проявляется неотчетливо. Очень характерно наличие пылевидных темно-серых накоплений, постоянно присутствующих в ядрах зерен.

Структура брекчиевидных выделений неравнозернистая с многочисленными переходами от гранобластовой, мраморовидной к мозаичной. Помимо крупных выделений наблюдаются отдельные ромбоэдры доломита (размерами 0,15 мм–0,30 мм) играющие роль порфиробластов, погруженных в более тонкозернистую вмещающую массу доломитов. Последняя представлена более мелкими (0,08–0,1 мм) зернами с тонкораспыленными включениями окислов железа. Органические остатки нередки.

Своеобразные текстурные особенности этого типа доломитов, возможно, связаны с повторной доломитизацией и некоторой перекристаллизацией первичного материала. Подобные

доломиты широко распространены в районе сс. Нижний Агдан и Лусадзор. Химические анализы показывают принадлежность их к известковым доломитам и доломитам.

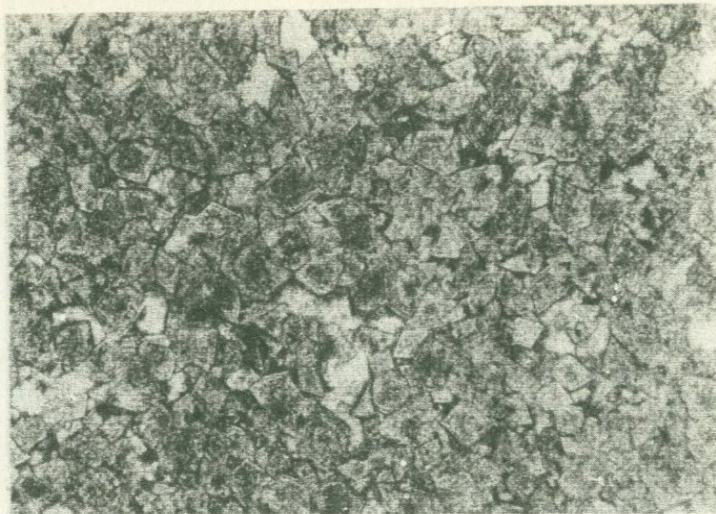
Таким образом, пластовые толстослоистые доломиты характеризуются следующими особенностями.

1. Стратифицированность процессов доломитизации, приуроченность их к отложениям верхнего оксфорда-кимериджа.
2. Слабая и равномерно выдержанная пористость.
3. Пятнистое расположение в пространстве, залегание в виде небольших и крупных массивов среди известняков.
4. Резкие переходы от доломитовых пород к известнякам.
5. Пространственная связь и переслаивание доломитов с органогенными известняками.
6. Крупнозернистость доломитов.
7. Многофазность доломитизации.
8. Наличие многочисленных реликтов породообразующих известковых организмов и ясные следы замещения их доломитом.
9. Наличие многочисленных линзо-пластообразных тел кремней.

Тонкослоистые доломиты

Плотные породы однородного строения с характерным песчаниковидным изломом и мерцающим блеском. Цвет светло-коричневый с буроватым оттенком, в выветрелых разновидностях серовато-кремовый.

В шлифах видно, что описываемые породы слагаются плотно прилегающими зернами доломита мелкозернистой структуры. Преимущественные размеры зерен 0,06-0,12 мм (фиг.16) Форма зерен в основном ромбоэдрическая, неправильно ромбоэдрическая, реже лапчатая, округлая. Зонарное строение выражено слабо. В общей массе доломита имеются небольшие скопления (3-8%) лапчатых зерен кальцита, выявленных при диагностическом окрашивании. Следы органических остатков наблюдаются редко. Характерно отсутствие многофазности доломитизации. В обнажении описываемые породы залегают в виде маломощных (0,2-0,8 м), плитчатых слоев, прослеживающихся по простиранию на несколько десятков метров. Тонкослоистые доломиты пространственно связаны с мелкодетритовыми (шламовыми) известняками и являют-



Фиг. 18 Пластовые тонкослоистые доломиты. Шлиф,
ник 1, ув. 40.

ся, видимо, продуктом доломитизации последних. По химическому составу тонкослоистые доломиты относятся к известковым и сильно известковым доломитам.

2. Непластовые доломиты

К этой группе относятся доломитовые породы, залегающие в виде разнообразных штокообразных тел, линзовидных прослоев.

Линзо-штокообразные тела доломитов—это серые, светло-серые крупнопористые и кавернозные породы, залегающие в известняках (органогенно-детритовых, сгустковых и др.) в виде неправильно линзовидных, часто быстро выклинивающихся штокообразных тел причудливых, сложных контуров, секущих слоистость вмещающих их известняков. Мощность различная от нескольких метров до 30 м. По простиранию они прослеживаются на несколько десятков метров.

Характерна значительная изменчивость в содержании окиси магния. Более того, в пределах подобных тел доломиты замещаются известняками.

В шлифах видно, что порода слагается зернами различной формы, размерами 0,15–0,40 мм. Зонарное строение отсут-

ствуется или выражено неравномерно. Характерны неравномерно-зернистая, гранобластовая, мраморовидные структуры. Местами на общем фоне породы выделяются небольшие ожелезненные участки, сложенные зернами ромбоэдрической и многоугольной формы. Такие участки обособляются от общей массы породы бурожелезистой оторочкой, имеющей сложную геометрическую конфигурацию. Органические остатки обильны, в шлифах хорошо видны процессы замещения их доломитом. Недоломитизированные скелетные остатки обычно перекристаллизованы в крупные зерна. Характерны раздоломичивание и вторичная кальцитизация.

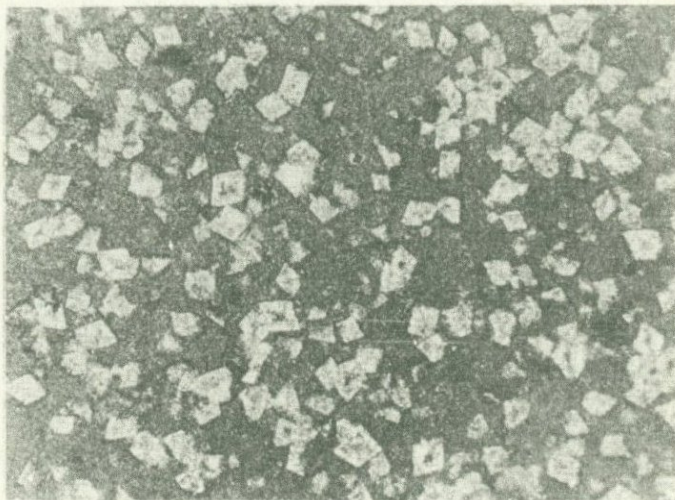
Доломит в виде линзовидных прослоев и гнезд образует тела расплывчатой, прихотливой формы среди известняков. Характерны пережимы и раздувы. Мощности подобных тел небольшие — 10–80 см, по простиранию прослеживаются на 0,5–1,20 м. В обнажении и штуфах часто наблюдается пятнистость, обусловленная наличием в породе серых, темно-серых "пятен" — участков известняка, оставшегося незамещенным или слабо затронутым процессами доломитизации. Пористость отсутствует или слабо выражена. В шлифах видно, что порода сложена ромбоэдрическими, неправильно ромбоэдрическими, реже лапчатыми зернами доломита с преимущественными размерами 0,15–0,20 мм. Зонарное строение выражено отчетливо. В промежутках между ромбоэдрами вырисовываются отчетливо сохранившиеся обломки раковин остракод, гастропод, фораминифер, криноидей, обрывки водорослей. В породах с пятнистой структурой обнаруживаются более крупные участки, представляющие первичную породу. Сложены они микрозернистыми, органогенно-детритовыми, сгустковыми известняками. Характерно отсутствие перекристаллизации и многофазности процесса доломитизации. Химические анализы показывают неравномерное содержание доломита. Даже в пределах одного линзовидного прослоя или гнезда на расстоянии 25–30 см наблюдается неодинаковая степень доломитности, местами выраженная очень резко. Описанный тип пород имеет особо значительное развитие на южных склонах Иджеванского хребта.

Доломитизированные известняки

Процесс доломитизации известняков протекал разнообразно: от образования редких ромбоэдров до интенсивной доло-

митизации. Практически доломитизации подвержен любой тип известняков, однако в количественном и микроструктурном отношении процесс проявляется неодинаково. Выделяются следующие три типа доломитизации.

а) Доломит развивается по крипто- и микрозернистому известняку с образованием зерен, величиной 0,02–0,06 мм, реже более. Форма зерен ромбоэдрическая, контуры четкие. Зонарное строение не отмечается. Следов многофазности доломитизации, перекристаллизации, окремнения не отмечается. Такого рода доломитизация приурочена обычно к микрозернистым мелкодетритовым известнякам. По-видимому, такого типа доломитизация является чисто седиментационной или же возникшей в диагенезе, при взаимодействии кальция осадка с магнием морской воды, без какого-либо другого воздействия (фиг. 19).



Фиг. 19 Доломитовый известняк, Шлиф, ник. 1, ув. 40.

б) Доломитизация второго типа отличается от предыдущей не только большими размерами зерен (0,8 мм–0,25 мм), но и характером. В шлифах отчетливо наблюдается как ромбоэдры доломита развиваются по органическим остаткам, полностью или частично замещая их. Форма зерен преимущественно ромбоэдрическая, реже трапециевидная. Зонарное строение характерно.

Химические анализы доломитовых пород

Место взятия	Макротекстурный тип породы	Данные химического анализа					Пересчитанные величины		
		Н ₂ O	Р ₂ O ₃	СаО	MgO	п.п.п.	Сумма	Кальцит	Доломит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
г. Сарум	Пластовые доломиты	0,40	1,00	31,00	21,22	46,50	100,12	2,65	96,98
"	"	0,32	1,30	31,78	19,93	47,06	100,39	7,26	91,08
г. Ар-Сар	"	8,78	1,25	28,76	19,17	43,22	101,18	4,76	87,61
"	"	1,30	1,0	30,18	20,70	47,00	100,18	2,50	94,60
сс. Агдан-Лусадзор	"	1,56	1,68	31,04	20,08	46,58	100,94	5,57	91,76
"	"	1,08	1,30	31,00	21,0	46,09	100,47	3,12	95,97
"	"	1,58	0,61	31,14	19,31	45,73	98,37	7,83	88,25
"	"	2,62	0,69	32,33	19,26	45,42	100,32	8,90	87,95
"	"	1,58	1,21	30,99	19,62	45,98	99,38	6,62	89,66
"	"	0,20	1,30	33,78	18,73	46,10	100,11	13,81	85,60
"	"	1,20	1,04	33,72	18,19	46,35	100,57	14,14	83,14
"	"	1,10	0,70	33,46	18,00	46,57	99,83	14,99	82,26
сс. Агдан-Лусадзор	"	0,70	0,52	32,78	19,19	46,80	99,99	10,87	87,69
"	"	0,12	0,70	31,73	19,37	46,54	99,46	8,56	88,52
"	"	1,20	0,42	34,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
"	"	1,20	0,42	32,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
"	"	0,44	0,87	32,78	18,28	47,32	99,69	13,11	83,53
сс. Нижний Агдан-Лусадзор	"	0,96	0,35	34,27	18,55	45,66	99,79	15,21	84,77
"	"	1,05	0,70	33,53	18,54	46,00	99,82	14,81	84,62
"	"	0,92	0,61	31,84	17,85	47,61	99,83	16,25	81,57
"	"	1,80	0,87	31,58	18,83	46,26	99,33	9,62	86,05
"	"	1,30	0,61	33,43	17,37	46,60	99,31	17,61	79,38
"	"	1,20	0,70	31,72	18,28	47,30	100,29	13,15	83,53
"	"	2,98	1,04	30,09	20,24	46,20	100,55	3,49	92,50

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
с. Навур	Пластовые доломиты	0,61	1,48	30,84	19,91	47,54	100,38	3,84	90,99
"	"	0,54	0,61	32,79	18,65	47,40	99,99	11,02	85,23
"	"	1,00	0,52	33,18	18,10	46,75	99,50	14,18	82,72
с. Мосес	"	1,70	0,52	32,33	16,59	48,15	99,29	16,50	75,82
"	"	1,70	0,43	32,19	18,33	47,40	100,05	11,94	83,77
сс. Агдан-Лусадзор	"	0,84	0,52	31,09	19,84	47,85	100,14	6,14	90,67
"	"	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
"	Линзо-штокообразные	0,17	1,90	32,63	17,46	46,70	98,86	14,88	79,69
"	"	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
"	"	2,08	1,32	34,20	15,07	45,96	98,63	24,59	69,87
"	"	4,82	0,52	33,50	17,43	43,90	100,77	17,50	79,70
"	"	2,00	0,58	33,25	17,12	47,22	100,12	16,90	78,23
"	Пластовые доломиты	1,06	0,70	32,20	20,09	46,82	100,87	7,62	91,81

Таблица 6

Химические (силикатные) анализы доломитовых пород

№ п/п	Место обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	п.п.п.	Сумма
1.	с. Н.Агдан	0,33	0,21	0,30	н.о.	н.о.	30,57	20,24	0,04	0,26	н.о.	н.о.	н.о.	47,96	100,21
2.	—	0,52	сл.	н.о.	0,01	н.о.	32,53	18,42	0,16	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	47,50	100,6
3.	с. Лусадзор	0,34	сл.	н.о.	н.о.	н.о.	30,93	20,38	0,03	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	47,30	99,69
4.	—	0,73	0,13	0,32	н.о.	н.о.	30,15	19,90	0,06	0,14	н.о.	н.о.	н.о.	47,30	100,13
5.	с.Енокаван	17,59	0,40	6,17	1,43	н.о.	24,82	14,15	0,02	0,40	н.о.	н.о.	н.о.	35,30	100,69
6.	—	3,62	сл.	1,72	0,65	н.о.	33,01	17,57	0,02	0,44	н.о.	н.о.	н.о.	43,60	100,8
7.	—	1,84	сл.	0,82	0,74	н.о.	33,00	18,34	0,02	0,38	н.о.	н.о.	н.о.	45,21	100,5
8.	г.Сарум	1,90	0,03	н.о.	1,85	0,16	33,02	18,20	0,05	0,15	0,03	н.о.	0,04	45,40	100,83
9.	—	2,09	0,07	0,15	2,89	0,64	31,61	18,03	0,08	0,26	0,05	0,05	0,03	44,47	100,42
10.	с. Навур	2,24	0,03	0,51	0,6	1,28	29,72	19,69	0,17	0,14	0,05	0,04	0,15	45,82	100,50
11.	—	0,28	0,03	н.о.	1,69	1,12	32,12	19,10	0,15	0,09	0,04	0,05	0,13	46,09	100,89
12.	с. Н.Агдан	0,70	0,02	0,45	н.о.	0,64	34,52	18,12	0,10	0,11	0,05	0,11	0,10	46,04	100,96

Анализы произведены № п.п. с 1-7 в хим.лаборатории НИГМИ (аналитик Н. А. Пилипосян),
с 1-12 в хим.лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик В. Н. Бабаян).

в) Третий тип доломитизации связан с вторичным замещением известняков крупными ромбоэдрическими зернами, величиной 0,15–0,45 мм. Ромбоэдры имеют ярко выраженное зонное строение. Доломит развивается по органическим остаткам, оолитам, первичному и вторичному цементу, порам, трещинам. Очень характерна многофазность доломитизации, выражающаяся в образовании сложных агрегатов причудливой конфигурации. В промежутках между стадиями доломитизации имели место явления раздоломичивания и вторичной кальцитизации.

Доломитизация нередко сопровождается ожелезнением, окремнением, хлоритизацией. Доломитизированные известняки этого типа распространены повсеместно, в особенности на участках, где карбонатные породы перемежаются по разрезу с лавово-пирокластическим материалом или залегают внутри последнего в виде небольших линз.

Приведенные типы доломитизации встречаются как обособленно, так и в сочетании друг с другом и нередко мы видим в одном образце или шлифе все три типа доломитизации.

Кроме того, доломит иногда образует бурые тонкие прожилки (0,5–3 см) в известняках и сильно известковых туфах. Прожилки сложены интенсивно ожелезненными крупными зернами ромбоэдрической, трапециевидной, многоугольной формы. В шлифах они выглядят в виде своеобразной мозаики, образованной сросшимися ожелезненными зернами доломита.

Вторичное изменение доломитовых пород

По времени и источнику вторичных изменений выделяются два типа.

1. Изменения, протекающие в период формирования формации и генетически связанные с петрофондом^х формации:

а) Окремнение. б) Хлоритизация.

Окремнение. Процесс окремнения доломитовых пород сложен и многообразен. Проявляется различно: от образова-

^х Петрофонд — это совокупность тех потенциальных источников веществ, которые могут при соответствующих условиях дать материал для образования формации (И. В. Хворова, 1963).

ния крупных линзовидных тел и стяжений до мелких агрегатов, устанавливаемых в шлифах. Процесс окремнения более детально рассмотрен при описании кремнистых пород.

Хлоритизация, проявлена двояко. В большинстве случаев в шлифах устанавливается, что процесс протекает по вулканическому стеклу, обломкам порфиритов и другим вулканическим компонентам, составляющим обломочную вулкано-миктовую примесь. Макроскопически хлоритизация проявлена в наличии в доломитах небольших зеленовато-серых, темно-зеленых пятен, включений, примазок.

В более редких случаях в доломитах наблюдаются примазки, трещины, выполненные хлоритом, в котором не обнаруживаются какие-либо реликты исходного вещества. Очевидно, в этом случае хлорит имеет инфильтрационное происхождение. Процессы хлоритизации имеют место на участках, где доломитовые породы перемежаются по разрезу с лавово-пирокластическим материалом.

2. Вторичные изменения частного характера, встречающиеся на отдельных участках. Они генетически связаны с послеверхнеюрскими магматическими и тектоническими явлениями.

Кальцитизация и палыгорскитизация. Оба процесса пространственно связаны и приурочены к зонам интенсивного дробления доломитов и доломитизированных известняков, в которых обнаруживаются хлопьевидные агрегаты палыгорскита вместе с кристаллами вторичного кальцита и исландского шпата. Морфологически минерализация приурочена к гнездам, пустотам, трещинам напластования, в которых расположены многочисленные прозрачные и лимонно-желтые кристаллы, нередко окаймленные агрегатами палыгорскита.

Кроме того, палыгорскит встречается в виде отдельных плейчатых и листоватых агрегатов опутанно-волокнистого строения.

О генезисе доломитов и истории изученности вопроса

Вопрос о происхождении доломитов принадлежит к числу наиболее сложных проблем литологии. В рассматриваемых условиях эта сложность усугубляется спецификой вулканогенно-осадочного литогенеза.

В геологической литературе имеются примеры тесной про-

странственной связи вулканитов с доломитовыми породами.

Как отмечает С. С. Виноградов (1961), "карбонатно-эффузивно-вулканогенные комплексы" областей складчатости, особенно древние, иногда являются доломитосодержащими. Таким примером, по С. С. Виноградову, является протерозойская свита Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, сложенная вулканическими и осадочными породами с явным преобладанием зеленокаменных пород-диабазов, их туфов, агломератов, содержащих пачки карбонатных пород-известняков и доломитов.

Процессы доломитообразования в этом комплексе протекали интенсивно, с образованием залежей промышленного значения.

Доломиты встречаются в Печенгской осадочно-вулканогенной серии северо-западной части Кольского полуострова, в которой вулканические породы представлены метадиабазами, диабазовыми порфиритами с различными туфами, туфолавами и лавобрекчиями (В. С. Загородский, Л. Д. Мирская, С. Н. Суслова, 1964).

По мнению А. А. Иностранцева, доломиты Олонецкого края Карелии образовались путем эпигенетической доломитизации органогенных известняков. Упомянутый автор считал, что "углекислая магнезия", необходимая для доломитизации, образуется в процессе "минеральной жизни" (метаморфизма) зеленокаменных пород, а источником магнезия являлись метадиабазы (В. А. Соколов, 1963). Однако более поздние исследователи считают основную часть доломитов первично-осадочными образованиями, а не продуктами метаморфических изменений (В. А. Соколов, 1963; К. О. Кратц, В. И. Робонен, В. А. Соколов, В. М. Чернов, 1966).

В меньших масштабах процессы доломитообразования протекали в нижней свите Ерементausкой известково-эффузивной толщи верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана (Р. А. Борукаев, 1955; И. В. Хворова, 1963); вулканические породы в этой свите представлены разнообразными типами-палеоандезитами, палеобазальтами, а также палеотрахитами, кварцевыми порфирами и разнообразными туфами.

Осадочные члены этой свиты представлены преимущественно карбонатными породами, которые в одних участках образуют лишь небольшие линзы среди вулканических пород, а в

других слагают толщи мощностью 400–500 м. Процессы доломитизации известняков здесь нередки, однако чистые доломиты отсутствуют и максимальное количество окиси магния составляет 15–16%.

И. В. Хворова относит рассматриваемую свиту к формациям вулканогенно-известняковой подгруппы и параллелизует ее с аналогичной формацией Рейнских сланцевых гор. В этой формации иногда наблюдается доломитизация известняка, которую немецкие геологи объясняют действием восходящих растворов карбоната магния (Л. Н. Формозова, 1963).

Доломиты известны из нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии Тувы, в которой главная масса вулканических пород представлена основными эффузивами типа диабазов и диабазовых порфиритов. В восточной Туве доломиты местами по мощности явно преобладают над известняками, причем среднее содержание окиси магния составляет 20, 23% (Г. В. Пинус, 1961).

Процессы доломитизации имели место в ордовикской вулканогенно-осадочной серии Собско-Вайкарского синклинория Полярного Урала, в которой линзы и пачки доломитизированных известняков залегают среди плагиоклазовых, уралит-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, претерпевших интенсивное зеленокаменное изменение (Н. М. Лупанова, В. В. Маркин, 1964).

Согласно данным Н. Ф. Мамаева (1965), нижнекембрийские отложения восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский синклинорий) в районе бассейнов рек Уй и Санарка представлены мощной осадочно-вулканогенной толщей. Доломиты и доломитизированные известняки в ней встречаются преимущественно в верхах средней части разреза, представленного массивными диабазами, диабазовыми порфиритами, в меньшей мере плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами среднего состава, альбитофирами, а также мелкообломочными туфами и туффитами. Карбонатные породы окремнены и частично преобразованы в ноздреватые вторичные кварциты. В карбонатных породах (в том числе и доломитах) обнаружены многочисленные археоциаты, раковины геолитоидей, редкие брахиоподы и водоросли.

Пачки и прослои доломитизированных известняков и доломитов встречены в синийско-нижнекембрийской баратальской

вулканогенно-осадочной свите Горного Алтая (А.Н. Кононов, 1964). Карбонатные породы здесь чередуются по разрезу с миндалекаменными авгитовыми, авгит-плагиоклазовыми базальтовыми и диабазовыми порфиритами и содержат слои темно-серых кварцитов.

С гидротермальной деятельностью третичного вулканизма (оливиновые базальты, оливиновые диабазы, образующие лавовые потоки, пластовые интрузии, покровы, некки, пробки и питающие дайки) в миоценовых отложениях Египта связывается ряд изменений, к числу которых относятся окремнение и доломитизация известняков вдоль плоскостей сбросов и отдельностей (Рушди Саид, 1965). Аналогичным образом этот процесс рассматривает Амин Р. Гинди. (Amin R. Gindy), согласно которому в третичных известняках около Каира наблюдается значительная доломитизация, распространяющаяся до глубины 6 дюймов, и окремнение. Упомянутый автор связывает процессы изменения известняков с гидротермальной вулканической деятельностью.

Весьма интересны данные предварительного глубоководного экспериментального бурения по проекту скважины МОХОЛ (Mohole), проведенного на Гваделупском участке, в 150 милях от Калифорнийского побережья. Здесь в осадках верхнетретичного возраста, залегающих над базальтами и содержащих пирокластическую примесь, обнаружена доломитизация, наиболее интенсивно проявленная непосредственно над базальтами.

Согласно Риделю с соавторами (W. R. Riedel, H. S. Ladd, J. I. Tracey and N.N. Bramlette, 1961), данные бурения показывают следующую последовательность.

скв. ЕМ-10

Интервал 1
0-30 см

глубина со дна океана 173,4-175,0 м; бледно-оливковый, твердый кремнево-карбонатный органический ил.

34-43 см

обломки твердого осадка, преимущественно зеленовато-серый известковый ил, с некоторым количеством темно-желтых обломков, состоящих главным образом из доломитовых ромбиков.

43-45 см

стекловатый базальт (вдоль одной половины керна)

Интервал 2

0-3 см

глубина 175 м

очень твердый темно-серый осадок, сложенный в основном доломитом, с некоторым количеством цеолитов. Резко контактирует со следующим интервалом

3,0-3,2 см

палагонитизированное стекло

3,2-10 см

стекловатый базальт, основная часть стекла которого палагонитизирована. Содержит мелкие прожилки доломита, цеолитов и некоторых продуктов гидротермальных изменений.

Доломиты обнаружены в других интервалах, где также вскрыты базальты (скв. ЕМ-7). Согласно Брамлетту (Bramlette), базальты скорее всего внедрились, интродировали в осадки, покрывающие морское дно, чем изливались.

Мурата и Эрд (K. L. Murata and R. C. Erd)

детально изучившие вышеприведенную колонну осадков, отмечают своеобразие карбонатных илов, залегающих непосредственно на базальтах. Оно выражается в повышенном содержании доломита (в двух проанализированных образцах содержание MgO составляет 5,5 и 14,7%) и наличии монтмориллонитового вещества, представленного магнезиальным сапонитовым типом, бедным глиноземом. По мере удаления от базальтов содержание окиси магния резко понижается.

Согласно упомянутым авторам, образование богатого магнием монтмориллонита и доломита в двух указанных образцах, по всей вероятности, является продуктом одного и того же геохимического процесса, обусловившего привнос в осадки значительного количества магния и других элементов из "неморского" источника. Таким источником Мурата и Эрд считают базальты, из которого магний (а также Са, Si, Al) могли диффундировать в вышележащие осадки.

Стекловатая часть базального базальта очень сильно изменена и петрографические исследования Нейуду (Nayudu) показали наличие кальцита, доломита, цеолитов и криптокристаллического кремнезема в качестве продуктов изменений (Мурата и Эрд, 1964).

Вышеприведенные данные показывают, что наличие доломитов в вулканогенно-осадочных формациях разных эпох нередкое явление. Вулканические породы в таких формациях характеризуются близостью состава; представлены они преимущественно производными основной магмы. С другой стороны, доломитовые породы этой группы в большинстве случаев приурочены к периодам региональной аридизации, а примеры независимости от фактора литологической специализации эпохи редки.

В рассматриваемом случае, в вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР главная масса доломитовых пород расположена на удалении от очагов вулканизма. Естественно предполагать, что влияние вулканического фактора в этом процессе было ослабленным.

Сложнее дело обстоит с доломитовыми породами, расположенными вблизи таких очагов. В этом вопросе, видимо, важное значение имеют следующие обстоятельства.

1. Фактор времени проявления процессов. Кратковременность вулканической деятельности и несоизмеримость в скоростях накопления вулканических и карбонатных пород. В один и тот же интервал времени может образоваться мощная толща лавово-пирокластического материала и всего лишь несколько миллиметров (или 1-2 сантиметра) карбонатных осадков.

2. Постепенная нейтрализация влияния кислых вулканических растворов карбонатами морской воды и повышение pH вод в связи с жизнедеятельностью водорослей.

3. Доломитовые накопления, расположенные вблизи очагов вулканизма, приурочены к трещинному типу вулканизма. Как было отмечено выше, на таких участках среди продуктов вулканизма (подушечные лавы и сопровождающие их продукты) в изобилии встречаются вулканические образования, излившиеся (или интродуцированные) в осадки.

При переходе к зонам с взрывным типом вулканизма масштабы доломитизации убывают.

Как следует из описания пластовых доломитов, они обнаруживают одновременно признаки диагенетической и эпигенетической (по отношению к литификации) доломитизации. Образование их представляется в виде сложного и многостадийного процесса.

В первую стадию (раннедиагенетический этап) происхо-

дит интенсивное замещение известковых органогенных осадков по общей схеме $Mg + 2CaCO_3 = CaCO_3 \cdot MgCO_3 + Ca$. По-видимому, магний поступал в карбонатные илы в результате взаимодействия карбонатных осадков и придонной воды, а также действия других факторов. Раннедиагенетической доломитизации могла способствовать жизнедеятельность синезеленых водорослей в связи с фотосинтезом и увеличением в некоторой степени величин pH. Диагенетические процессы замещения протекали также в связи с перераспределением первичного доломита в илу.

Вторая стадия (этап позднего диагенеза) связана с сохранением в слегка уплотненных карбонатных накоплениях (известковых, известково-доломитовых, доломитовых осадках) поровых и реликтовых морских вод. По мере погружения их и перекрытия новыми слоями карбонатных осадков или вулканитов осуществляется взаимодействие между реликтовыми водами и карбонатными осадками с образованием доломитов. Такой тип доломитизации в особенности интенсивно протекает в биогермных образованиях.

Приведенные две стадии доломитизации являются главными для формирования пластовых доломитов.

Третья стадия (катагенез) заключается в послелитификационном замещении карбонатных пород. Доломитизация связана с циркуляцией в карбонатных породах растворов, образовавшихся за счет поровых вод, выжатых при литификации осадков, а также реликтовых морских вод.

Можно предполагать, что по мере приближения к вулканическим очагам происходит перегрев, активизация и некоторый метаморфизм растворов. Последующая циркуляция их в карбонатных породах осуществляется неравномерно, чем и объясняется неодинаковая степень доломитизации, наличие внутри штокообразных тел пористых доломитов реликтовых известняковых участков.

Необходимо отметить, что катагенетическая доломитизация затрагивает не только известняки, но и доломитовые породы, образовавшиеся ранее при диагенезе. Последний этап доломитизации при этом накладывается в той или иной степени на ранее сформированные структурные особенности.

Наряду с чисто седиментационными проявлениями доломитообразования в рассматриваемом процессе могут предста-

вить интерес специфические явления — возможная миграция магния, освобождаемого при преобразовании лавово-пирокластического материала, в уплотненные карбонатные осадки и породы.

Можно наметить два вероятных способа такого выноса.

1. Изменения темноцветных минералов лав и пирокластов (оливин, ромбические пироксены, амфибол), способствующие выносу магния.

2. Раскристаллизация (поздняя девитрификация) вулканического стекла, при которой совместно с железом магний может выноситься из вулканитов.

Выщелоченный при преобразовании лавово-пирокластического материала магний мог легко проникать в карбонатные осадки или породы (особенно в случае чередования по разрезу вулканических и карбонатных образований или наличия линз последних в мощных толщах вулканитов) и производить дополнительную доломитизацию.

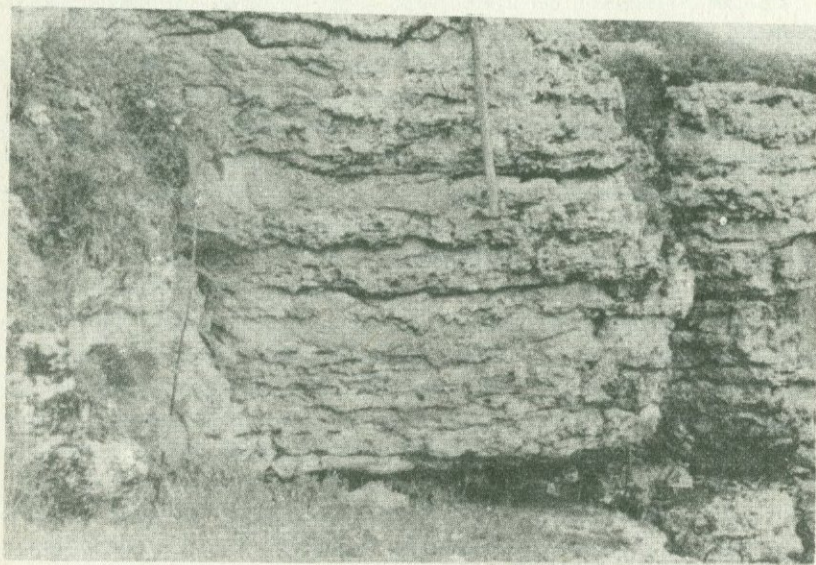
По пути миграции в заметном количестве магний не мог быть вовлеченным в другие процессы (хлоритизация), так как связывание его в силикаты более энергоемкий и в термодинамических условиях диагенеза более затруднительный процесс, чем доломитизация карбонатных осадков. Этот процесс, видимо, может протекать более длительный промежуток времени, чем течение позднего диагенеза и катагенеза осадков, хотя по интенсивности поступления магния он, несомненно, уступает чисто седиментационным проявлениям.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы (силициты) имеют значительное распространение в разрезе вулканогенно-карбонатной формации. Все проявления силицитов приурочены к карбонатным породам и отсутствуют среди лавово-пирокластического материала. Локализованы они по периферии и на небольшом удалении от крупных очагов подводного вулканизма. Кремнистые породы представлены следующими разновидностями: линзовидными и пластообразными телами, линзами и пропластками; слоистыми кремнистыми породами ритмичного строения; конкрециями.

Линзовидные и пластообразные тела, линзы и пропластки. Серые, светло-серые, иногда с розоватым

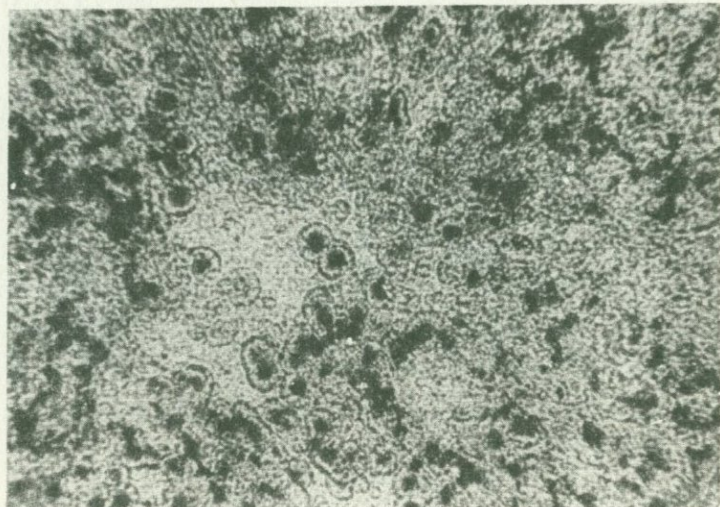
оттенком, плотные, очень крепкие силициты, залегающие преимущественно в доломитах и доломитизированных известняках. Ориентированы по слоистости. Иногда в таких образованиях наблюдаются раздувы, пережимы, "отростки" во вмещающие их карбонатные породы. Поскольку устойчивость к выветриванию у карбонатов и силицитов различная, то при интенсивном ходе этого процесса кремнистые линзы выступают над поверхностью карбонатных пород (фиг. 20). Мощность каждого тела (линзы, прослоя) изменяется от 8–10 см до 1 м, реже 2–2,5 м. По простиранию прослеживаются на несколько десятков метров.



Фиг. 20 Линзовидные тела кремней в известняках. Верховья р. Хач-агбюр.

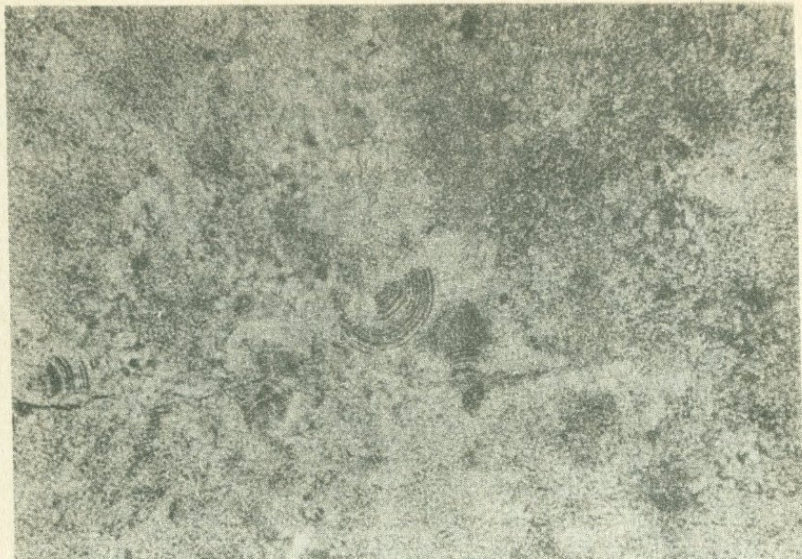
Изучение в шлифах показывает, что большая часть кремнистых образований имеет сферолитовую структуру, образованную небольшими (0,04–0,15 мм) округлыми тельцами. Ядра их пигментированы темно-бурым веществом, а периферийная оболочка состоит из кварц-халцедонового агрегата радиально-лучистого строения. Местами 2–3 сферолита, сливаясь, образуют агрегаты, напоминающие глобигерины. Нередко встречаются разновидности, напоминающие

радиолярии, однако просмотр большого количества шлифов, изготовленных по разным сечениям породы показывают, что во всех случаях мы имеем совершенно одинаковые тельца сферолитов. Такие структуры являются неорганическими и образование их, видимо, связано с раскристаллизацией опалового геля (фиг. 21).



Фиг. 21 Сферолиты кремнезема — продукты раскристаллизации опалового геля. Шлиф, ник. 1, ув. 80.

Реже наблюдаются округлые более крупные образования оолитоподобной структуры с отчетливо заметным радиально-лучистым и концентрическим строением, выраженным наличием от 4–5 до 8 концентрических оболочек (фиг. 22). Промежутки между оолитами выполнены микрозернистым кремнеземом. Наблюдаются также серии концентрических полос, образующих волокнисто-лучистые агрегаты причудливых очертаний, петельчатой и почковидной формы на общем фоне микрозернистого силицита. Реже наблюдается псевдобрекчиевидная структура. В одних случаях она обусловлена наличием отдельных участков, сложенных раскристаллизованными крупными зернами мозаичного кварца, в других — многочисленными прожилкообразными полосами, которые, пересекаясь, образуют участки неправильной формы, имеющие вид обломков. В шлифах обнаруживаются организмы — криноидеи, водоросли,



Фиг. 22 Участки концентрического строения в мелкозернистой кремнистой породе. Шлиф, ник. 1, ув. 80.

фораминиферы, а также ромбоэдры доломита.

Описанный тип кремнистых пород имеет большое развитие в левобережье р. Агстев в толще доломитов и доломитизированных известняков.

Слоистые кремнистые породы ритмичного строения. Образуют своеобразное построение, слагающееся из некоторого числа двухкомпонентных ритмов.

Нижний компонент выражен серым, темно-серым силицитом, состоящим из тонко- и мелкозернистого кварца и халцедона с многочисленными кремневыми спикулами и редкими радиоляриями. Мощность от 5-6 до 10-12 см.

Верхний компонент представлен пепельно-серой, кремнистой породой, несколько большей мощности (12-18 см). Сложена породе кварц-халцедоновым кремнеземом (80-85%) и известковым материалом (15-20%). Последний состоит из члеников криноидей, остатков водорослей, фораминифер, морских ежей. Спиккулы редки.

Общая мощность ритма, состоящего из двух вышеопи-

Таблица 7

Химический состав кремнистых пород (силицитов)

№ обр.	Наименование породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
613а	Силицит	99	сл.	0,7	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	0,04	н.о.	-	99,84
366	Силицит	96,36	0,02	1,86	н.о.	сл.	1,08	0,38	н.о.	0,014	0,04	0,04	0,85	100,77
613	Силицит	96,34	0,02	1,73	н.о.	сл.	0,75	0,38	н.о.	0,04	0,03	0,07	0,18	99,54

№ обр.	Наименование породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
392	Силицит	88,85	сл.	0,60	н.о.	сл.	4,55	0,75	0,01	0,39	3,81	0,07	0,10	99,43
393	Силицит	96,28	сл.	0,49	н.о.	сл.	0,81	1,05	сл.	0,21	0,79	0,10	0,11	99,96
716	Силицит	97,85	сл.	0,54	н.о.	сл.	0,42	0,52	сл.	0,39	0,70	н.о.	0,11	100,3

Анализы выполнены: 366, 614 - в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик В. Н. Бабаян).
392, 393, 716 - НИГМИ при Совнархозе Арм. ССР (аналитик Н. А. Пилипосян).

санных компонентов, составляет 15–25 см. Количество ритмов разное — от 8–10 до 25, с общей мощностью от 1,5–2 до 8–10 м.

Кремнистые желваки и конкреции. Имеют широкое распространение. По разрезу распределены неравномерно, а в отдельных горизонтах образуют скопления. Макроскопически это серые, темно-серые включения различной формы: амбовидной, округлой, рогульчатой; размеры различные от 0,5–1 до 5–6 см, реже более. В микроструктурном отношении они весьма различны. Наблюдаются микрозернистая, сферолито-глобулярная, реликтовая органогенная структура. В образованиях этого типа местами в изобилии встречаются кремневые спикулы, однако в некоторых из них породообразующие кремневые организмы отсутствуют. Очень часто в шлифах ясно вырисовывается первоначальная структура известняка, подвергшегося окремнению. В районе с. Нижний Агдан в толще доломитов встречены кремнистые желваки лепешковидной формы. Это округлые образования небольших размеров (2–3 см, реже 8–10 см) внешне напоминающие гальки совершенной окатанности. Сложены они мелкозернистым кварцем с отдельными участками мозаичного строения.

Условия образования силицитов

Генетическая связь кремнистых пород с вулканизмом общеизвестна, она отмечается многими исследователями. Бесспорным является то обстоятельство, что главным источником SiO_2 в вулканогенно-осадочных формациях является подводный вулканический процесс во всех его проявлениях. Менее ясен главный способ поступления кремнезема или количественное соотношение между кремнеземом, образующимся в период излияния лав, подводной фумарольной деятельности, перемыва и преобразования пирокластов. По-видимому, в таком сложном взаимодействии, как подводный вулканический процесс вряд ли может быть выявлен однозначный, универсальный способ поступления кремнезема, тем более, что последний накапливается в существенно различных вулканогенно-осадочных формациях, отличающихся не только характером вулканизма (тип извержений, состав продуктов, поствулканические преобразования) и палеогеографическими, в частности, батиметрическими условиями водо-

емов, но и приуроченностью силицитов к разным породам (лавы, пирокласты, глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты).

Более ясными представляются процессы кремнеобразования в вулканогенно-кремнистых формациях (спилито-яшмовая и др.), в которых кремнистые осадки тяготеют к спилитовым сериям, т.е. к породам, претерпевшим интенсивную альбитизацию. Обычно кремнистые породы этого типа крипто-, микрозернистые и содержат многочисленные радиоларии. Их первично-осадочное происхождение (хемогенное и биогенное) не вызывает сомнений.

Менее ясны процессы кремнеобразования в вулканогенно-карбонатных формациях. Известно (Р. А. Борукаев, 1955; И. В. Хворова, 1963), что в некоторых из них наряду с первичными кремнистыми породами встречаются кремни вторичные, имеющие большое распространение и образовавшиеся путем замещения известняков и туфов. В некоторых разновидностях вулканогенно-карбонатных формаций кремни настолько обильны, что являются ведущим членом парагенеза. Эта группа формации, содержащая железные и марганцевые руды, выделена П. Н. Формозовой в особый подтип кремнисто-карбонатных формаций. Кремнистые породы в них весьма разнообразны, представлены яшмами, фтанитами, кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками.

Значительное разнообразие кремнистых пород по структурно-текстурным особенностям наблюдается и в рассматриваемой вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР. Часть кремней (образования, содержащие кремневые спиккулы и имеющие микрозернистую структуру, а также часть конкреций), несомненно, имеет первичное происхождение и связаны с органогенной и отчасти хемогенной садкой кремнезема. В этом отношении показательны силициты П типа, в которых наряду с микро-, криптозернистым кремнеземом нередко встречаются многочисленные кремневые спиккулы.

Осадочное происхождение приемлемо и для желваков округлой формы, приуроченных к определенным горизонтам. Образование их, возможно, связано с коагуляцией кремнезема и осаждением в виде округлых лепешек геля, которые затем затвердевали в кремнистые желваки. Образование некоторой

части конкреций и пропластков связано с диагенетическими процессами перераспределения и миграции силикатов кремнезема в известняках. В пользу этого говорит факт наличия во вмещающих их известняках многочисленных, первоначально кремневых силикатов, подвергшихся десилификации.

Менее ясно в деталях происхождение другой части кремнистых пород — линзо-пластообразных тел со сферолитовой, глобулярной и реликтовой органогенной структурой. Представляется наиболее вероятным связывать их образование с замещением карбонатного материала (осадков и пород) с гидротермальной деятельностью вулканизма. Можно предполагать, что такое окремнение протекало двумя способами:

1. Путем высачивания гидротерм в рыхлые карбонатные осадки с замещением их.

2. Более поздней циркуляцией поствулканических растворов и терм в период литификации осадков и в последующем.

Процесс окремнения карбонатного материала не обособленное явление. Как показывает изучение в шлифах, процессы окремнения нередко наблюдаются в туфах и туффитах, перемежающихся по разрезу с окремнелыми известняками и доломитами.

Г Л А В А 3

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вулканогенно-карбонатная формация богата полезными ископаемыми, многие из которых являлись объектами проведения поисковых и разведочных работ. Полезные ископаемые формации изучались А. Т. Асланяном, выявившим и рекомендовавшим к разведке месторождения доломитов и кремней. Рудные месторождения изучались в разные годы сотрудниками ИГН АН Армянской ССР — А. Е. Кочаряном, Л. П. Яшвили (марганец), Г. О. Григоряном, А. И. Карапетяном (полиметаллическое оруденение) и др.

Полезные ископаемые исследовались и автором (Мандалян, 1964, 1969, 1974), разработавшим их классификацию на формационной основе. В основу предложенной классификации принят принцип времени образования полезного ископаемого. Подобный подход позволяет проследить источник вещества,

слагающего полезное ископаемое, время формирования последнего, роль вмещающих пород.

В соответствии с этим намечаются две главные группы:

1. Полезные ископаемые, образовавшиеся в период становления формации, включая седиментогенез, диагенез, катагенез: а) известняки, б) доломиты, в) кремнистые породы (силициты), г) монтмориллонитовые глины.

2. Полезные ископаемые, образовавшиеся в последующие периоды развития формации и связанные с наложенными тектоно-магматическими факторами: а) исландский шпат, б) марганцевые руды, в) мрамор (кальцитовый и доломитовый).

3. Полезные ископаемые, время образования которых не ясно. Эта группа выделяется условно и по мере накопления новых данных войдет в состав одной из вышеприведенных групп: а) полиметаллические руды. Рассмотрим некоторые из них.

Монтмориллонитовые глины

Проявления глин, возникших в процессе преобразования вулканитов, были выявлены автором (Мандалаян, 1969). Монтмориллонитизация — процесс достаточно типичный для вулканитов изученной формации, хотя и на различных участках распространения он проявлен неодинаково. Зона монтмориллонитизации вулканитов охватывает значительную территорию от приводораздельной части рек Агстев и Ахум до райцентра Берд. Сравнительно интенсивно процесс проявлен в левобережье р. Ахум, где монтмориллонитизацией охвачена толща лавово-пирокластического материала, мощностью более 400 м. Далее на восток, за исключением участка в с. Навур, интенсивность процесса в целом резко убывает.

Хач-агбюрское проявление монтмориллонитовых глин расположено в 2,5 км к северо-западу от одноименной зимовки. Участок примыкает к горной дороге Иджеван-Берд. Сложен он вулканитами преимущественно основного состава, среди которых на разных стратиграфических уровнях залегают линзы и пачки доломитов, пятнистых доломитизированных известняков. Монтмориллонитизацией в разной степени затронуты шарово-подушечные лавы, их брекчии, гиалокластиты, литокристалловитрокластические туфы, вулканотерригенные образования. В грубо- и крупнозернистых разновидностях пород монтмориллонитизация протекает преимущественно по цемен-

ту, тогда как крупные обломки эффузивов остаются слабо измененными. Наиболее интенсивно монтмориллонитизация проявлена в гиалокластитах, мелкообломочных разновидностях туфов.

К этим образованиям приурочены пласты и залежи относительно чистых разновидностей монтмориллонитовых глин, мощностью от 0,15 до 2-2,5 м.

Макроскопически это серовато-коричневые и коричневые породы, жирные на ощупь. Порода состоит из монтмориллонита с примесью частично монтмориллонитизированного и хлоритизированного вулканического стекла.

На фоне волокнистого, волокнисто-хлопьевидного строения глины часто видны неотчетливые реликты пепловой структуры, указывающие на природу исходного материала.

Обломочная примесь представлена измененными плагиоклазами (основными-средними), пироксенами (авгит, титанавгит), а также угловатыми и округлыми обломками эффузивов (миндалекаменных базальтов, спилитов), также замещенными глинистым веществом, глобулями гиалобазальта. Кроме того, в глинах присутствуют цеолиты, кальцит, доломит, хлориты, халцедон, лейкоксен.

Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. На рентгенограммах природного образца фиксируется серия базальных рефлексов с $d(001) = 14-15 \text{ \AA}$, который после насыщения глицерином увеличивается до $17-18 \text{ \AA}$. После прокаливания образца отражение первого порядка смещается к 10 \AA .

Термограмма пород типична для монтмориллонитовых глин: на них фиксируются три эндозффекта и один экзотермический пик (образование высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 150, 560, 860 и 930°C ; при этом первый эндозффект (выделение слабо связанной воды) выражен значительно интенсивнее второго (выделение воды типа OH) и третьего (окончательное разрушение решетки минерала). В качестве примеси, иногда существенной, присутствует хлорит.

По данным спектральных анализов содержание лития в глинах составляет 0,007; ванадия-0,015.

Ниже приводятся данные, характеризующие обменную емкость и состав обменного комплекса после отмучивания глин

Таблица 8

Силикатные анализы глин

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п. вл.	CO ₂	S	сумма	
1	43,15	0,95	14,14	9,40	0,44	3,13	8,07	0,07	0,06	0,62	9,11	11,0	5,50	-	100,14
2	42,47	1,05	14,45	8,25	0,14	5,71	5,94	0,01	0,07	0,85	12,16	9,32	-	-	100,42
3	51,81	1,22	14,07	6,39	0,28	1,02	4,94	-	0,06	1,00	9,56	10,25	-	0,08	100,79
4	49,80	1,14	14,53	6,76	0,14	2,28	3,77	0,01	0,10	1,02	12,36	8,45	-	-	100,48

Аналитик Оганесян Л.

Примечание: образцы 1-2 представляют среднюю пробу природного образца, а 3-4 пробу отмученной глинистой фракции.

и отделения крупной фракции: K^+ - 0,57 мг-экв/100 г; Na^1 - следы; Ca^{2+} - 87,08 мг-экв/100 г; Mg^{2+} - 10,85 мг-экв/100 г.

Обменная емкость - 98,50 мг-экв/100 г, что характерно для монтмориллонитовых глин; судя по составу обменных катионов, порообразующий минерал относится к Са-монтмориллониту.

Приведенные данные показывают, что имеются перспективы выявления новых залежей монтмориллонитовых глин в пределах вулканогенно-карбонатной формации. Интерес может представить обширная территория левобережья среднего и нижнего течения р. Ахум, включая приводораздельную часть, по линии коч. Хач-агбюр-коч. Неркарар-и далее до северной границы распространения отложений оксфорда-кимериджа. Рекомендованная площадь сложена преимущественно лавово-пирокластическими образованиями, аналогичными вышеописанным.

Исландский шпат. Проявления исландского шпата в карбонатных породах широко распространены. В генетических классификациях этого типа месторождений (Н. П. Ермаков, Н. А. Андрусенко, Н. И. Ильин) большое значение придается структурно-морфологическим признакам - главным образом трещинной тектонике и морфологии кальцитовых тел, содержащих исландский шпат. Подчеркивается также важная роль вмещающих пород, являющихся основным источником кальция и углекислоты для минералообразующих растворов. Эти закономерности, в особенности связь минерализации с участками развития разрывной и трещинной тектоники, хорошо наблюдаются в Иджеванской группе проявлений.

Иджеванская группа проявлений расположена в верховьях левобережных притоков р. Агстев-Спитак-джур и Сари-джур и пространственно связана с зоной дробления широтного сбросового нарушения в карбонатных породах верхнего оксфорда-кимериджа. Исландский шпат локализован в пустотах, полостях, гнездах, трещинах напластования и дробления. Величина кристаллов от 2-3 до 15-20 см. В ассоциации с ними встречается пальгорскит (горная кожа). Его листоватые и хлопьевидные агрегаты нередко обволакивают кристаллы, являясь, таким образом, своеобразной природной упаковкой, предохраняющей их от внешнего воздействия.

Изучение петрографии карбонатных пород, проведенное автором, позволило выявить литологический контроль в ряде

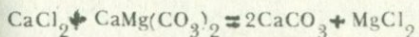
проявлений Иджеванской группы — связь минерализации с доломитовыми породами, в особенности с раздоломиченными разновидностями (дедоломитами). При переходе от них к известнякам наблюдается убывание минерализации. Это явление хорошо наблюдается на западных флангах проявления Сарца-тун.

Макроскопически дедоломиты представляют собой брекчиевидную, очень крепкую породу с многочисленными агрегатами новообразованного кальцита.

В микроструктурном отношении процесс гиогенного раздоломичивания проявляется в появлении в ромбоэдрах доломита включений кальцита. В шлифах видно, что при интенсивном течении процесса образуются многочисленные участки вторичного кальцита, разъедающие доломитовые ромбоэдры.

Образование исландского шпата связано с поступлением по тектоническим трещинам низкотемпературных растворов, которые, взаимодействуя с карбонатными породами, обогащались кальцием и углекислотой. При проникновении растворов в доломитовые породы имело место явление раздоломичивания, приводящее к более интенсивному обогащению растворов кальцитом с последующим выпадением кристаллов. В условиях уменьшающегося парциального давления углекислоты известняки растворялись в меньшей степени.

Химизм этого процесса может быть истолкован следующим образом. Н. А. Андрусенко и К. И. Ильин считают, что при образовании исландского шпата, залегающего в карбонатных породах, важную роль играет ион хлора, который в отдельных случаях преобладает над бикарбонатом в составе жидких включений. Упомянутые авторы считают, что не исключена возможность переноса кальция в хлоридной форме. В полной мере это относится к Иджеванской группе проявлений. Здесь, согласно данным Ильина, (1964) в составе ювенильных(?) вод CaCl_2 преобладает над другими солями. Используя эти данные, можно предполагать следующую схему реакции:



При этом кальций обогащает растворы с дальнейшим осаждением в виде кристаллов шпата. Затем выпадал палыгорскит. Источником магния, необходимого для его образования, являлись доломиты, а источником Al_2O_3 и SiO_2 , по-видимому, служили компоненты нерастворимого остатка карбонатных пород.

Как бы не интерпретировать этот процесс, несомненно намечается связь между преобразованием доломитов, в частности гипогенным раздоломичиванием и образованием вторичного кальцита, в том числе и исландского шпата. Подтверждением такого предположения, помимо всего, может служить факт обнаружения автором небольшого проявления на значительном удалении от проявлений Иджеванской группы. Оно расположено в междуречье Агстев-Ахум (урочище Схторут), недалеко от вершины г. Сарум. Участок сложен доломитовыми породами, в значительной степени переработанными и превращенными в брекчиевидную породу — дедоломит. Последний содержит хорошо ограненные кристаллы и бесформенные включения кальцита, а также хлопьевидные агрегаты палыгорскита. Эта находка заслуживает внимания с точки зрения использования явления раздоломичивания и палыгорскитизации доломитов в качестве поискового признака в междуречье Агстев-Ахум.

Марганцевые руды. Небольшое проявление марганцевых руд расположено в отложениях нижнего оксфорда Иджеванского синклинория, к западу от с. Ачаджур. Участок проявления сложен туфами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, вулкано-терригенными известковистыми песчаниками, содержащими редкие линзы известняков. По данным Л. П. Яшвили (1971), оруденение приурочено к зонам дробления и представлено телами неправильной формы и жилами. Состав руд: манганит, пиролюзит, минералы группы псиломелана; из нерудных минералов присутствуют барит, кварц, кальцит.

Несмотря на то, что рудные тела залегают в верхнеюрских отложениях, оруденение генетически связано с гидротермальной деятельностью верхнемелового вулканизма. Как отмечает Л. П. Яшвили, растворы, связанные с гидротермальной деятельностью сантонского вулканизма, не всегда достигали водоема и по пути следования местами разгружались в нижележащих породах верхнеюрского возраста. С этим же источником связано образование эксгальционно-осадочных руд марганца в сантонской вулканогенно-осадочной серии.

Полиметаллические руды. Мосеское полиметаллическое месторождение (бассейн р. Тавуш) залегает в карбонатных породах и относится к числу стратифицированных месторождений, для которых вопрос о времени образования

и источнике рудного вещества является дискуссионным. На месторождении наблюдается стратифицированность — приуроченность руд к определенным горизонтам двухсотметровой монуклинально залегающей толщи карбонатных пород, осложненной серией нарушений. Литологический контроль отчетливо проявлен в пространственной связи минерализации с доломитами и доломитизированными известняками.

В общем плане участок месторождения представляет собой крупную линзу карбонатных пород, залегающую среди лавово-пирокластического материала. Непосредственно на месторождении лавы и пирокласты не имеют большого распространения, зато обильны небольшие секущие тела диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов реже кислых разновидностей. За пределами месторождения лавово-пирокластический материал обилен и преобладает в разрезе.

Рудные тела представлены пластообразными, линзовидными и гнездообразными формами.^х Преобладают первые. Минеральный состав руд простой, основными минералами являются галенит и сфалерит. Кроме того, присутствуют халькопирит, пирит, блеклые руды. Из вторичных минералов встречаются англезит, церуссит, малахит, азурит. Характерно наличие кадмия и серебра.

Прожилковое и вкрапленное оруденение встречается в зонах тектонических нарушений среди доломитов и известняков. Прожилки представлены галенитом (часто с баритом), сфалеритом. Для оруденения с баритом характерно также наличие гнездообразных тел, связанных между собой прожилками.

Большинство исследователей отмечают гидротермальный генезис месторождения. Согласно И. Г. Магакьяну (1967), месторождение считается телетермальным образованием того же типа, что и месторождения хребта Каратау в Казахской ССР и Абхазской АССР.

Была высказана также точка зрения об осадочной и осадочно-метаморфической природе оруденения. Необходимо отметить, что представление о чисто осадочной природе минерализации, помимо всего, неточно по самой постановке вопроса, так как месторождение залегает в вулканогенно-оса-

^х Краткое описание руд проведено по литературным данным.

дочной формации, в которой роль вулканического фактора в пороодообразовании оказывается существенной.

Основным недостатком работ, проведенных в начале 50-х годов, на наш взгляд, является сужение площади работ, что было обусловлено недостаточной изученностью литологии и геологии района, непривязанностью разрезов.

Поисковые работы проводились на участке месторождения и в непосредственной близости, тогда как отдаленные участки развития карбонатных пород остались неизученными.

Между тем, с этой точки зрения небезынтересен район приводораздельной части рек Агстев и Ахум и примыкающий к нему участок верховьев левобережных притоков р. Ахум. В пользу этого может свидетельствовать ряд общих и конкретных данных.

1. По восточной границе водораздела в разрезе формации имеет место смыкание осадочного (известняково-доломитового) и вулканического компонента. Зоны подобных стыков в вулканогенно-осадочных формациях нередко оказываются рудоносными.

2. Наличие на этой территории в пределах развития карбонатных пород разрывных нарушений и небольших интрузивных тел, идентичных или близких по составу аналогичным образованиям района Мосеского месторождения.

3. Наличие пятнистых (метасоматических) доломитов и доломитизированных известняков. Широкое развитие доломитовых пород.

4. Наличие смитсонита, намытого в шлихах по левобережным притокам р. Ахум, в области развития карбонатных пород (указано геологом Г. А. Чубаряном).

Г Л А В А 4

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НЕОКОМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР КАК ПРИМЕР ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИИ

Вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР характеризуется сложным строением, обуслов-

ленным резко выраженной фациальной изменчивостью. Она проявляется в неоднократной смене в пространстве (в латеральном направлении и по вертикальному разрезу) главных типов пород, слагающих формацию.

По этому признаку выделяются три типа разрезов формации.

1. Преобладает лавово-пирокластический и вулканотерригенный компонент. Карбонатные породы представлены редкими пачками и линзами, залегающими среди вулканитов.

2. Оба типа пород развиты в близких и соизмеримых соотношениях.

3. Преобладают карбонатные породы. Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал присутствует в подчиненном количестве, либо отсутствует.

Такая особенность строения, обусловленная неравномерным пространственным распределением очагов подводного вулканизма, а также их миграцией в период формирования формации, характерна для мощной вулканогенно-осадочной серии верхнего оксфорда-кимериджа, слагающей основную часть вулканогенно-карбонатной формации. В ее нижней части (нижний оксфорд) наблюдается более резко выраженная дифференцированность, имеющая место в различных структурных элементах — преобладание вулканического материала в пределах Алавердского антиклинория и карбонатных пород в Шамшадинском антиклинории. С этим же фактором в значительной мере связано колебание мощностей отдельных свит, пачек.

Необходимо отметить, что наблюдаемое в обнажениях чередование по разрезу вулканических и карбонатных пород не всегда имеет характер переслаивания. Вулканическая деятельность сопровождалась образованием многочисленных пластовых и других тел, внедрившихся как в лавово-пирокластические образования, так и в карбонатные илы и в разной степени литифицированный карбонатный материал.

С этой точки зрения особого внимания заслуживает часть шарово-подушечных лав и пространственно связанных с ними образований, являющихся продуктами излияния (или интрузирования) в карбонатные осадки.

С литологической точки зрения они интересны тем, что метаморфическое воздействие затрагивает не только морскую воду, но и в значительной мере толщу ранее отложенных карбонатных осадков. При этом явлении, очевидно, морская:

вода в меньшей мере испытывает воздействие вулканического фактора.

Вулканические процессы в целом по формации протекали в подводной мелководной обстановке, лишь в конечном этапе развития формации имели место локальные проявления субаэрального, точнее островного вулканизма.

Вулканические процессы играют существенную роль в формировании вещественного состава вулканогенно-карбонатной формации. Один из главных членов парагенезиса, определяющий облик и частичное название формации — лавово-пирокластический материал и продукты его дальнейшего перемыва являются прямым следствием вулканического процесса.

Устанавливается определенная связь между образованием кремнистых пород и проявлениями подводного вулканизма.

Однако эта традиционная связь в изученной формации приобретает несколько иные формы. Взаимодействие вулканизма и осадкообразования, приводящие к образованию кремнистых пород, здесь не ограничивается только седиментационной стадией и продолжается более длительный промежуток времени, включая период литификации карбонатных осадков.

Иная специфика имела место во взаимоотношении вулканизма и карбонатообразования. Безусловно, действие подводного вулканического фактора, на фоне которого протекала седиментация карбонатных осадков, накладывала определенный отпечаток как на течение этого процесса, так и некоторые особенности сформированных пород. Оно выражается в специфическом минеральном составе нерастворимого остатка, наличие определенного комплекса вторичных преобразований, иногда в особенностях химического состава. Однако в целом образование карбонатных пород унаследовано от общего фона карбонатообразования, господствующего в верхнеюрское время в альпийской геосинклинали Евразии. Вулканические явления оказывали неблагоприятное воздействие как на процесс формирования карбонатных осадков, так и на их дальнейшую сохранность в период литификации.

Питание обломочным материалом происходило внутри области развития самой вулканогенно-обломочной формации за счет размыва лавово-пирокластических образований. Другая часть нерастворимого остатка карбонатных пород имеет лавокластический характер. Роль терригенного компонента, свя-

занного с размывом более древних пород, несравненно меньшая. С этим фактором связано образование кварц-порфировых граувакк, а также гравелитов и конгломератов аналогичного состава, имеющих распространение в нижней части формации.

Таким образом, по источнику вещества слагающий формацию материал разнороден^х. Однако главная роль принадлежала вулканогенному и биогенному компоненту. В свою очередь продукты осадкообразования и седиментационная среда оказывали заметное влияние на состав и облик вулканических продуктов. Свидетельством такого воздействия является кальцитизация вулканитов, интенсивно проявленная в изученных отложениях и характерная вообще для вулканогенно-карбонатных формаций. Можно предполагать, что влияние седиментационного фактора проявлялось шире и многообразней. В этом процессе представляется интересным ряд явлений:

1. Морская вода и осадки создают внешнее давление среды, т.е. фактор большой важности при подводном вулканическом процессе.

2. Взаимодействие морской воды и осадков с поступающим магматическим расплавом приводит к резкому остыванию последнего и одновременно с этим к его быстрой дезинтеграции.

3. Во всех своих проявлениях морская вода (вода бассейна, иловые, седиментационные реликтовые воды) являлась основным источником водозных вод, которые в дальнейшем при смешении с вулканическими эманациями претерпевали ряд изменений (метаморфизм, перегрев), давая начало термальным растворам.

Как характерный генетический тип вулканогенно-карбонатная формация широко развита в северной части Армянской ССР, в пределах Сомхето-Карабахской зоны.

В пределах Кафанского антиклинория этой формации соответствует более мощная (2400-2800 м) вулканогенно-обломочная формация верхней юры-неокома (Мандалян, 1972, 1974).

Вулканогенно-обломочная формация сложена преимущественно лавово-пирокластическими и вулканотерригенными об-

^х В слагающем формацию материале И. В. Хворова (1963) выделяет четыре компонента: терригенный, вулканогенный, гидрогенный и биогенный.

разованиями. Поэтому разрезы формации (в особенности в нижней и средней частях) характеризуются идентичностью или близостью составов. Некоторое разнообразие в монотонное строение вносят известняки, залегающие среди вулканических в виде маломощных линз и пачек. Несмотря на интенсивный вулканизм, кремнистые породы редки.

В верхней части формации (титон-средний валанжин) местами карбонатные накопления расширяются в границах, достигая мощности 100–250 м. С прекращением вулканической деятельности масштабы карбонатообразования по площади резко увеличиваются (карбонатная субформация валанжина-баррема).

Таким образом, по характеру слагающих компонентов в этих двух пространственно разобобщенных формациях, наряду с общими чертами, имеются существенные различия. Они выражаются в разных соотношениях объемов вулканических, вулканогенно-терригенных и карбонатных пород. Эти различия отражают процессы сложного взаимодействия и соперничества вулканического и унаследованного литологического факторов, по-разному проявляющихся в каждой из формаций.

Примеры переходов (от вулканогенно-карбонатных формаций к вулканогенно-обломочным) известны из других регионов и характерны для подобных формаций (Хворова, 1966).

Вулканогенно-известняковая группа формаций, характерный тип которой был выделен и описан Л. Н. Формозовой (1963, 1968), в более узком подразделении объединяет большую группу формаций, отличающихся многими деталями вулканогенно-осадочного породообразования и металлогении.

По ряду характерных особенностей среди них выделяются (Л. Н. Формозова, 1968) самостоятельные группы.

1. Спилито-кератофировые шальштейновые формации. В их состав входят:

- а) вулканические породы спилито-кератофирового типа (лавы, пирокласты);
- б) карбонатные породы (известняки, мергели, реже доломиты);
- в) терригенные породы (сланцы, песчаники, алевролиты, часто с карбонатным цементом);
- г) хемогенные образования, источник которых вулканогенный (железные и марганцевые руды, яшмы, роговики и кремнистые сланцы).

Формации этого ряда содержат промышленные железные руды. По составу вулканических пород среди них выделяют два гомологичных ряда или две ветви одной вулканогенно-карбонатной группы формаций. Главная и наиболее распространенная группа формаций, содержащих промышленные руды, связана с основным спилито-диабазово-кератофировым вулканизмом (Рейнские сланцевые горы, Моравия, Гарц-девон), а другая (Горный Алтай-девон) - с кислым кварц-кератофировым вулканизмом.

2. Кремнисто-карбонатные формации.

Осадочные члены этой формации представлены известняками, мергелями, сланцами, известковистыми песчаниками, а вулканические крайне разнообразны по основности и всегда обладают повышенной щелочностью.

Наиболее распространены лавы и туфы спилитов и щелочных диабазов. Широко представлены различные кремнистые породы (яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы и кремнистые известняки), являющиеся ведущим членом парагенеза и придающие формации особый облик. Такие формации встречаются в эвгеосинклиналях часто, некоторые из них содержат месторождения железа.

Как следует из обзора, вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР отличается от вышеприведенных формаций рядом существенных особенностей. Отметим главные из них:

1. Более молодой возраст формации и меньшая мощность.

2. Преобладание основных, отчасти средних вулканитов, ограниченное развитие кислых.

3. Большие масштабы доломитообразования.

4. Неравномерное распределение кремнистых пород, которые лишь в определенных участках являются ведущим членом парагенеза,

5. Отсутствие разновозрастных с формацией железо-марганцевых руд.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа, Изд. АН Азербайджанской ССР, 1963.

Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1963.

Азарян Н. Р., Акопян В. Т., Чубарян Г. А. Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР. Юрская система.

Ананян Э. В., Алтунян А. З., Азизбекиян М. С. Новые данные о структуре центральной части Гугарацских гор. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, № 5.

Акопян В. Т. К вопросу о возрасте Артаминской свиты. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, ХУШ, 1965, № 6.

Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура, Изд. АН Арм. ССР, 1962.

Асланян А. Т. Иджеванское месторождение кварцитов. Изв. АН Арм. ССР, 1945, № 4.

Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении, Изд. АН Арм. ССР, 1949.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.

Багдасарян Г. П., Туманян Г. А. Геология Армянской ССР, т. УП. Доломиты.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сар-Арпа). Госгеолиздат, 1956.

Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., "Наука", 1974.

Габзиманян Р. А. Исландский шпат. Геология Армянской ССР, т. УП. Изд. АН Арм. ССР, 1966.

Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ сер. геол., вып. 10, 1959.

Виноградов С. С. Доломиты. Госгеолтехиздат, 1961.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра", 1965.

Дзоценидзе Г. С. О некоторых особенностях подводных извержений. Современный вулканизм. Тр. П Всесоюзного вулканологического совещания. М., "Наука", 1966.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., "Наука", 1964.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Ильин Н. И. О месторождении исландского шпата в Армении. Советская геология, 1964, № 1.

Карапетян А. И. Мовсесское месторождение. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1972.

Кононов А. Н. К вопросу о литологии и металлогении вулканогенных пород некоторых районов Горного Алтая. В сб. "Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири", Тр. СНИИГТИИМСа, вып. 5, М., "Недра", 1964.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.

Кочарян А. Е. Марганец. Геология Армянской ССР, т. У1. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН СССР, 1967.

Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии. В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия метаморфических толщ", вып. 1, М., "Недра", 1966.

Лебедев А. Н., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. М., "Наука", 1965.

Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев, 1962.

Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Вайкарского синклиория (Вост. склон Полярного Урала). М., "Наука", 1964.

Магакьян И. Г. Этапы развития и металлогеническое районирование территории Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. У1. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.

Малхасян Э. Г. Типы вулканических извержений и фациальное положение юрских вулканических образований Армении. Зап. Арм. отд. Всесоюз. мин. общества, вып. 4, 1970.

Максимова С. В. Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1961.

Максимова С. В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. Изд. АН СССР, 1963.

Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклиорий). АН СССР, Уральский филиал, 1965.

Мандалян Р. А. О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1964, № 3-4.

Мандалян Р. А. Типы и особенности образования доломитовых пород из верхнеюрских отложений северо-восточной части Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXIX, 1964, № 6.

Мандалян Р. А. Структурно-геологические типы верхнеюрских известняков северо-восточной части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1966, № 1-2.

Мандалян Р. А. К вопросу о доломитообразовании в вулканогенно-осадочных формациях. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1969, № 1.

Мандалян Р. А. О породообразующем и фациально-палеогеографическом значении водорослей из верхнеюрских отложений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XIX, 1969, № 5.

Мандалян Р. А. Вулканизм и формирование полезных ископаемых в верхнеюрских вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР. Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканологическому совещанию. Изд. Львовского ун-та, 1969.

Мандалян Р. А. Верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северо-восточной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970, № 2.

Мандалян Р. А. О своеобразном типе оолитов из верхнеюрских отложений Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970, № 4.

Мандалян Р. А. Основные черты литологии верхнеюрских (с нижним неокомом) вулканогенно-осадочных серий Армянской ССР. Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Тезисы докладов, Петрозаводск, 1972.

Мандалян Р. А. Верхняя юра - нижний неоком. Геология Армянской ССР, У, Литология. Ереван, 1974.

Мандалян Р. А. Продукты подводного вулканизма и некоторые черты вулканогенно-осадочного литогенеза верхнеюрских-нижнемеловых отложений Армении. IУ Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Тезисы докладов. Южно-Сахалинск, 1974.

Мандалян Р. А. О включениях карбонатных пород в шарово-подушечных лавах и их геологическом значении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, № 3.

Мандалян Р. А., Петросов И. Х., Цамерян П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XI, 1965, № 3.

Мандалян Р. А., Агамалян В. А. О спилитах из верхнеюрских отложений северной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, УШ, 1974, № 4.

Маслов В. П. Карбонатные желваки органического происхождения. БМОИП, отд. геол., 27/4, 1959.

Маслов В. П. Карбонатная проблематика округлой формы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 155, сер. геол., 166, 1955.

Маслов В. П. Ископаемые известняковые водоросли СССР. Изд. АН СССР, 1956.

Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические образования северной части Сомхето-Карабахской полого-складчатой зоны. Геология Армянской ССР, т. IУ. Петрография. Вулканические породы.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 39, 1958.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм. Тувы. Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1961.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Розонова Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1963.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира. Советская геология, 1962, № 1.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд. АН СССР, 1963.

Соколова Е. В. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. В сб. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого", т. П. (Труды, вып. 196). М., "Наука", 1968.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 124, 1951, № 5.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, II, III. Госгеолтехиздат, 1960, 1962.

Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 5.

Тихомиров С. В. О новой хроматической реакции для отличия кальцита от доломита. БМОИП, отд. геол., 26, 1951, № 4.

Товарова И. И. О выносе водорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. Геохимия, 1958, № 7

Формозова Л. Н. Эксгальционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. В сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хачатрян Н. С. О генезисе Мосеского месторождения. Тр. Арм. геол. управл., вып. 2, 1958. Изд. Ереванск. гос. ун-та.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения

литологии формаций. Сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. Сб. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые". М., "Наука", 1965.

Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4.

Хворова И. В., Ильинская М. П. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Тр. ИГН АН СССР, вып. 31, 1963.

Хворова И. В., Дзоценидзе Г. С. Хемогенные вулканогенно-осадочные образования. Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Тезисы докладов. Петрозаводск, 1972.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.

Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху Тр. МГРИ т. ХП, М., 1938.

Швецов М. С. О некоторых вторичных изменениях известняков. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, т. XXXIII, 1958.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е, М., Госгеолиздат, 1958.

Швецов М. С. К вопросу о диагенезе. - В кн: "Вопросы седиментологии". (Докл. сов. геологов на У1 Междунар. конгр. по седиментологии) М., 1960.

Яшвили Л. П. Об условиях формирования Севкар-Саригюхского месторождения марганца. ДАН Арм. ССР, т. III, 1971, т. III.

Amin R. Gindy Radioactivity and tertiary volcanic activity in Egypt. Economic Geology and the Bulletin of the society of Economic Geologist., vol. 56. May, 1961.

Riedel W. R., Ladd H. S., Tracey J. I. and Bramlette M. N. Preliminary drilling phase of Mohole project. Bulletin of the American association of the Petroleum. Geologist vol-45 NO ii (november, 1961-).

Murata K. L. and Erd R. C. Composition of Sediments from the Experimental Mohole project (Guadalupe sits). Journal of sedimentary vol. 34, N3, September, 1964.

Ж. О. Степанян

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕРЕВАНО-ОРДУБАДСКОЙ И
ГОРИССКО-КАФАНСКОЙ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА
(АРМЯНСКАЯ ССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Армянской ССР является хорошим объектом для выяснения особенностей вулканогенно-осадочного типа литогенеза внутренних зон альпийской геосинклинали Кавказа.

В настоящей работе сделана попытка раскрыть закономерности вулканогенно-осадочного седиментогенеза и познать характерный для него рудогенез на примере верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской (офиолитовой) и Горисско-Кафанской седиментационно-тектонических зон Армянской ССР. В соответствии с направленною работы основное внимание уделено составу и строению вулканогенно-осадочных комплексов, минералогопетрографической характеристике выделенных типов пород. В несколько меньшем объеме разбираются процессы постседиментационного преобразования отложений, дается формационный анализ рассматриваемых комплексов.

Кремнисто-вулканогенный комплекс Еревано-Ордубадской зоны

В Еревано-Ордубадской зоне от бассейна р. Ахурян на северо-западе до бассейна р. Килитчай на юго-востоке в виде прерывистой полосы прослеживаются по обнажениям и по данным бурения кремнисто-вулканогенные образования, относимые по возрасту к раннему коньяку (см. "Геология Армянской ССР", т. У, Литология, 1974).

Проведенные нами исследования были сосредоточены преимущественно в междуречье Азат и Веди. Вулканогенные породы комплекса представлены базальтами, диабазами, спилитами, взрывчатые продукты - туфами и туффитами того же петрохимического состава. Кремнистые образования сложены яшмами, кремнистыми туффитами и кремнисто-карбонатными породами. С кремнисто-вулканогенными образованиями обычно тесно связаны интрузии основного и ультраосновного состава.

Первые указания на наличие зеленокаменных пород в пределах рассматриваемой территории содержатся у В. Л. Егояна (1953¹, 1955, 1956^{1,2,3}). Более полные сведения о площадном распространении кремнисто-вулканогенных образований в бассейне р. Веди были получены М. А. Сатианом в результате развернувшихся в шестидесятые годы геологосъемочных и поисковых работ на нефть и газ, проводимых комплексной экспедицией, в составе которой участвовали сотрудники Института геологических наук АН Армянской ССР, Управления геологии и охраны недр Совета Министров Армянской ССР и геологического факультета Ереванского университета. Значительно пополнились знания по литологии пород кремнисто-вулканогенного комплекса после изучения кернов глубоких скважин, пробуренных в междуречье Азат и Веди, а также в бассейне р. Аракс (Сатиан, Степанян, Чолахян, 1968).

В изучении кремнисто-вулканогенного комплекса весьма интересными и, по-видимому, наиболее сложными являются данные о возрасте и геологическом положении его. Затруднения при определении геологической позиции кремнисто-вулканогенного комплекса обусловлены сложной тектоникой и бедной палеонтологической характеристикой. В 1952 г. В. Л. Егояном был обоснован верхнетуронский-нижнеконьякский возраст кремнисто-вулканогенных отложений. Позднее, в

1959 г., В. П. Ренгартен уточнил их возраст как нижнеконьякский. Этот же возрастной предел был подтвержден в 1960–1961 гг. группой сотрудников Института геологических наук АН Армянской ССР. Исследователи пришли к выводу, что кремнисто-вулканогенные образования подстилаются пачкой песчано-алевролитовых пород с характерной нижнеконьякской фауной. Перекрываются же они палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего коньяка.

В семидесятые годы значительно возрос интерес к изучению кремнисто-вулканогенных отложений междуречья Азат и Веди с точки зрения их возраста, тектонического положения и вещественного состава. К числу работ, отражающих эти вопросы, относятся труды А. В. Пейве (1969), А. Л. Книппера (1971), М. Г. Ломизе (1970^{1,2,3}) и др.

Краткий геологический очерк

Для того, чтобы полнее представить стратиграфо-тектоническое положение кремнисто-вулканогенных образований Еревано-Ордубадской зоны, остановимся на ее геологическом строении. Приводимый ниже краткий геологический очерк зоны дается по работам В. Л. Егояна (1955), Р. А. Аракеляна (1957), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959) и Ш. А. Азизбекова (1961).

Докембрий-палеозой (верхний протерозой-ордовик). Породы докембрия-нижнего палеозоя образуют одиночный изолированный выход в ядре Ераносской антиклинали и вскрыты скважинами в районах Паракара, Звартноца, Тазагюха и Зейвы. Они представлены метаморфическим комплексом, в котором Р. А. Аракелян (1957) на Арзакане выделил следующие свиты: 1. Арзаканская свита, сложенная в основном кварц-слюдяными, частично графитизированными сланцами. Мощность свиты 300–500 м. Предполагаемый возраст – верхний протерозой; 2. Бжнуяльская свита, состоит из хлоритовых, хлорито-слюдяных и графитистых сланцев с линзами доломита и мрамора. Мощность свиты 200–400 м. Возраст – нижний кембрий; 3. Дзораглухская свита, представлена амфиболитами, а также эпидотово- и хлоритово-роговообманковыми сланцами. Мощность свиты колеблется в пределах 600–1000 м. Возраст – средний кембрий; 4. Агверанская свита, сложена слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными обра-

зованиями, состоящими из диабазов, их туфов и туфобрекчий с линзами мрамора и роговиков. Мощность свиты до 800 м. Условно она относится к верхнему кембрию или ордовику.

Отложения среднего и верхнего палеозоя обнажаются по среднему течению р. Аракс и в бассейне р. Арпа, палеонтологически они хорошо охарактеризованы.

Девон. В разрезе среднего палеозоя наиболее древними являются среднедевонские породы, представленные кораллово-брахиоподовыми известняками. Мощность до 800 м. Верхний девон сложен кварцитами, песчаниками, глинистыми и песчанистыми сланцами и в подчиненном количестве известняками. Мощность до 650 м.

Карбон. Отложения каменноугольной системы представлены только нижним отделом. Внизу залегают терригенные песчано-сланцевые породы, сверху преобладают кораллово-фораминиферовые известняки. Мощность от 250 до 450 м.

Пермь. Пермские образования трансгрессивно, со скрытым, а иногда и с явным угловым несогласием залегают на разных горизонтах нижнекаменноугольного возраста. К нижней перми относится свита битуминозных известняков, содержащих кремнистые стяжения и конкреции. В основании свиты почти повсеместно залегает 1,5-метровый слой красновато-оранжевых аргиллитов с обломками известняков. Мощность от 300 до 600 м. Верхняя пермь сложена в нижней части тонко- и среднеслоистыми серыми битуминозными мшанковыми известняками, а в верхней — чередованием углистых песчаных известняков, мергелей и глинистых известняков красно-бурого цвета. Мощность колеблется от 70 до 150 м.

Триас. Отложения триаса согласно залегают на породах пермского возраста и связаны с ними постепенным переходом. Эти образования занимают небольшие площади в бассейнах рек Веди, Арпа, Джагрычай и Нахичеванчай. К нижнему триасу отнесены серые известняки мощностью 300 м. Средний триас представлен доломитами и доломитизированными известняками мощностью до 700 м. Верхний триас в районе сел. Джерманис выражен терригенно-угленосными образованиями, а в бассейне р. Нахичеванчай — доломитами. Мощность верхнетриасовых отложений около 600 м.

Юра. Юрские отложения имеют весьма ограниченное развитие в Даралагёзе, в районе сел. Хндзорут, и представлены

ее средним отделом. Сложены они осадочными породами мощностью около 100 м.

Нижний мел. Палеонтологически обосновано наличие только альба, к которому в бассейне р. Джагырчай, в районе сел. Гнишик, отнесена 200-метровая свита глинистых и известково-глинистых песчаников с красными базальными конгломератами в основании и пирокласто-эффузивная толща у сел. Гюлистан.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения занимают значительные площади в междуречье Азат и Веди, в верховьях рек Веди, Аргичи, в среднем течении бассейна р. Арпачай, в бассейне р. Джагырчай и в междуречье Ордубадчай и Килитчай.

Сеноман. К этому возрасту отнесена пачка песчаников, конгломератов, песчанистых известняков, мергелей, мощностью до 200 м.

Турон. Органогенно-детритовые известняки, в меньшем количестве конгломераты, песчаники, алевролиты. В бассейнах рек Хосров и Ах-су в известняках В. Т. Акоюном найдены туронские гастроподы и пелециподы (рудисты). Мощность отложений до 300 м. Скважиной у г. Веди вскрыты мощные шламовые и шламово-микрозернистые известняки с микрофауной *Globigerina* sp. (определения Ю. А. Мартриросян). Здесь мощность отложений турона значительно увеличивается, достигая 630 м.

В междуречье Ордубадчай и Килитчай верхний турон представлен вулканогенно-осадочными породами мощностью до 200 м.

Коньяк. В бассейне р. Веди разрез расчленяется на нижний и верхний коньяк. Нижнеконьякские отложения подразделяются на две части:

а) нижнюю - терригенную толщу, состоящую из полимиктовых песчаников, алевролитов и мергелей. По В. П. Ренгартену и В. Л. Егояну, о нижнеконьякском возрасте отложений свидетельствует *Vanoisiceras haberfellneri* Hauer var. cf. *desmoulini* Cross. (район развалин сел. Азизкенд);

б) верхнюю - кремнисто-вулканогенную толщу, выделенную впервые В. Л. Егояном под названием хосровской. Эта толща включает базальты, диабазы, спилиты, меньше: туфы, туффиты, вулкано-терригенные породы и яшмы. Палеонтологичес-

ки толща охарактеризована плохо. В линзах известняков В. П. Ренгартеном, В. Л. Егояном и В. Т. Акопяном были обнаружены остатки рудистов и пелеципод неудовлетворительной сохранности. Возраст толщи определялся на основании ее стратиграфического положения. Мощность толщи от 30 до 450 м.

В междуречье Азат и Веди скважинами (у г. Веди и у сел. Дзин) вскрыты погребенные поля кремнисто-вулканогенной толщи. Сложена она базальтами, андезито-базальтами, диабазами, спилитами, туфами, туффригами, реже вулканотерригенными и кремнистыми породами. Мощность толщи в скважине у г. Веди около 600 м, а в скважине у сел. Двин неполная мощность равна 1340 м. В основу параллелизации вскрытой скважинами толщи и кремнисто-вулканогенной толщи верховья р. Веди положены следующие данные: 1. Положение толщи в пределах верхнемеловой Еревано-Ордубадской седиментационно-тектонической зоны. 2. Подобная кремнисто-вулканогенной толще ассоциация пород. 3. Наличие интрузий габбро и гипербазитов, характерных для толщи верховья р. Веди.

Нижнеконьякский возраст вскрытой скважинами вулканогенно-осадочной толщи определяется в первую очередь по литологическому сходству пород с кремнисто-вулканогенной толщей верховья р. Веди. Кроме того, над вулканогенно-осадочной толщей вскрыты конгломераты и песчаники, возраст которых определяется как верхний коньяк. Верхнеконьякский возраст устанавливается по сходству их литологического состава с палеонтологически охарактеризованными отложениями верховья р. Веди. На конгломератово-песчаных отложениях залегают известняки (скважина у г. Веди) и пачка песчаников и алевролитов (скважина у сел. Двин), микрофаунистически и по литологическим данным отнесенные к сантону-верхнему сенону и низам палеоцена. В скважине у г. Веди толща налегает на органогенно-детритовые (шламовые) известняки, которые по обнаружению в них глобигерин и аномалин (определения Ю. А. Мартиросян), а также по ассоциации минералов нерастворимого остатка и по геологическим данным параллелизуются с органогенно-детритовыми известняками турона верховья р. Веди.

Итак, по данным бурения верхняя возрастная граница толщи устанавливается по подошве верхнего коньяка, а нижняя — не древнее верхнего мела, наиболее же вероятно — не древнее турона.

Во всех остальных участках Еревано-Ордубадской зоны коньяк-сантонские (нерасчлененные) отложения представлены микро- и криптозернистыми известняками мощностью до 200 м.

Верхний коньяк. В междуречье Азат и Веди к верхнему коньяку относятся алевролиты, песчаники, реже органогенно-детритовые известняки, глины и конгломераты. Возрастное положение пород верхнего коньяка палеонтологически обосновано. В ущелье р. Хосров В. Т. Акопяном определены многочисленные рудисты, а также гастроподы. Мощность до 300 м.

Сантон-верхний сенон. Известняки микрозернистые, песчаники, алевролиты, глины. В известняках междуречья Азат и Веди Ю. А. Мартиросян установлена следующая микрофауна: *Globotruncana arca* Cushman, *G. rosetta* Carsey, *G. conica* White, *G. erivanica* Martirosian *Globotruncana rosetta* Carsey. и др. Мощность отложений до 350 м.

Даний-палеоцен. Отложения этого возраста представлены свитой флишеидных образований — песчаников, алевролитов, известняков, мергелей с прослоями глин и конгломератов. Мощность свиты 400–500 м.

Эоцен. Палеонтологически охарактеризованные эоценовые отложения, представленные всеми тремя ярусами, обнажаются в бассейнах рек Азат, Веди, Арпачай, Нахичеванчай, Алинджачай и Гилянчай. В бассейнах рек Азат и Веди к эоцену относится свита флишевых отложений мощностью до 2500 м. На территории Нахичеванской АССР эоцен выражен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями андезитобазальтового состава, а также осадочными породами, общей мощностью до 2500 м.

Олигоцен. Эти отложения имеют локальное распространение в бассейнах рек Веди, Шагап, Арпа и в Нахичеванском синклинории. В пределах Армении нижний-средний олигоцен представлен морскими глинисто-песчанистыми отложениями мощностью до 1000 м. Выше они перекрываются озерно-континентальными образованиями верхнего олигоцена-нижнего миоцена (красноцветная молассовая свита) мощностью до 300 м. В Нахичеванском синклинории к олигоцену — нижнему миоцену относится свита вулканогенно-осадочных образований андезитового состава мощностью до 1500 м.

Миоцен. На территории Еревано-Ордубадской зоны отложения миоцена обнажаются только в Нахичеванском синклинории. В его пределах среднему миоцену соответствуют песчано-глинистые гипсоносно-соленосные отложения мощностью до 900 м.

Плиоцен. Небольшие выходы плиоценовых отложений имеются в междуречье Азат и Веди. Обнажаются они также в низовьях, в среднем течении р. Арпа и в истоках бассейна р. Нахичеванчай. В Армении они представлены вохчабердской вулканогенно-обломочной свитой мощностью до 500 м. Относительно возраста этой свиты существуют разные точки зрения. К. Н. Паффенгольц (1947) считает ее олигоценовой. А. Т. Асланян (1958) и А. А. Габриелян (1959) относят к верхнему миоцену-среднему плиоцену, причем А. Т. Асланян верхним возрастным пределом считает верхний миоцен. В Нахичеванской АССР к нижнему плиоцену относится биченагская эффузивная свита андезитового состава, мощностью до 1000 м.

Верхний плиоцен в рассматриваемой зоне сложен эффузивами андезито-базальтового состава и речными отложениями.

Четвертичные образования. Почти повсеместно они представлены аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и элювиальными отложениями, а также андезито-базальтами и травертинами.

В истории тектонического развития Еревано-Ордубадской геосинклинальной зоны отчетливо выделяются три стадии развития (Сатиан, 1973). Первая соответствует накоплению известняково-терригенного комплекса и охватывает интервал от сеномана до турона. Вторая стадия - от турона до раннего коньяка включительно характеризуется дифференциацией тектонических движений, сопровождавшихся прогибанием депрессивных зон и одновременно воздыманием разграничивающих их поднятий (Ренгартен, 1959). В результате тектонических подвижек, приуроченных к системе образовавшихся глубинных разломов, территория зоны подверглась дроблению на блоки и стала ареной активной вулканической деятельности. В это же время формировался вулканический пояс, состоящий из узких кулисообразно расположенных депрессий, в которых происходило накопление морских кремнисто-вулканогенных отложений. Третья стадия охватывает практически всю поздне меловую эпоху, включая частично и палеоцен. Она характеризуется накоплением грауваккового, известня-

кового и терригенно-карбонатного флишеидного комплексов (Сатиан, Степанян, 1966).

Общая характеристика кремнисто-вулканогенного комплекса

Кремнисто-вулканогенный комплекс состоит преимущественно из эффузивных, пирокластических и вулканогенно-осадочных (обломочных пород), меньше развиты кремнистые и карбонатные образования. Все эти породы в целом образуют слабо стратифицированный комплекс, в котором, однако, отмечаются слоистые пачки, сложенные туфопелитами и туффидами. На некоторых участках отложения комплекса сильно дислоцированы, в результате чего горизонты яшм и известняков, служащие реперами, смещены на разные уровни.

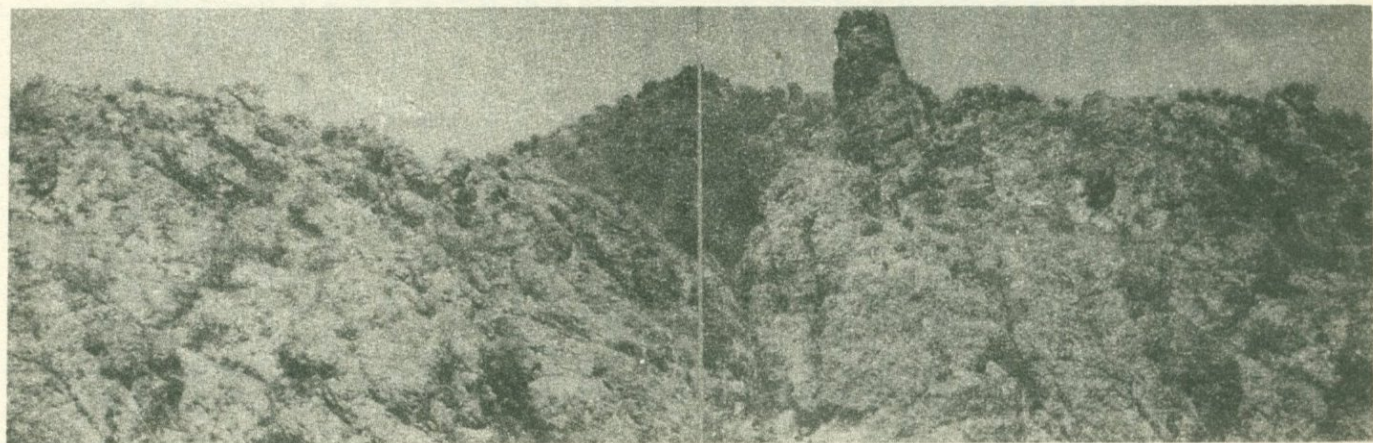
По составу и мощности отложений среди разрезов кремнисто-вулканогенного комплекса выделяются четыре типа.

Первый тип (разрезы центральной, восточной и юго-западной частей междуречья Азат и Веди) характеризуется преобладанием эффузивных образований. Латеральные изменения отложений и изменение мощностей позволяют выделить с запада на восток три подтипа.

Первый подтип. Разрезы этого подтипа развиты в бассейне р. Хосров. Сложены они главным образом базальтами, спилитами, меньше диабазами с редкими прослоями и линзами известняков. Весьма характерно для этого подтипа залегание в основании комплекса миндалекаменных эффузивов и известковистых грубообломочных туффигов. В верхах разреза почти всегда присутствуют красновато-бурые вулканотерригенные конгломераты. Мощность отложений от 45 до 114 м.

Второй подтип. К востоку от полосы развития осадков первого подтипа, в бассейне р. Кюсуз, характер отложений несколько изменяется. Отличительной чертой комплекса на этом участке является отсутствие мандельштейнов и грубообломочных туффигов в его основании и увеличение роли диабазов. Мощность отложений здесь заметно возрастает, достигая 218 м.

Третий подтип. По правобережью верхнего течения р. Веди, в районе развалин сел. Азизкенд, кремнисто-вулканогенный комплекс претерпевает некоторые изменения. Основной фон, как и в предыдущем подтипе, составляют диабазы и базаль-



Фиг. 1. Выходы пород кремнисто-вулканогенного комплекса в районе развалин сел. Азизкенд.

ты, но при заметном увеличении прослоев и линз известняков и яшм. В основании разреза этого подтипа появляется пачка лавовых брекчий. Вместе с тем весьма характерно развитие пачек аповитрических пелитовых туфов и туффитов среди эффузивов. Мощность комплекса в пределах 420—450 м.

К разрезу второго типа относятся локально развитые в бассейне р. Хосров отложения. Эти разрезы резко отличаются от первого типа, образованы они исключительно вулканотерригенными породами. Мощность комплекса не превышает 30 м.

К третьему типу отнесены разрезы отложений кремнисто-вулканогенного комплекса, вскрытые скважинами, пробуренными у г. Веди и у сел. Двин. Этот тип разреза характеризуется пестротой состава: он сложен преимущественно пирокластическими, вулканогенно-осадочными (обломочными) породами андезитово-базальтового состава при значительном развитии основных эффузивов. Здесь комплекс значительно увеличивается в мощности за счет повышения в его строении роли пирокластических и вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. В скважине у г. Веди мощность комплекса около 600 м, а в скважине у сел. Двин неполная мощность (забой не вышел из кремнисто-вулканогенных образований) — 1340 м.

Четвертый тип разреза (разрез скважины у сел. Заритап в бассейне р. Арпа) сложен преимущественно пирокластическими породами базальтового состава. Мощность комплекса в пределах 800 м.

Типы пород кремнисто-вулканогенного комплекса и некоторые вопросы их про- исхождения

Кремнисто-вулканогенный комплекс, как нами было показано выше, характеризуется большой пестротой и сложностью состава слагающих пород. В обнажениях верховья р. Веди и междуречья Азат и Веди преобладают эффузивные породы, а вулканокластический материал имеет подчиненное значение. Значительно увеличивается роль вулканокластики в разрезах, вскрытых скважинами. Меньшее развитие в строении комплекса имеют собственно осадочные образования.

Эффузивные породы

Эффузивные породы являются одним из важнейших членов кремнисто-вулканогенного комплекса. Они были изучены А. Х. Мнацаканян. В наиболее полном виде эти данные обобщены А. Х. Мнацаканян в "Геологии Армянской ССР" (т. 1У, 1970).

В районе наших исследований развиты лавы основного состава.

Рассмотрим наиболее распространенные из них, определяющие облик комплекса.

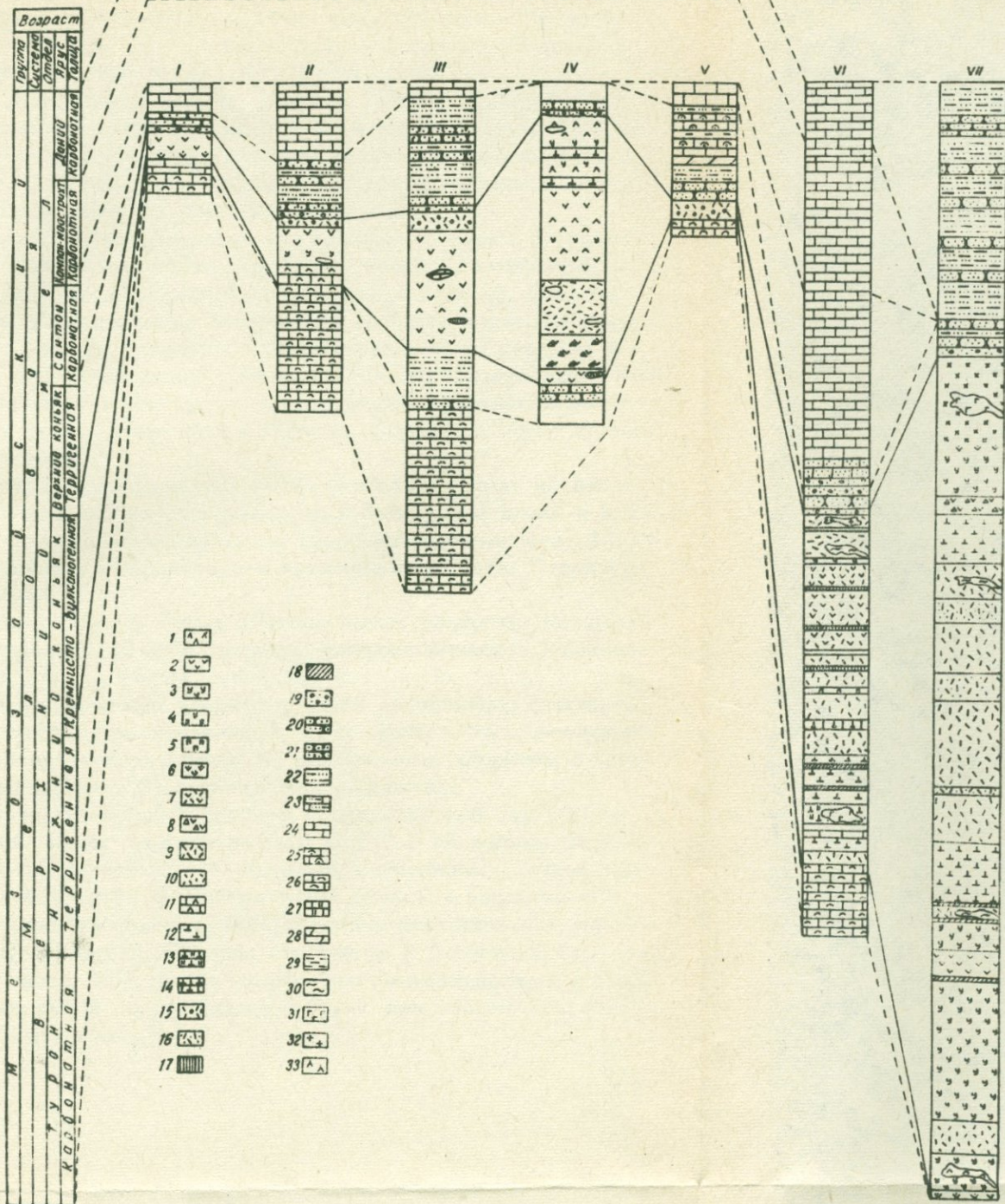
Базальты. Это фиолетово-серые, сильно трещиноватые, в различной степени раскристаллизованные, часто миндалекаменные породы. Среди базальтов развиты как афировые, так и порфиоровые разновидности. Характеризуются они интерсертальной, гиалопилитовой структурами основной массы.

Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен, рудный минерал и бурое основное вулканическое стекло.

Плагиоклазы (№ 56-66) составляют главную массу пород. В базисе они слагают беспорядочно расположенные лейсты и тонкие таблички, во вкрапленниках - крупные, преимущественно призматические, реже таблитчатые кристаллы размером от 0,6 x 0,02 мм до 1,5 x 0,2 мм. В интерстициях между лейстами плагиоклазов развиты скопления зерен моноклинного пироксена и бурое вулканическое стекло. Плагиоклазы в большинстве случаев изменены вторичными процессами. Они подверглись альбитизации, кальцитизации, гидрослюдицизации.

В миндалекаменных базальтах миндалины составляют около 15-26% породы. Округлой или неправильной формы миндалины размером от 1 до 2 мм сложены преимущественно хлоритом и кальцитом. Хлорит обычно слагает их внутреннюю часть. Некоторые миндалины сложены только кальцитом или хлоритом. В таких случаях хлорит представлен сферолитовыми или чешуйчатыми агрегатами.

Диабазы. Наиболее распространенные диабазы зеленовато-серые, различно раскристаллизованные, трещиноватые афировые, реже порфиоровые породы с апоинтерсертальной, часто офитовой структурами основной массы. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, стекла и неправильных зерен рудного минерала.



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов кремнисто-вулканогенных и осадочных образований между речья Азат и Веди

1 - северное крыло Ахсунинской антиклинали, в 1 км к северо-востоку от развалин сел. Агасалу. II - северо-восточное крыло Ахсунинской антиклинали, в 2 - 2,5 км к северо-востоку от развалин сел. Агасалу. III - северо-восточное крыло Ахсунинской антиклинали: правобережье р. Веди - коралловый овраг - гор. Црут. IV - район развалин сел. Азизкенд. V - северо-восточное крыло Кешишдагской антиклинали, район развалин сел. Агасалу. VI - скважина у г. Веди. VII - скважина у сел. Двин.

1 - базальты, 2 - диабазы, 3 - спилиты, 4 - вариолиты, 5 - андезиты, 6 - миндалекаменные базальты, андезито-базальты и спилиты, 7 - шлаковые туфы базальтового состава, 8 - андезито-базальтовые и андезитовые лавобрекчи, 9 - туфы андезито-базальтового состава алевритовой и псаммитовой размерности, 10 - туфы андезито-базальтового состава пелитовой размерности, 11 - туффиты грубообломочные, 12 - туффиты псаммитовые и алевритовые, 13 - туффиты кремнистые пелитовой размерности, 14 - туффиты известковистые пелитовой размерности, 15 - вулканотерригенные конгломераты, 16 - вулканотерригенные песчаники, 17 - яшмы, 18 - глинистые яшмы, 19 - конгломераты, 20 - песчаники, 21 - песчаники известковистые, 22 - алевролиты, 23 - алевролиты известковистые, 24 - известняки микрозернистые, 25 - известняки шламово-микрозернистые, 26 - известняки органогенно-детритовые, 27 - известняки кремнистые, 28 - мергели, 29 - глины, 30 - серпентиниты, 31 - габбро, 32 - диориты, 33 - эссекситы.

Плагиоклазы образуют длиннопризматические кристаллы размером от 0,4 x 0,006 мм до 2,3 x 0,4 мм. Представлены битовнитом (№ 78-86), а в некоторых образцах - лабрадором (№ 65-68). Среди моноклинных пироксенов господствует авгит, изредка встречается титан-авгит.

На минеральный состав диабазов оказали большое влияние вторичные процессы зеленокаменного перерождения. Плагиоклазы альбитизированы, пелитизированы, нередко хлоритизированы. По пироксенам развиваются хлорит, эпидот, кальцит. Стекло разложено и замещено хлоритом.

Спилиты. Характеризуются красновато-бурой, буровато-фиолетовой, реже зеленовато-бурой окраской, массивной, а иногда хорошо выраженной подушечной текстурой. Состоят спилиты из игольчатых микролитов альбита, девитрифицированного базиса, сложенного хлоритизированным стеклом и тонких агрегатов рудного минерала. В хлоритизированной массе в небольшом количестве в виде мелких скоплений неправильной формы встречается кальцит. Структура пород апоинтерсертальная.

Хорошо раскристаллизованные спилиты состоят из лейст альбита или альбит-олигоклаза до 0,8-0,9 мм в длину и призмочек моноклинного пироксена (изредка титан-авгита). Иногда встречаются вкрапленники кристаллов альбита. Структура спилитовая.

Среди спилитов часты амигдалоидные разности. Миндалины составляют 10-20% породы. Микроскопическое изучение показало, что развиты миндалины следующих типов: 1) полностью выполненные хлоритом, часто радиального строения. В ядре хлорит светло-зеленый, а по краям - темно-зеленый или желтовато-коричневый; 2) выполненные хлоритом с кальцитовым ядром и 3) выполненные кальцитом.

Встречаются также спилиты с вариолитовой структурой основной массы (вариолиты). Состоят вариолиты из радиально-волокнистых, метельчатых, сноповидных пучков тонких волокон альбита. Внутри таких пучков - вариолей - и между ними рассеяны субмикроскопические зернышки, по-видимому, пироксена. Вариолы погружены в буроватую стекловатую массу. Иногда стекло сильно гематитизировано и представляет собой полупрозрачную бурюю или совсем непрозрачную черную массу.

Химический состав эффузивных пород^x

Таблица 1

№ п/п	Порода	Компоненты в процентах													Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	
1	Диабаз	49,05	1,89	13,62	10,13	0,87	0,20	8,57	2,63	6,50	0,50	-	5,82	0,35	100,13
2	Диабаз, по Дэли	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	8,94	5,79	3,07	0,97	0,25	-	1,89	100,00
3	Базальт, по Дэли	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	8,95	6,17	3,11	1,52	0,45	-	1,62	100,00
4	Вариолит	45,68	1,48	17,97	12,01	1,09	0,07	4,24	4,07	5,80	1,60	-	6,05	0,72	100,78
5	Вариолит	56,40	1,02	17,70	10,54	0,58	0,19	4,41	0,90	6,50	0,21	-	1,62	0,17	100,24
6	Трахибазальт	55,37	2,25	17,98	3,87	2,77	0,15	4,91	2,39	5,20	3,30	0,16	1,78	0,26	100,39
7	Кератофир	59,90	0,19	18,03	5,22	1,16	0,05	1,33	0,82	5,00	5,50	-	2,77	0,42	100,39
8	Трахибазальт	47,72	1,48	17,63	9,09	2,12	0,03	7,21	2,48	2,75	2,80	-	5,57	1,30	100,18
9	Спилит, по Дэли	51,22	3,32	13,66	2,84	9,20	0,25	6,89	4,55	4,93	0,75	0,29	0,94	1,88	100,72
10	Кератофир	60,93	0,29	18,76	4,09	1,61	0,06	0,91	0,92	6,50	3,50	-	1,83	0,22	99,62

Таблица 1 (продолжение)

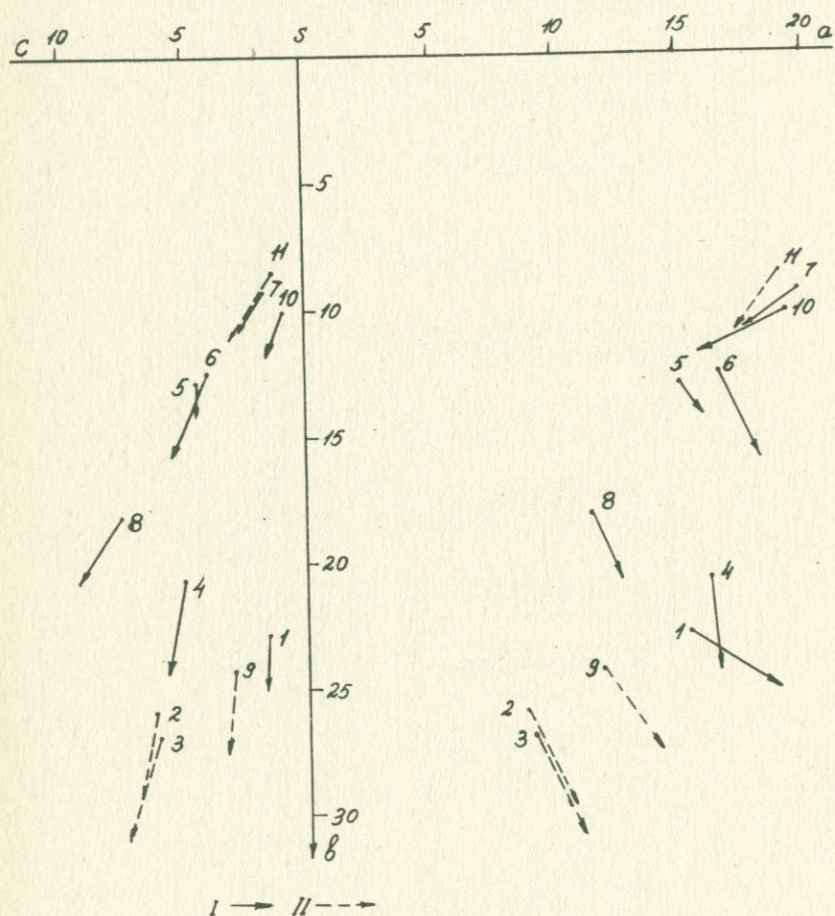
№ п/п	Порода	Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому												
		a	c	b	s	a'	f'	m'	e'	n	ψ	t	Q	a/c
1	Диабаз	15,6	1,6	22,8	60,0	-	44,6	20,2	35,2	95,5	39,8	2,8	-12,8	9,7
2	Диабаз, по Дэли	8,8	6,2	25,9	59,6	-	42,5	38,8	18,7	81,7	12,8	2,2	3,6	1,3
3	Базальт, по Дэли	9,2	6,1	26,8	57,9	-	41,6	39,8	18,6	25,8	17,6	7,0	8,7	1,5
4	Вариолит	16,4	5,0	20,6	58,0	-	59,7	36,6	3,7	84,7	54,4	2,4	-19,8	3,3
5	Вариолит	15,2	4,4	12,9	67,5	-	78,5	12,1	9,4	98,0	13,9	1,4	0,2	3,4
6	Спилит	16,7	4,1	12,4	66,8	-	50,4	33,2	16,4	7,06	2,71	3,02	-3,9	4,1
7	Спилит	19,2	1,7	9,2	69,9	22,2	62,5	15,3	-	58,3	5,0	1,3	-43,1	11,3
8	Спилит	11,5	7,5	18,0	63,0	-	61,2	26,2	12,6	59,7	48,7	23,1	-4,5	1,5
9	Спилит, по Дэли	12,0	3,0	24,3	60,7	-	46,5	31,7	21,8	90,9	9,8	4,5	-5,6	4,0
10	Спилит	19,4	1,0	10,1	69,5	34,1	50,5	15,4	-	73,0	35,0	3,8	-0,8	19,4

1. Обр. 300/38. Бассейн р. Кюсуз. 4. Обр. 674а. Сквжина у сел. Двин. 5. Обр. 304/25, Бассейн р. Хосров. 6. Обр. 2151а. Сквжина у сел. Двин. 7. Обр. 300/30а, Бассейн р. Хосров. 8. Обр. 1867а. Сквжина у сел. Двин. 10. Обр. 300/32. Бассейн р. Хосров.

Примечание. В этой и в последующих подобных таблицах химический состав пород скважин приводится по материалам М. А. Сатиана и автора.

X Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР С. Г. Чаталян и З. Ш. Гаспарян

О химическом составе эффузивных пород дает представление табл. 1, где приведены для сравнения также анализы близких к ним по составу пород, по Р. Дэли. Принадлежат они к нормальному и пересыщенному Al^2 рядам. Характерной особенностью эффузивов кремнисто-вулканогенного комплекса является несколько повышенное содержание щелочей при преобладании Na_2O над K_2O . Однако в некоторых образцах содержание Na_2O и K_2O примерно одинаково. Весьма примечательно также преобладание суммарного железа над магнием.



Фиг. 3. Диаграмма химических составов эффузивных пород. I—породы кремнисто-вулканогенного комплекса; II—средние составы пород, по Р.Дэли.

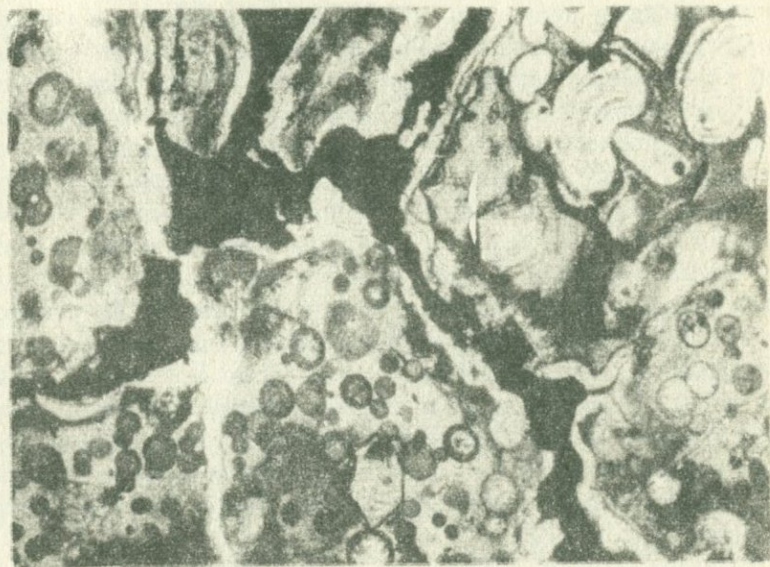
Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные) породы

Туфы по составу основные и средние: базальтовые, андезитобазальтовые, реже андезитовые.

Туфы базальтового состава характерны для разреза кремнисто-вулканогенного комплекса, вскрытого скважиной у сел. Заритап.

Шлаковые туфы состоят из пористых аповитрических обломков, которые образованы желтовато-зеленым или желтовато-бурым неравномерно пигментированным вулканическим стеклом с микролитами плагиоклаза. Нередко среди обломков встречается бурое ожелезненное базальтовое стекло. Форма фрагментов неправильная, обтекаемая с вогнутыми или выпуклыми гранями. Размеры их от 0,2 до 1-1,5 см.

Скрепляются обломки гематитовым агрегатом, иногда карбонатным материалом, реже хлоритом. Участками фрагменты плотно примыкают друг к другу.



Фиг. 4. Шлаковый туф. Шлиф. Увел. 50, ник. 1

Шлаковые туфы отличаются от всех других туфов как по своему минеральному, так и химическому составам (табл. 2).

Иммерсионный анализ показал, что минеральный состав этих пород характеризуется высоким содержанием хлорита, разложенных хлоритизированных зерен и гематита; спорадически присутствуют эпидот, цоизит, авгит.

Химический анализ туфов показывает высокое содержание MgO (8,04–8,91%), Fe_2O_3 (8,69–9,36%), TiO_2 (2,50–2,64%) и пониженное SiO_2 (35,97–42,62%).

Туфы, состоящие из смеси литокластов, кристаллов и витрокластов, в зависимости от преобладания того или иного компонента, относятся к кристалло-литокластическим и кристалло-лито-витрокластическим.

Туфы кристалло-литокластические по размеру обломков псефо-псаммитовые. Сложены они обломками пород с примесью кристаллокластов. Состав литокластов, как правило, не очень разнообразный: преобладают базальты, отличающиеся лишь по структуре основной массы, довольно много обломков бурых оруденелых эффузивных пород, в небольшом количестве присутствуют диабазы, шлаки, спорадически отмечаются пелитовые туфы. Среди литокластов почти всегда встречаются амигдалоидные разности. Форма обломков пород причудливая, иногда угловато-округлая, иногда округлая.

Кристаллокласты представлены полисинтетическими двойниками основного плагиоклаза, пироксеном (преимущественно авгитом), реже обыкновенной роговой обманкой. В некоторых образцах содержание кристаллов настолько велико, что они приближаются к туфам лито-кристаллокластическим. Зерна плагиоклаза обычно замещены хлоритом и альбитом. Нередко плагиоклазы имеют внешнюю кайму, состоящую из анортоклаза. Плагиоклазы имеют идиоморфные очертания, нередко обломаны и иногда оплавлены. Некоторые кристаллы сильно вытянуты. Пироксен и обыкновенная роговая обманка образуют то ясно очерченные кристаллы, то неправильные зерна. В небольшом количестве присутствуют призматически лучистые агрегаты аутигенного пренита, а также мелкие зерна эпидота.

Помимо того, в тяжелой фракции иммерсионным методом установлены магнетит, гематит, баркевикит, сравнительно редко энстатит. Из моноклинных пироксенов, кроме авгита, наблюдается диопсид. Сортировка материала в туфах низкая. Они слагаются обломками размером от 0,2 до 2 мм и более, но преобладают обломки величиной 0,75–2 мм.

Таблица 2

Химический состав базальтовых туфов^х

№	Компоненты в процентах															Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	SO ₃	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	CO ₂	
1	35,97	2,64	11,12	9,36	2,36	0,15	11,43	8,91	-	-	0,75	3,00	1,62	13,50	-	100,81
2	42,62	2,50	15,35	8,69	1,43	0,11	6,30	8,04	-	0,40		1,20		12,91	-	99,55
3	48,45	0,90	17,29	3,84	4,65	0,12	9,27	6,76	0,52	0,13	3,45	0,60	0,45	1,30	2,87	100,60
4	49,02	0,91	17,62	4,47	4,24	0,12	8,64	7,41	-	0,12	3,20	0,70	1,13	-	2,61	100,19
5	47,83	1,20	16,30	5,85	4,49	0,18	8,08	8,06	-	0,07	3,10	0,70	0,61	0,68	3,50	100,65
6	45,77	1,26	18,38	7,48	3,04	0,10	10,34	4,25	сл.	0,18	3,00	0,80	0,20	2,46	3,50	100,76
7	47,48	1,22	19,96	5,98	2,31	0,25	8,98	5,33	-	0,23	4,20	0,80	0,44	0,27	3,27	100,72
8	44,35	1,28	16,40	8,75	2,31	0,14	5,41	7,41	-	0,23	3,00	2,20	2,05	2,93	4,27	100,73

Таблица 2 (продолжение)

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t	Q	a/c
1	6,8	5,1	39,5	48,7	-	29,8	43,0	27,2	27,2	22,8	5,2	-21,4	1,3
2	2,4	9,0	29,8	58,8	12,5	34,4	53,1	-	40,0	29,7	4,2	3,8	0,3
3	8,8	7,8	24,3	58,9	-	33,7	49,6	16,7	90,2	14,2	1,3	-7,4	1,1
4	8,4	8,1	24,2	59,1	-	34,2	54,0	11,8	88,1	16,5	1,3	-6,5	1,0α
5	8,1	7,3	26,3	57,6	-	36,6	52,6	10,8	87,7	19,2	1,8	-7,6	1,1
6	8,6	9,3	22,8	59,1	-	44,6	38,2	20,2	84,2	31,2	2,1	-8,1	0,9
7	11,3	8,7	21,0	59,0	-	38,9	46,3	14,8	88,3	26,4	1,8	-13,3	1,3
8	10,8	6,8	25,2	57,2	-	43,1	55,1	1,8	67,6	32,8	2,1	-14,0	1,6

1. Шлаковый туф псефо-псаммитовый. Обр. 1116. Скважина у г. Веди. 2. Шлаковый туф псефо-псаммитовый. Обр. 1059-а. Скважина у г. Веди. 3. Туф кристалло-литокластический, псефо-псаммитовый. Обр. 1044. Скважина у сел. Заритап. 4. Туф кристалло-литокластический, псефо-псаммитовый. Обр. 1044-а. Скважина у сел. Заритап. 5. Туф кристалло-литокластический, псефо-псаммитовый. Обр. 1166. Скважина у сел. Заритап. 6. Туф кристалло-литокластический, псефо-псаммитовый. Обр. 1260. Скважина у сел. Заритап. 7. Туф кристалло-литокластический, псаммо-алевритовый. Обр. 1300. Скважина у сел. Заритап. 8. Туф кристалло-литокластический, псаммо-алевритовый. Обр. 1303. Скважина у сел. Заритап.

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР Н. А. Иванян и З. Ш. Гаспарян

Кластический материал скрепляется цементом мелкоалевритовой и пелитовой размерностей, имеющим тот же состав, что и крупные обломки. На некоторых участках цементирующая масса очень скудная, образована она хлоритом, обволакивающим в виде тонких каемок литокласты. Там же, где цемент практически отсутствует, ясно вырисовывается конформное соотношение обломков. Кроме того, местами в промежутках между литокластами отмечаются выделения кальция.

Туфы кристалло - лито - витрокластические по гранулометрической характеристике псаммо-алевритовые. Состоят они из обломков вулканического стекла с примесью обломков кристаллов и эффузивных пород.

Витрический материал представлен фрагментами вулканического стекла, раскристаллизованного в хлоритовый и гидрослюдистый агрегаты. Иногда хлорит образует выделения внутри витрокластов. Вулканическое стекло имеет характерные для витрокластов причудливые контуры. Кристаллокласты представлены обломками магнетита, основного плагиоклаза, нередко полисинтетически сдвойникового. Зерна плагиоклаза почти всегда регенерированы альбитом и хлоритом. Форма их угловатая, призматическая. Обломки пород в подавляющем большинстве представлены фрагментами оруденелых эффузивных пород, отмечаются также базальты. Форма обломков пород неправильная, угловатая или обтекаемая. В незначительном количестве имеется осадочная примесь, к которой относятся редкие фораминиферы плохой сохранности.

В тяжелой фракции туфов преобладают зерна магнетита и гематитизированные обломки, содержание темноцветных (главным образом это авгит) резко падает по сравнению с туфами кристалло-литокластическими и шлаковыми.

Туфы умеренно отсортированы: в них преобладает фракция 0,05-0,1 мм; присутствуют также фракции 0,1 и 0,05 мм. Иногда встречаются разности с высокой степенью сортировки материала.

Цемент очень скудный, хлорит - гидрослюдистый. Контуры обломочного материала подчеркнуты тонкими пленками хлорита и гидрослюды. Это, по всей вероятности, указывает на вынос железа и магния в пространство между фрагментами при девитрификации стекла. Местами цементирую-

шая масса состоит из карбонатного материала, часть которого возникла, по-видимому, за счет растворения карбонатных раковин, а другая — связана с эпигенетическими процессами.

Туфы андезито-базальтового состава представляют собой крепкую, часто зернистую породу серой, темно-серой и зеленовато-серой окраски. Состоят они из смеси литокластов, кристаллов и витрического материала в различных соотношениях. Почти всегда, однако, доминируют витрокласты и лишь изредка — кристаллы.

Туфы лито-кристалло-витрокластические по размеру обломков делятся на псаммитовые, крупноалевритовые, мелкоалевритовые и пелитовые.

Туфы псаммитовые и крупноалевритовые состоят из витрокластов с примесью кристаллов и литокластов. Витрокласты представлены девитрифицированными в разной степени вулканическими стеклами. Среди них выделяются: а) бурые слабо девитрифицированные стекла (начальная стадия девитрификации); б) стекла, замещенные прозрачными цеолитами (анальцимом); в) стекла, замещенные ярко-оранжевыми цеолитами (морденитом); г) стекла, замещенные зелеными хлоритами.

На некоторых участках хорошо выражена перлитовая структура вулканических стекол с характерными округлыми трещинами. Витрокласты имеют неправильную, причудливую форму. Для них характерны выпукло-вогнутые грани со сглаженными или острыми контурами.

Кристаллы представлены плагиоклазами, пироксенами, эпидотом. Изредка наблюдаются единичные зерна бесцветных гранатов, апатита, сфена. Плагиоклазы имеют форму либо призм, либо неправильных осколков. Пироксен и эпидот неправильно-оскольчатые, сглаженно-угловатые. Литокласты представлены собственно пирокластическими и в незначительном количестве резургентными образованиями. К пирокластическим относятся обломки диабазов, спилитов, вариолитов. Резургентный материал, в котором допустима примесь аксидентальных фрагментов, представлен обломками дробленых жильных пород, пелитовых туфов, окварцованных пород и яшм. В подавляющем большинстве литокласты свежие. Обломки пород изометричны и имеют обтекаемую форму.

Описываемые туфы хорошо сортированы. Для их гранулометрии характерно следующее: кристаллы и витрокласты име-

ют примерно одинаковые размеры и всегда наиболее грубой частью являются литокласты, величина которых от 0,5 до 2 мм.

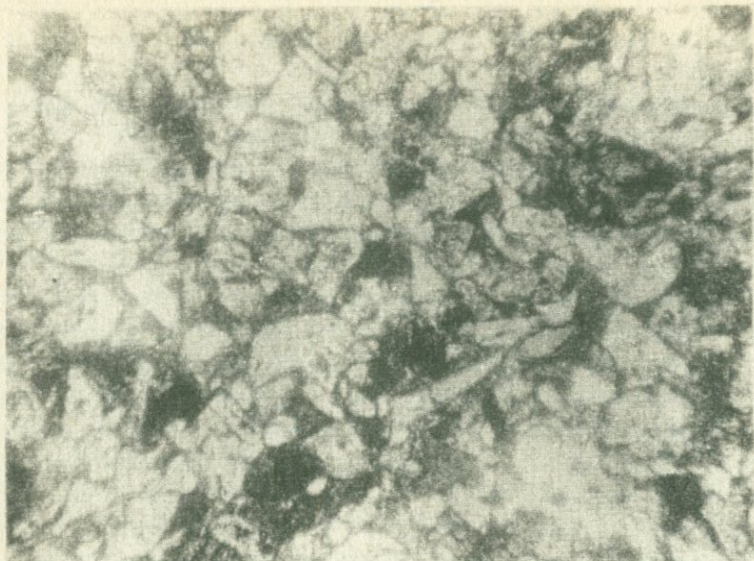
В туфах очень мало связующего материала. Фрагменты часто соприкасаются, порой внедряясь друг в друга. Между обломками развиваются хлорит, цеолиты, возникающие, по-видимому, при изменении тонкого витрокластического материала. Очень часто новообразованный хлорит обволакивает в виде тонких каемок обломки вулканических стекол.

Мелкоалевритовые туфы очень похожи на псаммитовые и крупноалевритовые составом, но отличаются большим содержанием связующей массы, переслаиванием с пелитовыми туфами. На первый взгляд содержание связующей массы оказывается завышенным из-за малых размеров и измененности литокластов, как бы сливающихся с общей массой. Цементирующий аповитрокластический материал составляет до 30% породы. В нем реликты пепловой структуры сохраняются редко. Стекло раскристаллизовано в хлоритовый, пренито-эпидото-хлоритовый агрегаты. Встречаются также новообразования глинистых минералов и кальцита.

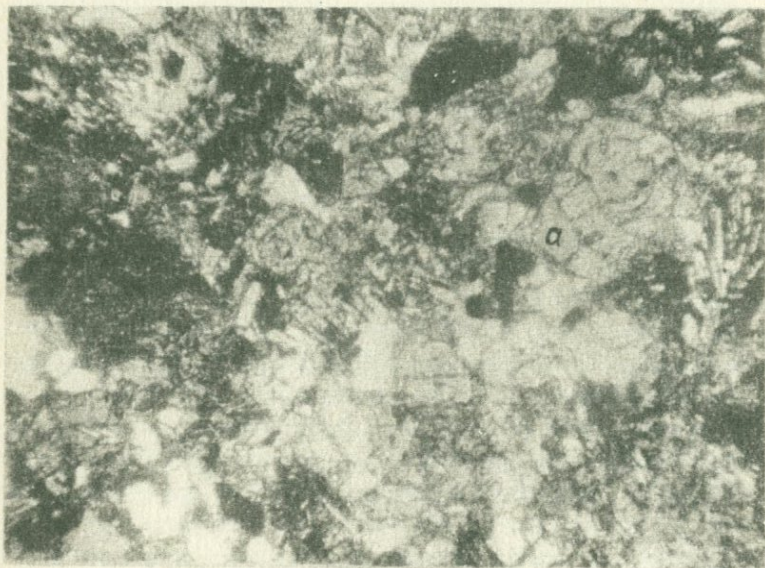
Иммерсионными исследованиями установлено, что для минерального состава витрокластических туфов характерно постоянное присутствие цеолитов и вулканического стекла из легких минералов, а среди тяжелых в большом количестве развит авгит, меньше — магнетит, пирит, гематит, пикотит, хромит, эпидот, роговая обманка обыкновенная и базальтическая.

В туфах кристаллокластических цеолиты присутствуют в небольшом количестве и не всегда. Но в них определяются высокие содержания плагиоклазов в легкой фракции, а в тяжелой — авгита, пирита, магнетита, гематита. В небольшом количестве отмечается пикотит, гранат, турмалин, гиперстен, роговая обманка обыкновенная и базальтическая.

Туфы аповитрические пелитовые — продукты постседиментационного преобразования тонкого, в основном витрического материала. Микроскопическое изучение показало, что они часто имеют брекчиевидный облик из-за густой сети трещинок. Иногда трещинки настолько разрастаются, что создается впечатление будто порода состоит из отдельных крупных обломков. Трещинки выполнены кальцитом, анализ-



Фиг. 5. Крупноалевритовый кристалло-витрокластический туф. Шлиф. Увел. 50, ник. 1



Фиг. 6. Перлитовая отдельность цеолитизированного вулканического стекла (а). Псаммитовый кристалло-литовитрокластический туф. Шлиф. Увел. 35, ник. 1

цимом, иногда одновременно и кальцитом и анальцитом, в подчиненном количестве встречается хлорит. Но наряду с такими брекчиевидными встречаются и монолитные, почти не трещиноватые туфы.



Фиг. 7. Пелитовый аповитрический туф. Шлиф.
Увел. 72, ник. 1

Слагаются пелитовые туфы главным образом микро- и тонкозернистым агрегатом (размер частиц 0,002–0,005 мм, изредка 0,008–0,01 мм). Последний представляет собой цеолитизированное или хлоритизированное, неравномерно пропитанное гематитом вулканическое стекло, контуры которого улавливаются в отдельных шлифах при большом увеличении. Часто эти туфы "загрязнены" глинистыми частицами. В породе иногда рассеяны кристаллокласты, представленные алевритовыми угловатыми плагиоклазами. Обломки пород, как правило, отсутствуют. Содержание осадочной примеси не поддается определению. К ней относятся изредка встречающиеся обломки раковин.

Иммерсионным анализом установлено, что главными компонентами легкой фракции пелитовых аповитрических туфов являются вулканическое стекло и разложенные (хлоритизированные и цеолитизированные) зерна. Значительно меньше плагиоклазов и халцедона. В тяжелой фракции преобладают

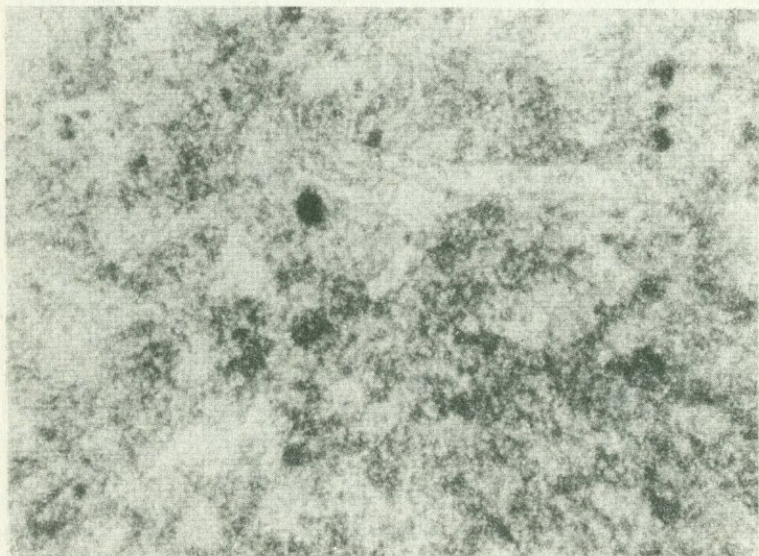
рудные минералы (гематит и лимонит) и авгит. Кроме того, отмечаются эпидот, цоизит, магнетит, роговая обманка обыкновенная.

Химический состав туфов показан в табл. 3. Как видно из таблицы, содержание кремнезема в них составляет 54,82–60,91% при 13,34–17,17% глинозема. Как и в эффузивных породах, в туфах преобладает Na_2O над K_2O .

Туффиты. К этой группе относятся породы смешанного состава и происхождения. Состоят они из материала пирокластического и осадочного, причем пирокластический компонент превышает 50% (ортотуффиты).

Это крепкие породы с раковистым или шершавым изломом. Окраска изменчива: от серой, темно-серой до почти черной, зеленовато-черной. По гранулометрии выделяются туффиты грубообломочные, псаммитовые, алевритовые и пелитовые.

Туффиты грубообломочные сложены угловатыми, иногда округлыми обломками базальтов и шлаков, погруженными в микрозернистый известковый цемент. Вверх по разрезу количество и размер обломков возрастают и соответственно уменьшается содержание цемента, в результате чего туффиты приобретают облик вулканических брекчий.



Фиг. 8. Пелитовый авовитрический туф. Увел. 160, ник. 1.

Таблица 3

Химический состав андезито-базальтовых и андезитовых туфов^x

№ п/п	Компоненты в процентах													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	
1	57,11	0,72	15,11	3,25	2,41	0,05	4,00	4,48	3,20	1,50	-	6,10	3,04	100,97
2	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	-	4,00	1,82	100,57
3	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	-	5,41	1,42	100,98
4	55,57	0,69	15,02	4,19	1,89	0,09	7,11	3,81	2,20	1,90	0,09	6,52	1,02	100,10
5	57,44	0,69	17,17	0,78	2,85	0,08	4,93	3,19	3,40	1,50	-	5,78	2,87	100,68
6	60,91	0,95	14,85	1,85	4,45	0,07	1,54	3,93	3,92	1,70	0,19	5,44		99,80
7	56,74	0,62	13,34	5,60	1,75	0,19	5,88	2,10	2,00	0,62	-	10,23	1,88	100,95
8	54,82	0,62	13,76	5,60	1,75	0,15	6,72	2,06	1,75	2,00	0,08	8,07	1,82	99,20

Таблица 3 (продолжение)

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f	m'	c'	n	ψ	t	Q	a/c
1	15,8	2,4	15,6	66,4	-	33,8	49,8	16,4	86,0	18,6	9,7	1,4	6,8
2	15,9	0,4	19,7	64,0	-	37,7	33,4	28,9	46,2	23,0	0,9	4,2	39,7
3	9,8	5,8	15,9	68,5	-	41,1	38,4	20,5	81,0	19,2	0,9	11,6	1,7
4	8,2	6,9	15,4	69,5	-	38,0	45,2	16,8	63,7	18,6	9,6	15,7	1,2
5	10,6	6,6	12,0	70,8	13,7	37,6	48,7	-	77,5	6,2	0,9	13,8	1,6
6	10,8	2,2	18,0	69,0	27,8	36,0	36,2	-	77,8	8,6	12,6	14,2	4,9
7	5,9	7,2	12,6	74,2	-	60,3	32,0	7,7	84,2	43,1	0,8	29,5	0,8
8	7,6	6,6	14,3	71,4	-	53,4	27,8	18,8	57,1	38,1	0,8	21,1	1,1

1. Туф лито-кристалло-витрокластический, крупноалевритовый. Обр. 1010. Скважина у сел. Двин. 2. Туф лито-кристалло-витрокластический, псаммитовый. Обр. 1203. Скважина у сел. Двин. 3. Туф лито-кристалло-витрокластический, крупноалевритовый. Обр. 1394. Скважина у сел. Двин. 4. Туф лито-кристалло-витрокластический, мелкоалевритовый. Обр. 2191. Скважина у сел. Двин. 5. Туф лито-кристалло-витрокластический, псаммитовый. Обр. 1056. Скважина у сел. Двин. 6. Туф лито-кристаллокластический, крупноалевритовый. Обр. 1360. Скважина у г. Веди. 7. Туф аповитрический, пелитовый. Обр. 305/19. Район развалин сел. Азизкенд. 8. Туф аповитрический, пелитовый. Обр. 308/7. Район развалин сел. Азизкенд.

Х Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР М. М. Языджян и З. Ш. Гаспарян.

В туффитах псаммитовых и алевритовых прокластикой безусловно являются витрокласты, кристаллы и часть литокластов. Витрический материал представлен обломками бурого и бесцветного, нередко цеолитизированного, вулканического стекла. Фрагменты стекла имеют причудливую форму с характерными выпуклыми или вогнутыми гранями.

Кристаллы представлены плагиоклазами, в меньшем количестве моноклинными пироксенами. Плагиоклазы неправильно-оскольчатые, иногда призматические. Пироксены сглаженно-угловатые. Морфология кристаллов, а также их сходство с таковыми в туфах, свидетельствуют о пирокластической природе плагиоклазов и пироксенов.

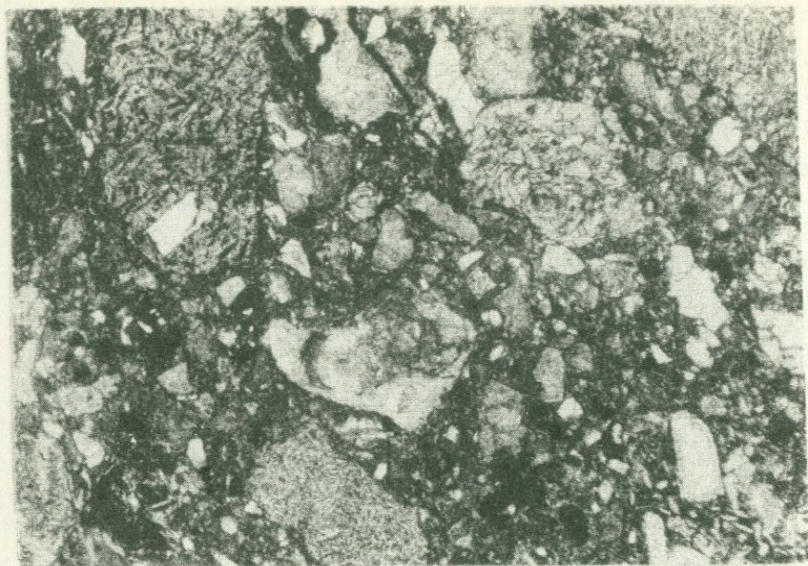
Литокласты по составу и структуре разнообразны. Представлены они обломками эффузивных пород андезито-базальтового, базальтового и меньше андезитового состава с различными структурными модификациями. Форма литокластов изометричная и преимущественно обтекаемая, иногда комковатая. Характер изменения их очень разный. Это позволяет считать, что часть литокластов, подобно наблюдаемому в туфах, пирокластического происхождения, а другая часть является продуктом эрозии вулканических построек (вулcano-терригенный компонент). Вполне возможно, что среди литокластов имеется и резургенный материал, т.е. продукты дробления при вулканическом взрыве пород предыдущих извержений. Однако он не отличим под микроскопом от вулcano-терригенного.

Несомненным осадочным компонентом являются остатки диатомовых и встречающиеся иногда раковинки радиолярий. Некоторые образцы отличаются повышенной карбонатностью. В них наблюдаются стяжения микрозернистого кальцита (очевидно, седиментационного).

Отсортированность туффитов низкая. Отметим, что в них, как и в туфах, обломки пород по сравнению с остальными фрагментами имеют наибольшие размеры, достигая 1,5–2 мм.

Связующей массы мало, обломки примыкают друг к другу. В некоторых образцах, однако, количество связующей массы достигает 20–30%. Представлена она глинистым веществом и новообразованиями хлорита. Участками хлоритово-глинистый цемент замещается кальцитом.

Пелитовые туффиты по составу кремнистые. Эти породы красно-бурого, зеленовато-бурого цвета, крепкие, с



Фиг. 9. Туффит псаммитовый. Шлиф. Увел. 35, ник. 1

раковистым изломом. Состоят они из тонкообломочного (0,01 мм), преимущественно витрического материала и тонкокристаллического кварца. Одна часть кварца, по-видимому, представляет собою продукт раскристаллизации пепла, а другая — имеет седиментационное происхождение, так как наблюдаются постепенные переходы между кремнистыми туффитами и собственно кремнистыми породами (яшмами). В породе присутствуют выделения гематита, придающие им буроватые тона окраски. Иногда по базису неравномерно рассеян сохранившийся пирокластический материал, представленный обломками кристаллов плагиоклазов и зернами рудных минералов. Собственно осадочный материал — это остатки радиолярий и диатомовых (?).

При изучении иммерсионных препаратов туффитов в минеральном составе их был установлен весьма разнообразный набор обломочных минералов тяжелой фракции: магнетит, пикотит, хромит, авгит, гиперстен, энстатит, роговая обманка обыкновенная, актинолит, биотит, гранат, циркон, турмалин, реже — ильменит, титан-авгит, базальтическая роговая обманка, тремолит. Из аутигенных характерны: пирит, гематит,

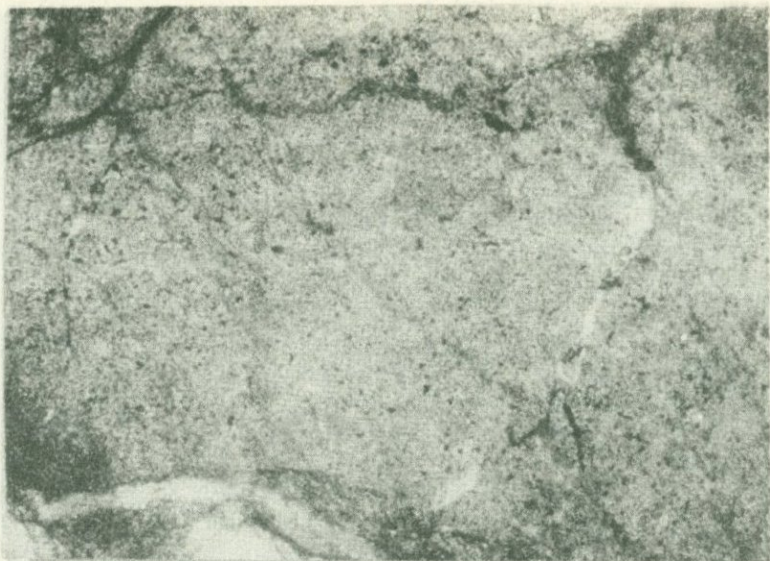
Химический состав туффов^x

Таблица 4

№ п/п	Компоненты в процентах													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	
1	55,31	0,75	17,35	3,85	3,29	0,12	8,00	3,61	2,90	1,20	-	3,03	1,41	100,82
2	45,09	1,70	11,44	3,12	4,02	0,29	9,88	5,87	2,10	1,12	0,50	14,24		99,37
3	57,70	0,85	15,18	0,71	3,87	0,07	3,99	3,08	4,64	1,93	0,23	7,96		100,21
4	42,79	1,65	10,31	3,84	3,87	0,29	11,91	5,99	1,71	1,17	0,53	15,65		99,71
5	59,23	0,79	13,69	3,27	2,62	0,09	7,35	3,56	0,62	0,62	0,08	3,74	0,48	99,27

1. Туфит псаммитовый. Обр. 1616. Скважина у сел. Двин. 2. Туфит крупноалевритовый. Обр. 1440-а. Скважина у г. Веди. 3. Туфит крупноалевритовый. Обр. 1309. Скважина у г. Веди. 4. Туфит кремнисто-железистый, пелитовый. Обр. 1470. Скважина у г. Веди. 5. Туфит кремнистый, пелитовый. Обр. 1566-б. Скважина у сел. Двин.

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР З. Ш. Гаспарян и С. Г. Чаталян



Фиг. 10. Кремнистый туффит. Шлиф. Увел. 72, ник. 1

лимонит, хлорит, эпидот, редко определяются глаукоцит и цоизит. Среди минералов легкой фракции отмечается высокое содержание разложившихся зерен и плагиоклазов при подчиненном значении обломков пород и вулканического стекла. Спорадически наблюдаются кварц, опал, хлорит.

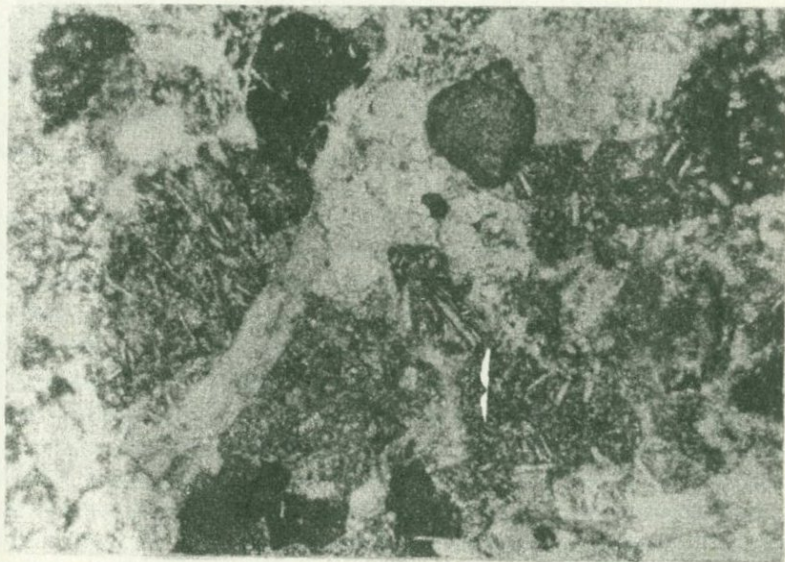
Химический состав туффитов приведен в табл. 4.

Вулкано-терригенные породы. В результате разрушения и переотложения местных вулканических образований, синхронных (в геологическом смысле) седиментации, возникают вулкано-терригенные породы. Они представлены вулкано-терригенными конгломератами и песчаниками.

Вулкано-терригенные конгломераты, залегающие в кровле кремнисто-вулканогенного комплекса, представляют собой красновато- и серовато-бурые породы. Сложены они обломками величиной от 1-2 до 50-60 см, но преобладают фрагменты в 5-10 см. Степень окатанности их различная, в основном они окатаны, но есть полуокатанные и угловатые обломки. Состав обломков: андезитобазальты, базальты, диабазы, спилиты, меньше вариолиты; нередко миндалекаменные разности этих эффузивов. Встречаются также туфы, яшмы и изредка микрозернистые известняки. Цементи-

рующая масса состоит из средне- и крупнопесчаного материала. На некоторых участках связующая масса имеет алевритисто-кремнисто-железистый состав. Количество связующей массы в конгломератах составляет 30-40% породы.

Вулкано-терригенные песчаники — это довольно крепкие породы темно-серого и черного цвета. Они состоят из обломков андезитов, андезито-базальтов, диабазов, спилитов, вариолитов, туфов, реже яшм и известняков с примесью обломков бурого непрозрачного, а также цеолитизированного вулканического стекла и кристаллов плагиоклазов. Породы хорошо сортированы. Размер обломков 0,5-2 мм. Форма их неправильная, в основном со сглаженными контурами, иногда встречаются угловатые обломки. Связующая масса либо отсутствует, и тогда обломки плотно примыкают, образуя структуры типа конформных, либо она очень скудная и представлена вторичным хлоритовым агрегатом.



Фиг. 11. Вулкано-терригенный песчаник. Шлиф. Увел. 35, ник. 1

Обломочный материал вулкано-терригенных пород, являясь типично автохтонным, сформировался за счет размыва пород кремнисто-вулканогенного комплекса. Этим вулкано-терригенные песчаники отличаются от полимиктовых терригенных от-

ложений, развитых на исследуемой территории. В то же время они отличаются и от туфов. Их специфическими признаками являются окатанность обломков, относительно большее количество и большое разнообразие литокластов, наличие среди последних фрагментов туфов и осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса.

Косвенным диагностическим признаком, отличающим вулканотерригенные песчаники от терригенных, является состав вторичных минералов. Как известно, минералообразование в породах, богатых вулканическим материалом, идет особенно интенсивно. Среди аутигенных минералов легкой фракции вулканотерригенных песчаников примечательно постоянное присутствие цеолитов и хлорита, из обломочных — плагиоклазов (преимущественно альбита) и вулканического стекла. Из аутигенных минералов тяжелой фракции устанавливаются пирит (в некоторых образцах содержание его значительно), гематит, лимонит, хлорит и эпидот; обломочные минералы представлены авгитом, магнетитом, меньше — хлоритом, пикотитом, титан-авгитом, цирконом, гиперстеном, энстатитом, роговой обманкой обыкновенной и базальтической.

х х х

Коньякский век на Малом Кавказе охарактеризовался усилением дифференцированных движений, сопровождавшихся прогибанием депрессионных зон и одновременно воздыманием разграничивающих их поднятий (Ренгартен, 1959). В Еревано-Ордубадской зоне наиболее интенсивное прогибание происходило в бассейне р. Веди. В результате тектонических подвижек, приуроченных к системе образовавшихся глубинных разломов, область Еревано-Вединского прогиба подверглась дроблению на блоки и стала ареной активной вулканической деятельности. В это же время формировался вулканический пояс, состоящий из кулисообразно расположенных депрессий (Карабахлар-Двинской, Хосров-Армикской, Дагнасской и др.), приближающихся по структуре к грабеновидным и выполненным вулканическими, пирокластическими и вулканогенно-осадочными (обломочными) породами (Сатян, Степанян, Чолахян, 1968). В ряде случаев эти депрессии ограничены разломами. Например, Карабахлар-Двинский

грабен с севера ограничен разломом, проходящим вдоль южного крыла Ераносской антиклинали, с юга — Гяуркаласинским разломом.

В раннем коньяке Еревано-Вединский прогиб представлял собой морской бассейн. Об этом говорит переслаивание эффузивов с радиоляриевыми кремнистыми породами и микрозернистыми известняками, а также развитые участками подушечные лавы.

Питание бассейна было двояким:

1. По образовавшимся разломам происходили трещинные излияния основной лавы. В результате дробления основного расплава под влиянием быстрого охлаждения образовались шлаковые туфы, как это объясняет на примере Южного Урала И. В. Хворова (1966).

2. Наряду с лавовыми излияниями происходило питание бассейна пирокластикой. Выбросы пирокластического материала были связаны с взрывной деятельностью вулканов центрального типа, представляющих собой вулканические острова, возвышающиеся над уровнем моря. Участки предполагаемого развития вулканических аппаратов располагались в районе скважины у сел. Двин.

Попадая в морскую среду, лава и крупная пирокластика накапливались вблизи вулканических очагов, а более мелкий материал, разносясь по склонам вулканов, концентрировался в наиболее прогнутых частях депрессий.

Одновременно протекало смешение пирокластического материала с продуктами осадочного происхождения (туффиты). В периоды затухания вулканической деятельности, а иногда и синхронно вулканизму происходило разрушение (размыв) и переотложение вулканического материала (вулкано-терригенные породы).

Осадочные породы

Кремнистые породы. Парагенетически ассоциируют с вулканиками. Они, как правило, слагают линзы среди вулканических образований, самостоятельные прослой редки. Размеры линз варьируют в широких пределах: их мощности изменяются от 3–6 до 15–20 м при протяженности от нескольких до сотен метров.

Внешне это коричневато-бурые, красно-бурые, иногда зеленовато-серые, очень твердые породы с раковистым изло-

мом. Охарактеризуем главные типы кремнистых пород.

Яшмы микрозернистые, слоистые, плитчатые. Слоистость в них горизонтальная, тонкая (3–8 см), подчеркнутая пропластками (1–5 см) тонкоплитчатых глин. Обычно слоистость выдерживается по простиранию, хотя нередки случаи кулисообразной слоистости, выклинивания отдельных слоев, а также объединения их в более мощные пакеты. Участками отмечается ритмичное строение пакета из яшм в основании ритма и глины – в кровле. Слойки яшм обладают отчетливой микрослоистостью (1–2 мм), которая связана с послойным скоплением радиолярий или гематита, либо она обусловлена изменением тональности окраски красного цвета.

Яшмы – это высококремнистые породы (SiO_2 – 85 – 90 %) с незначительной алюмосиликатной примесью (0,16–3,79%). Состоят они из микро- и криптокристаллического кварца, расщеченного жилками (2–3 мм в поперечнике) мозаичного кварца и кальцита. Встречаются также мелкие трещинки, выполненные гидроокислами железа. В отдельных образцах наблюдается небольшое количество хлорита, реже мельчайших чешуек слюды. Иногда присутствуют зерна алевритовой размерности. Форма их остроугольная, расплывчатая, как бы смешивающаяся с основной кремнистой массой, хотя встречаются и окатанные обломки с отчетливыми контурами. Представлены они кварцем, либо плагиоклазом. В бурых яшмах присутствует тонкораспыленный гематит. По мере повышения в породе содержания железа увеличивается интенсивность ее окраски. В некоторых яшмах наблюдаются безгематитовые участки, а в светлых разностях – сильно гематитизированные пятна. Это свидетельствует о постседиментационном перемещении железа.

Яшмы, как светлые, так и бурые, богаты остатками радиолярий. Структура раковин сохраняется редко, хотя иногда попадают раковины с хорошо сохранившимися иглами. Образованы они либо радиально-лучистым халцедоном, либо тонкозернистым кварцем. Иногда органогенные остатки выполнены карбонатом или хлоритом. Кроме радиолярий, в некоторых образцах встречаются спикулы кремневых губок.

Глинистые яшмы отличаются от вышеописанных значительным содержанием глинистой примеси. Под микроскопом видно, что этот тип кремнистых пород состоит из гли-

Таблица 5

Химический состав кремнистых пород

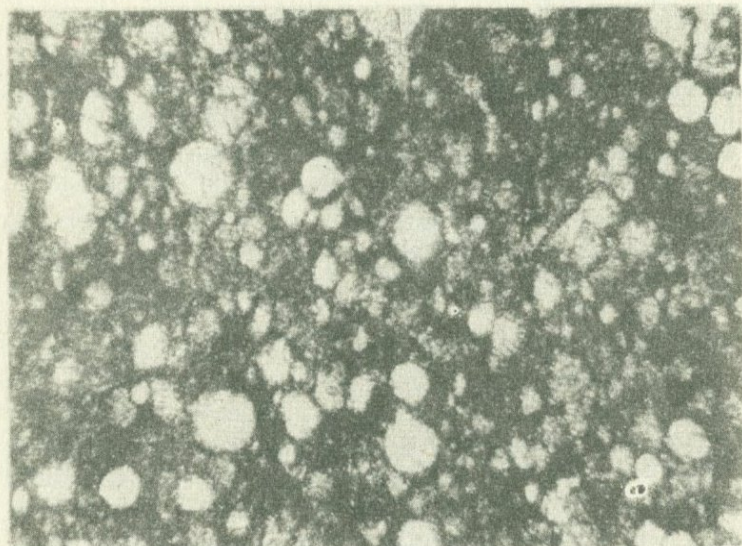
№ п/п	Компоненты в процентах													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	
1	85,76	0,49	0,16	1,30	-	0,01	6,02	1,37	0,17	0,35	-	5,23	0,08	100,84
2	90,52	0,13	3,79	1,15	0,14	0,01	0,92	0,42	0,57	0,62	-	1,73	0,14	100,14
3	69,47	0,45	7,86	3,32	0,43	0,12	6,51	1,51	1,20	1,45	0,17	7,48		99,97
4	69,74	0,66	11,47	4,80	0,65	0,10	2,00	1,82	1,10	2,20	-	4,14	1,86	100,54
5	42,20	0,13	5,57	2,50	-	0,09	25,53	0,50	1,75	0,15	-	21,16	0,04	100,12

1. Яшма. Обр. 301/1а. Бассейн р. Кюсуз. 2. Яшма. Обр. 304/12а. Бассейн р. Кюсуз. 3. Глинистая яшма. Обр. 941. Сквжина у г. Веди. 4. Глинистая яшма. Обр. 1727. Сквжина у сел. Двин. 5. Известковая яшма. Обр. 300/42. Бассейн р. Хосров.

Х Аналиты выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР З. Ш. Гаспарян и С. Г. Чаталян

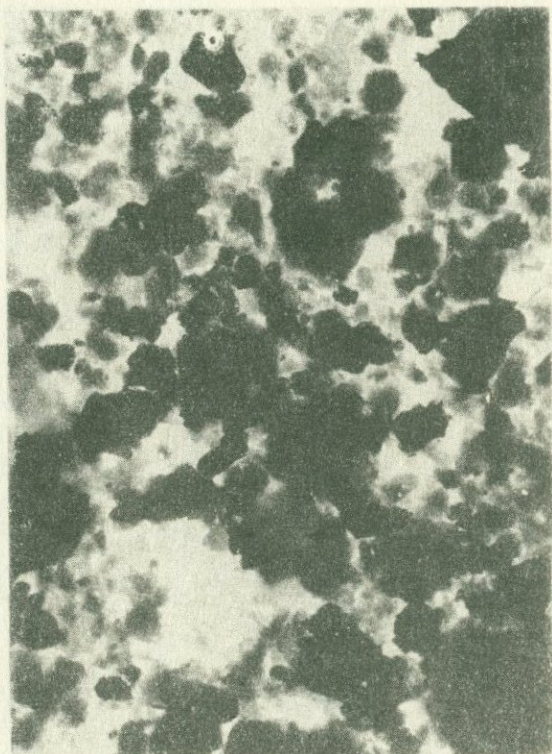


Фиг. 12. Красно-бурая яшма, рассеченная прожилками кальцита и кварца. Пришлифовка. Увел. 2,3



Фиг. 13. Яшма с остатками радиолярий. Шлиф. Увел. 50, ник. 1

нисто-кремнистой тонкодисперсной массы, в которой различаются более крупные чешуйчатые агрегаты. Глинистый материал пронизывает породу неравномерно, концентрируясь отдельными участками. В небольшом количестве, но почти всегда, присутствуют новообразования кварца, кальцита и альбита. Рентгенографическое изучение фракции $< 0,001$ мм (табл. 6), выделенной из глинистых яшм, а также электронномикроскопические исследования (фиг. 14) и кривые нагревания показывают, что основным компонентом этой фракции является гидрослюда диоктаэдрической и триоктаэдрической фаз. В одном образце методом электронографического анализа удалось установить, что гидрослюда относится к полиморфной модификации 1М.



Фиг. 14 Фракция $< 0,001$ мм глинистых яшм (гидрослюда). Электронномикроскопический снимок. Увел. 4400.

Результаты
расчета рентгенограмм глинистой фракции глинистых яшм

Образец 1204			Образец 1727		
	d n	dB n	j	d n	dB n
1	2	3	4	5	6
4	4,52	4,10	2	4,44	4,03
3	4,26	3,87	2	4,19	3,79
2	4,02	3,65	5	(3,65)	3,31
5	(3,68)	3,33	3	3,487	3,161
2	3,54	3,21	10	3,298	2,989
10	3,32	3,02	3ш	2,820	2,556
4	3,19	2,89	4	2,686	2,435
1	(2,970)	2,692	3ш	2,548	2,310
3	(2,834)	2,569	1	(2,495)	2,262
5	2,692	2,440	2	2,433	2,205
5ш ⁺	2,576	2,335	3ш	2,368	2,146
2	2,511	2,276	2	2,258	2,047
2	2,450	2,220	3	2,105	1,908
2	2,391	2,168	2ш	1,973	1,788
3	2,279	2,066	3	1,830	1,659
3	2,202	1,996	5	1,802	1,633
4	2,119	1,920	5	(1,686)	1,528
4	1,979	1,794	3ш	(1,659)	1,504
3	(1,840)	1,668	1ш	1,588	1,440
7	1,815	1,645	7	1,533	1,390
6	(1,694)	1,536	6 p ⁺⁺	(1,499)	1,359
5ш	(1,661)	1,506	2 p	1,477	1,338
2	(1,601)	(1,451)	4	1,447	1,311
7	1,538	1,394	8	1,367	1,239
8	1,504	1,364	3	1,298	1,176
7-6	1,487	1,348	2	1,283	1,163
7	1,455	1,319	3	1,252	1,135
9ш	1,372	1,244	2	1,226	1,112

1	2	3	4	5	6
1	1,351	1,225	3-4	1,196	1,084
5	(1,301	1,179	4 p	1,178	1,068
3	1,288	1,167	3	1,151	1,043
5	1,255	1,137	2	1,140	1,033
3	1,227	1,112	1	1,104	1,001
5	1,198	1,086	5	1,079	0,978
6	1,179	1,068			
3	1,153	1,045			
4	1,140	1,033			
4	1,104	1,000			
4	1,080	0,979			
3	1,054	0,556			
3	1,034	0,937			

⁺ ш - широкая линия

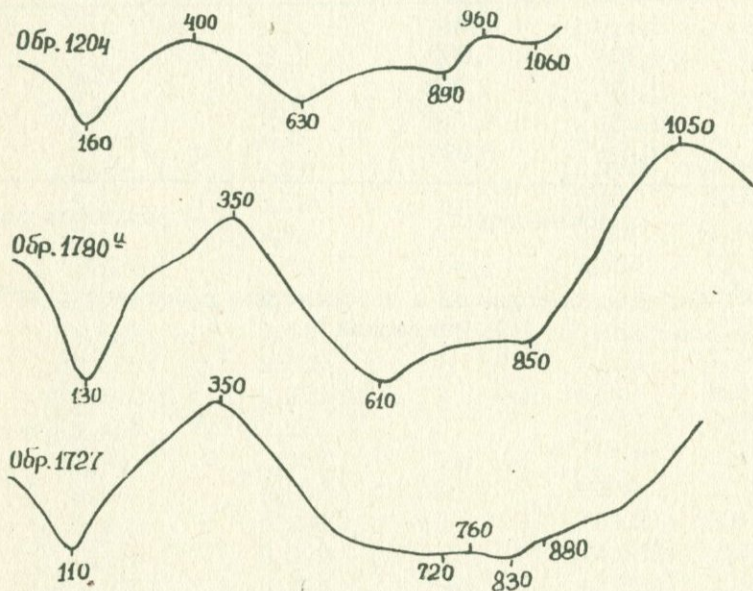
⁺⁺ p - размытая линия

^x Анализы выполнены в лаборатории рентгеноструктурного анализа ИГН Н.В.Ревазовой

Глинистые яшмы содержат остатки радиолярий, но по сравнению с чистыми яшмами содержание их здесь ниже.

Химический состав глинистых яшм характеризуется значительным возрастанием содержания глинозема (до 11,47 %).

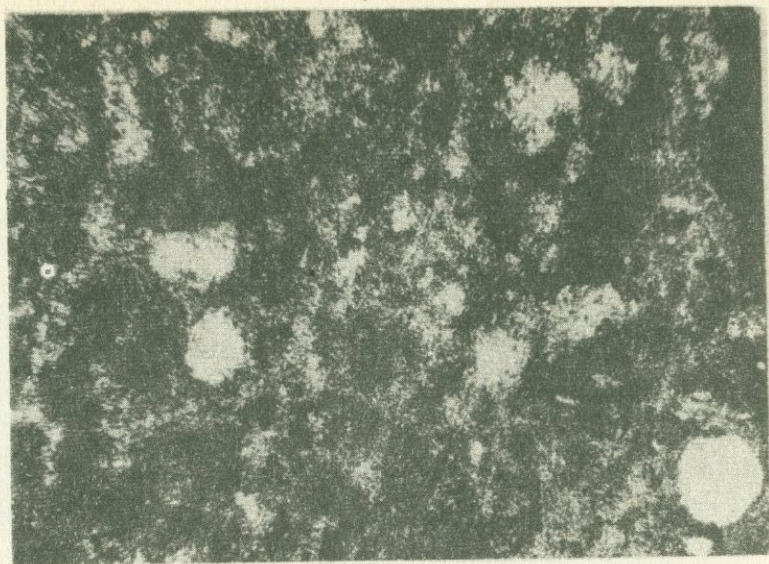
При сравнении химического состава рассматриваемых верхнемеловых яшм с таковыми из Южного Урала, Центрального Казахстана, Хабаровского края, Гарца (Хворова, 1968) вырисовывается следующее: верхнемеловые породы характеризуются повышенным содержанием Ti и сравнительно низким Fe.



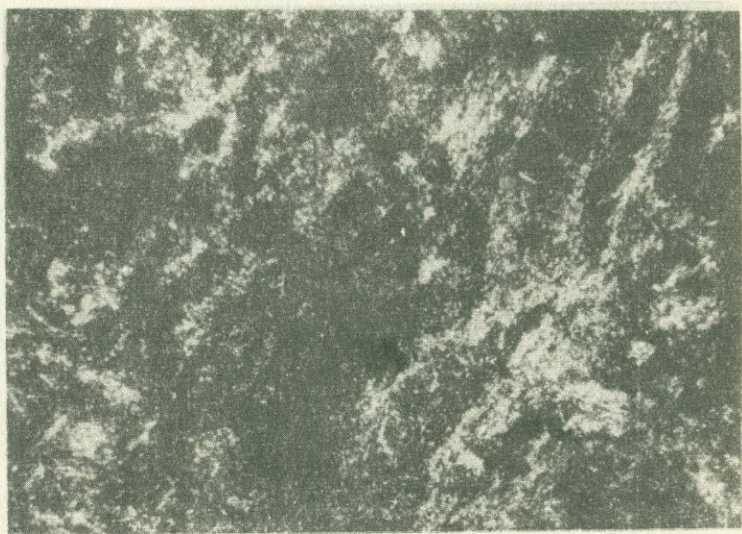
Фиг. 15 Кривые нагревания фракции $\lt; 0,01$ мм глинистых яшм.

Известковистые яшмы представляют собой группу пород, переходную к известнякам. Слагаются они известково-кремнистой основной массой с примесью гидроокислов железа. На фоне основной массы разбросаны скелеты радиолярий и известковых организмов-фораминифер. Известковистые яшмы нередко рассечены прожилками кальцита.

Проблема происхождения кремнезема очень сложна и рассматривалась многими исследователями (Брамлетт Bramlette, 1946; Шатский, 1954; Калед, 1956, 1966; Петрова, 1958;



Фиг. 16 Глинистая яшма. Шлиф. Увел. 20, ник. 1



Фиг. 17 Глинистая яшма. Шлиф. Увел. 20, ник.+

Данбар и Роджерс, 1962; Страхов, 1963, 1966; Хворова и Ильинская, 1963; Соколова, 1963; Краускопф, 1956, 1963; Зеленов, 1963; Дзоенидзе, 1965; Хворова, 1968, 1974).

Неясными в кремнеобразовании являются следующие два вопроса: I – каково влияние вулканизма в формировании кремнистых осадков; II – каков способ осаждения кремнезема. Эти стороны проблемы освещены в работе И. В. Хворовой (1968).

В настоящее время все более признается положение о значительной роли вулканического источника SiO_2 в образовании кремнистых отложений. Установлено, что кремнеаккумуляция сосредоточена главным образом в областях развития основного эффузивного вулканизма, причем там, где широко проявилась спилитизация. Г.С. Дзоенидзе отмечает также большое влияние вулканических процессов при отложении опок, спонголитов, трепелов, для которых отсутствует видимая связь с вулканогенными формациями.

Кремнистые породы кремнисто-вулканогенного комплекса составляют тесную ассоциацию с офиолитами. Подобное сонахождение пород позволяет предположить, что источником кремнезема была вулканическая деятельность. В связи с этим, а также на основе формы исследуемых образований, нам представляется наиболее вероятным, что вынос кремнезема осуществляется подводными горячими источниками, которые сопровождали излияния лав. По-видимому, более удобные условия для разгрузки терм были в зоне грабеновидных депрессий, где и создалась благоприятная обстановка для накопления как путем химического выпадения вещества, так и биогенным (расцвет радиолярий).

Карбонатные породы. В кремнисто-вулканогенном комплексе карбонатные породы встречаются в виде слоев мощностью от 2 до 4 м и линз мощностью до 2–3 м при протяженности до 8–10 м. Среди карбонатных образований можно выделить следующие основные типы.

1. Известняки микрозернистые, состоящие из микрозернистого (0,005–0,01 мм) кальцита с примесью раковин мелких фораминифер и шламового материала. Цвет их меняется от серого, серовато-розового до розового и буровато-коричневого. Породы трещиноваты, рассечены кальциевыми прожилками.

Таблица 7

Химический состав карбонатных пород^x

№	Компоненты в процентах												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n. n. n.	
1	12,06	0,22	1,79	1,07	0,30	сл.	45,53	2,05	сл.	-	0,17	34,46	99,65
2	32,67	0,55	3,80	2,22	0,43	0,15	31,12	2,00	0,98	-	0,21	26,04	100,17

1. Известняк микрозернистый. Обр. 1640-а Скважина у г. Веди. 2. Известняк кремнистый. Обр. 1085-а. Скважина у г. Веди.

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР З.Ш.Гаспарян и С. Г. Чаталян

Минеральный состав нерастворимого остатка микрозернистых известняков представлен главным образом пиритом, гематитом, лимонитом, баритом+целестином, магнетитом, меньше — эпидотом, титан-авгитом, роговой обманкой обыкновенной, корундом, цирконом и турмалином. Из минералов легкой фракции отмечаются халцедон и плагиоклазы, большое место занимают разложенные зерна и обломки пород.

2. Кремнистые известняки представляют собой измененные микрозернистые, иногда сферово-микрозернистые известняки. Кремнезем присутствует в них в виде скрыто — или микрокристаллической разности, причем распределен он неравномерно, то образуя скопления, то рассеиваясь в общей массе породы. Местами порода бывает настолько изменена, что о ее первичном составе можно судить только по присутствию менее измененных участков. Наличие в некоторых образцах редких реликтов раскристаллизованного пепла позво-



Фиг. 18. Кремнистый известняк с жилками кальцита и гематита. Пришлифовка. Увел. 2, 4.

ляет предположить, что наряду с замещением микрозернистого кальцита кремнеземом, последний развивается и по пирокластическому материалу. Органические остатки представлены главным образом фораминиферами, реже радиоляриями.

Химический состав карбонатных пород приведен в табл. 7.

х х х

Микрозернистые известняки в кремнисто-вулканогенном комплексе отмечаются на периферии зоны больших мощностей (скважина у г. Веди). Здесь нет мелководных органогенно-детритовых известняков, что еще раз указывает на умеренно мелководную обстановку формирования микрозернистых известняков. Условия для накопления сравнительно мелководных био-хемогенных известковых осадков в зоне активного вулканизма были неблагоприятными. Известняковые осадки были, по-видимому, полностью "запрещены" вблизи вулканов, где высокое содержание CO_2 в воде могло препятствовать осаждению кальцита.

Отметим, что вопрос о генезисе микрозернистых известняков является дискуссионным. По данным многих исследователей (М. С. Швецов, Н. М. Страхов, И. В. Хворова), микрозернистые известняки могут быть не только хемогенными или органогенными, но и обломочными, т.е. образованными в результате перетирания раковин.

Кремнистые известняки образуют линзы среди вулканитов. Они территориально приурочены к зоне средних мощностей (бассейн р. Кюсуз, район развалин сел. Азизкенд) и представляют собой образования мелководья. Судя по ассоциации пород, вопрос об источнике кремния и несколько повышенной железистости кремнистых известняков нельзя рассматривать вне связи с вулканизмом.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ГОРИССКО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

В Горисско-Кафанской зоне в среднем течении р. Вортан выходят на поверхность полосой близмеридионального простирания образования вулканогенно-обломочного комплекса верхнего турона-сантона (см. "Геология Армянской ССР" т. У, Литология, 1974). Вулканогенные породы комплекса

представлены андезито-базальтами, андезитами, взсплозивные продукты — туфами и туффитами того же состава. Осадочный материал образован терригенными и карбонатными породами.

Первые упоминания о наличии в пределах рассматриваемой территории верхнемеловых отложений связаны с именами К. Паффенгольца (1941, 1946, 1947, 1951) и В. П. Ренгартена (1940, 1941, 1946, 1950, 1956, 1959).

Детальные данные о стратиграфической последовательности и возрасте развитого в пределах зоны комплекса получены В. Т. Акоюном (1958, 1962). В. Т. Акоюн впервые выделил и палеонтологически обосновал наличие осадочных и вулканогенно-осадочных образований верхнего мела. После его исследований осталось невыясненным соотношение верхнемеловых пород района сел. Татев-Сваранц с осадочными и вулканогенными породами бассейна р. Гехи. Дальнейшими работами (О. П. Гуюмджян, 1968; А. А. Белов, 1968) на южном склоне Баргушатского хребта были выделены палеозойский, мезозойский и третичный комплексы. Однако стратиграфическое расчленение мезозойских отложений еще окончательно не обосновано.

Краткий геологический очерк

Территория Горисско-Кафанской зоны сложена породами докембрия — нижнего палеозоя, девона, перми, юры, мела, третичной и четвертичной систем. Геологическое строение зоны подробно освещено в работах А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959) и В. Т. Акоюна (1962). Вкратце рассмотрим геологическое строение зоны для выяснения стратиграфо-тектонической позиции вулканогенно-обломочного комплекса верхнего мела.

Докембрий — нижний палеозой. Отложения этого возраста обнажаются по левобережью р. Аракс и вдоль Хуступ-Гиратахского разлома. Представлены они мощной (до 2 км) свитой разнообразных метаморфизованных пород с пачками и линзами мраморов, эпидотизированных порфиритов, метаморфизованных туфоконгломератов и туфобрекчий. По составу пород, степени их дислоцированности и стратиграфическому положению эта свита коррелируется с выделенной Р. А. Аракеляном (1957) агверанской свитой (ордовик ?) Арзаканского кристаллического массива.

Верхний девон. На нижнепалеозойских отложениях трансгрессивно и с угловым несогласием залегают палеонтологически хорошо охарактеризованные образования верхнего девона. Протягиваются они от устья р. Вохчи до устья р. Дармазур. Сложены верхнедевонские отложения 700-метровой толщей известняков, глинистых, слюдяных сланцев и кварцитов.

Верхняя пермь. Верхнепермские отложения были впервые обнаружены в 1961 г. О. П. Гуюмджяном в устье р. Дармазур. Представлены они карбонатной толщей с обильной фауной гастропод и кораллов. Мощность около 300-500 м.

Юра. Эти отложения, обнажающиеся в ядре Кафанского антиклинория, представлены двумя отделами: средним и верхним.

В разрезе средней юры выделяются: 1. Нижний байос. Эпидотизированные брекчиевидные зеленоватые порфириды, их туфы и туфобрекчии. Видимая мощность 500-600 м. 2. Верхний байос. Плагноклазовые, кварц-плагноклазовые, кварцевые порфириды и порфиры и их пирокластиты. Видимая мощность 350-400 м.

Верхняя юра представлена следующим образом: 1. Верхний оксфорд (лузитан) - кимеридж. Вулканогенно-обломочные породы с линзами и прослоями известняков и песчаников мощностью 1000-2000 м. 2. Титон-средний валанжин. Порфириды и туфобрекчии с линзами известняков. Мощность 1000-1200 м.

Нижний мел. На вулканогенных образованиях верхней юры трансгрессивно залегают нижнемеловые отложения. Развита они в бассейнах рек Воротан, Кашуни, Халадж, Вохчи, а также слагают верхнюю часть массива Хуступ. Палеонтологически обосновано наличие валанжина, готерина, баррема и апта.

К верхнему валанжину-готериву относится пачка известняков мощностью 180-200 м.

Баррем выражен кремненными известняками мощностью 120-150 м, залегающими согласно на готеривской пачке.

Вверх по разрезу за барремскими отложениями следуют образования аптского яруса. Представлены они разными осадочными и вулканогенно-обломочными породами: конгломератами, песчаниками, известняками, мергелями, туфоконгломератами, туфобрекчиями, потоками порфиритов. Мощность около 300 м.

Верхний мел. Верхнемеловой комплекс отложений, впервые

установленный В. Т. Акопяном в 1958 году, обнажается в бассейне правых притоков р. Воротан, в полосе селений Сваранц-Татев. Этот комплекс охватывает отложения следующих ярусов.

1. Верхний турон (?) – нижний коньяк. Татевская свита, сложенная вулканическими брекчиями, песчаниками и известняками. Мощность свиты в пределах 270–330 м.

2. Верхний коньяк. Сваранцкая свита, представленная брекчиями, конгломератами, песчаниками и вулкано-терригенными породами с прослоями туфов. Мощность ее около 350 м.

3. Сантон. Сраберд-такцарская свита сложена вулканическими брекчиями с потоками порфиритов, туфами, туффитами. Мощность 270–300 м.

Возраст верхнемеловых свит определяется на основании следующих данных. В верхней части татевской свиты в районе г. Чур-чур П. Л. Епремяном была собрана следующая фауна, указывающая на верхнетуронский–нижнесенонский возраст пород: *Trigonoarca quadrans* Renng. sp. nov. (in coll.), *Pecturculus sup-culvinatus* d'Arch., P. cf. *subconcentricus* Lam., *Protocardia hillana* Sow., *Trigonia scabra* Lam., T. cf. *buchi* Gem., *Crassatellites* cf. *macrodonta* Sow.

В свою очередь на этих отложениях согласно залегают породы сваранцкой свиты, в которых В. Т. Акопяном были собраны остатки характерной верхнеконьякской фауны: *Inoceramus* (*Callistoceramus*) *glatriae* (Fleg.) And, *I. strumi* And. На основании этого верхний возрастной предел татевской свиты ограничивается нижним коньяком. Отложения сантонского яруса палеонтологически не охарактеризованы. Возраст их определяется по согласному налеганию на верхнеконьякские образования и региональным сопоставлениям.

Эоцен. Отложения этого возраста развиты в бассейнах рек Вохчи и Гехи. Нижний эоцен представлен плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами мощностью свыше 1 км. Над вулканогенной толщей эоцена трансгрессивно, местами с отчетливым угловым несогласием располагаются образования среднего-верхнего (?) эоцена. Выражены они в основании туфобрекчиями, сменяющимися вверх по разрезу толщей песчаников, туфопесчаников и мергелей мощностью 1–1,5 км.

Олигоцен. Отложения, условно отнесенные С. С. Мкртчя-

ном к олигоцену, представлены мощной (до 2 км) вулканогенно-осадочной свитой, слагающей склоны Зангезурского хребта. Выражена свита туфобрекчиями, туфами, андезитами, обсидианами и туфогенными породами. Налегает олигоцен трансгрессивно и с угловым несогласием на отложения нижне-верхнего эоцена.

Плиоцен. К этому возрасту относятся 200-метровая глинисто-диатомитовая свита в Сисианском районе и вулканогенно-обломочная свита (от 50 до 500 м), слагающая Горисское плато. Группа исследователей (А. Н. Соловкин, А. А. Габриелян, Л. Н. Леонтьев, В. Е. Хаин) относят горисскую свиту к постплиоцену. Однако исследованиями С. С. Мкртчяна установлено, что эта свита древнее антропогена.

К плиоцену относятся также останцы континентальных озерных песчано-глинистых угленосных отложений, которые сохранились на некоторых участках в бассейне р. Мегри.

Постплиоценовые образования представлены аллювиально-деллювиальными отложениями и андезито-базальтовыми потоками.

Изложенные данные подтверждают достоверность высказанного В. П. Ренгартеном (1959) мнения о заложении Горисско-Кафанского геосинклинального прогиба в поздне меловую эпоху. Геосинклинальный этап развития зоны начался в позднем туроне — раннем коньяке образованием единого комплекса пирокластических, вулканогенно-осадочных (обломочных), терригенных и карбонатных отложений.

Общая характеристика верхнемелового вулканогенно-обломочного комплекса

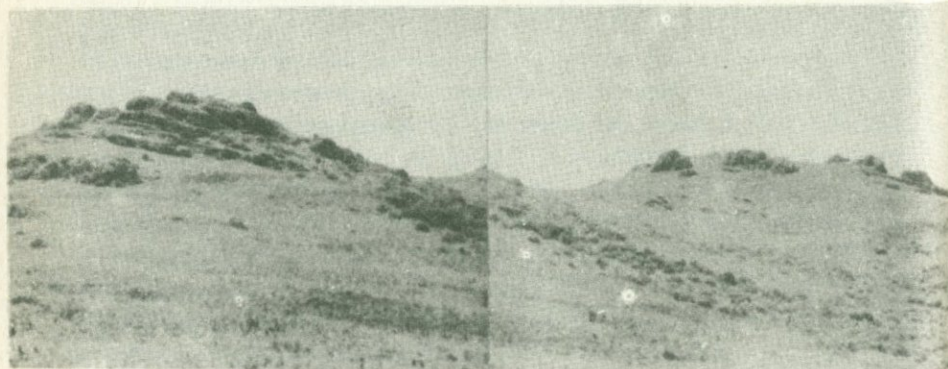
Разрез верхнего мела Горисско-Кафанской зоны делится на три свиты: татевскую, соответствующую верхнему турону — нижнему коньяку, сваранцскую, относящуюся к верхнему коньяку и сраберд-таксарскую, датируемую сантоном.

Татевская свита (верхний турон — нижний коньяк). Отложения татевской свиты распространены между селениями Татев и Сваранц приблизительно от южных выходов верхнего мела на г. Чур-чур до г. Петрос-хач на севере. Эти осадки трансгрессивно ложатся на размытую поверхность окузаратской вулканогенной свиты (апт). Свита характеризуется латеральными изменениями состава отложений. Наиболее типичное строение свита имеет на водоразделе рек Караундгет и Татев.

Сложена вулканическими брекчиями, местами с потоками (до 35 м) базальтов, полимиктовыми песчаниками и органогенно-детритовыми известняками. Мощность свиты от 115 м (неполная) до 325 м.

Сваранцкая свита (верхний коньяк). Отложения верхнего турона – нижнего коньяка согласно покрываются породами верхнего коньяка. Верхнеконьяцкие образования обрамляют татевскую свиту с запада. В составе сваранцкой свиты принимают участие вулканотерригенные брекчии и конгломераты, а также полимиктовые песчаники, алевролиты и брекчии. Подчиненную роль играют туфы андезитового состава. В некоторых местах (водораздел рек Караунцет и Агандзугет, а также левый склон ущелья р. Агандзугет) среди отложений свиты развиты клинья хлорит-серицит-кварцевых сланцев. Мощность свиты около 350 м.

Сраберд-такцарская свита (сантон). Отложения свиты согласно залегают на коньяцких и граница между ними устанавливается условно. Представлена свита андезито-базальтами, андезитами, вулканическими брекчиями. Туфы и туффиты имеют подчиненное положение. На одних участках (г. Кквасар, Сраберд) преобладают вулканические брекчии, а на других (верховье р. Агандзугет, г. Такцар) – эффузивы. Значительно меняется строение свиты к югу, в разрезе скважины, вскрывшей туфы и туффиты сантона на южном склоне г. Сраберд. Мощность свиты от 148 м (неполная) до 270 – 300 м.



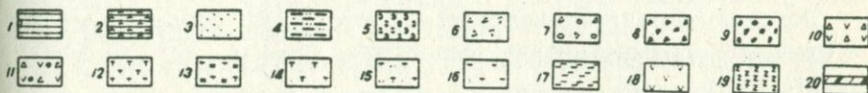
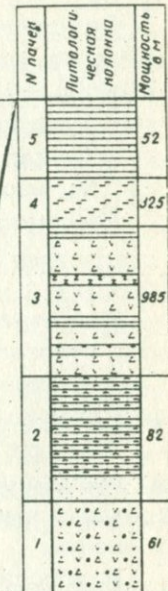
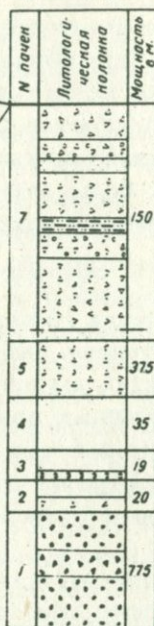
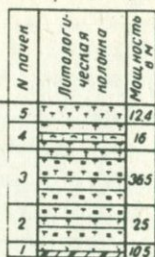
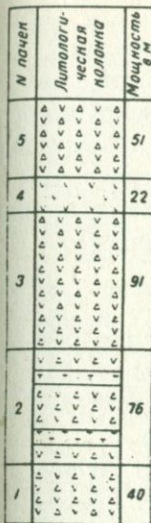
Фиг. 19. Выходы вулканогенных пород сантона в районе г. Такцар

Район г. Сраберд

Скв. у г. Сраберд

Левый берег
р. Агандзугет

Водораздел рек
Мараунцгет и Татев



Фиг. 20. Опорные разрезы вулканогенно-обломочного комплекса

1 - известняки микрозернистые, 2 - известняки органогенно-детритовые, 3 - песчаники, 4 - алевриты, 5 - конгломераты полимиктовые, 6 - брекчи полимиктовые, 7 - конгломерато-брекчи полимиктовые, 8 - вулканогенно-терригенные брекчи, 9 - вулканогенно-терригенные конгломераты, 10 - вулканические брекчи, 11 - вулканические конгломерато-брекчи, 12 - туфы среднего состава алевритовой размерности, 13 - туфы среднего состава пелитовой размерности, 14 - туфиты псаммитовые, 15 - туфиты алевритовые, 16 - туфиты пелитовые, известковые, 17 - базальты, 18 - андезиты-базальты и андезиты, 19 - диабазы, 20 - марганцевая руда.

Типы пород вулканогенно-обломочного комплекса и некоторые вопросы их происхождения

Вулканогенно-обломочный комплекс, как видно уже из описания, сложен разнообразными породами. Важнейшей отличительной чертой образований верхнего мела является влияние вулканизма на состав отложений. Вулканический материал поступал при извержениях трещинного и центрального типов, поставлявших большое количество лавы и вулканокластики.

Рассмотрим главные типы пород, слагающие комплекс.

Эффузивные породы

Эффузивные породы комплекса, характеризующие его облик, относятся к группе андезитов и андезито-базальтов. Подчиненное развитие имеют базальты и диабазы. Наибольшее развитие эффузивные породы получили в сантоне.

Андезиты темно-серые, зеленовато-серые, с отчетливо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклазов, роговой обманки и пироксенов.

Плагиоклазы относятся к андезин-лабрадору (№ 45-55), образуют идиоморфные кристаллы, часто зонального строения, центральные части которых очень часто хлоритизированы и кальцитизированы.

Роговая обманка зеленовато-бурого цвета образует мелкие и крупные призматические выделения, $cNg = 14-16^\circ$, $(-)$ $2v = 76-79^\circ$.

Моноклинные пироксены представлены диопсид-авгитовым рядом, характеризуются слабым зеленоватым оттенком и обладают следующими оптическими константами: $(+)$ $2v = 52^\circ$, $cNg = 38^\circ$

Основная масса слагается микролитами и лейстами плагиоклазов, небольшим количеством зерен пироксенов и рудных минералов, а также продуктами разложения вулканического стекла. Структура базиса микролитовая, гиалопилитовая; пилотакситовая.

Андезито-базальты - это темно-серые, серо-зеленоватые, слабо раскристаллизованные породы. Состоят они из редких вкрапленников плагиоклазов, моноклинных пироксенов и стекловатого базиса.

Плаггиоклазы обычно полисинтетически сдвойникованы, относятся к андезин-лабрадору.

Моноклинный пироксен развит в виде выделений размером 0,2 - 0,4 мм. Иногда отдельные зерна доходят до 1 мм. Представлен пироксен авгитом. $cNg = 45$, (+) $2V = 58$. Выделений авгита в породе значительно меньше, чем плаггиоклаза.

Основная масса состоит из игольчатых микролитов плаггиоклаза и авгита, буроватого стекла с большим количеством мельчайших рудных включений, делающих стекло почти непрозрачным. Структура базиса витрофировая.

Базальты грязно-зеленоватые, темно-серые с буроватым оттенком, плотные породы, в некоторых случаях порфиоровые. Состоят они из основного плаггиоклаза, моноклинного пироксена и иногда оливина. В большом количестве встречаются магнетит и изредка роговая обманка.

Плаггиоклаз принадлежит в основном лабрадор-битовниту, иногда анортиту. В некоторых базальтах плаггиоклазы альбитизированы. Моноклинный пироксен представлен авгитом зеленоватого цвета. По авгиту часто развивается хлорит. Оливин образует редкие выделения, по которым развивается серпентин. Роговая обманка обычно базальтическая.

Основная масса базальтов нередко обладает офитовой структурой. Состоит она из табличек плаггиоклаза, идиоморфных по отношению к кристалликам авгита и магнетита. Но иногда наблюдается и интерсертальная структура, когда между кристаллами плаггиоклазов присутствует стекло.

Диабазы темно-серые, грязно-зеленые, почти черные породы. Состоят из плаггиоклаза, авгита, хлорита и магнетита.

Плаггиоклаз образует удлиненные призматические кристаллы, которые соответствуют андезину (№ 46) и очень часто олигоклаз-альбиту.

Авгит встречается в виде короткопризматических зерен. $cNg = 38-44^{\circ}$. Нередко авгит замещен хлоритом.

Структура апоинтерсеральная, стекло замещено хлоритом, эпидотом. Зачастую диабазы имеют диабазовую структуру.

О химическом составе эффузивных пород дает представление табл. 8, в которой приведены также анализы фрагментов эффузивных пород из вулканических брекчий. Для сравнения введены анализы близких по составу пород, по Р.Дэли.

Состав эффузивов среднего течения бассейна р. Воротан

Таблица 8

Химический состав эффузивных пород^x

Компоненты в процентах

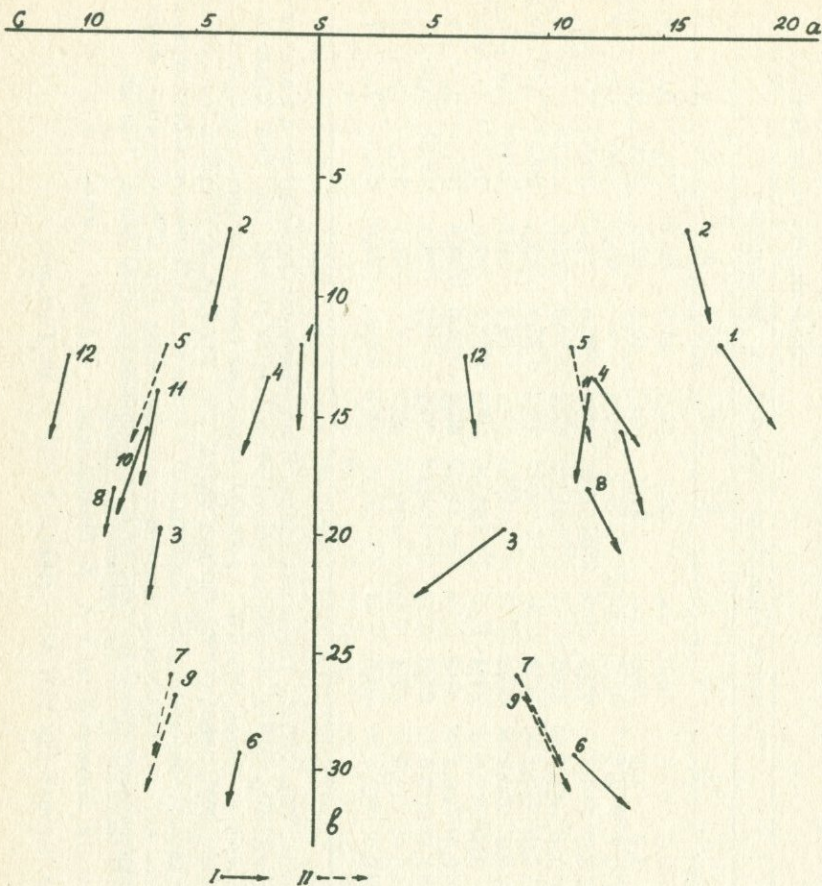
№ п/п	Порода	Компоненты в процентах														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
1	Плаггиоклазовый андезит	62,83	0,43	14,59	3,54	1,89	0,09	3,06	2,57	8,00	0,44	0,13	0,08	2,80	0,30	100,75
2	Плаггиоклазовый андезит	62,13	0,43	17,18	2,18	1,75	0,10	3,63	1,56	5,90	1,90	0,13	0,15	2,82	0,58	100,44
3	Андезито-базальт	55,46	0,63	21,22	1,90	4,70	0,13	5,40	3,29	3,10	0,75	-	-	2,15	0,42	99,15
4	Андезит	63,08	0,66	11,94	3,93	3,52	0,14	3,77	2,30	4,00	2,20	-	-	3,10	0,60	99,29
5	Андезит, по Дэли	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	0,18	5,80	2,75	3,58	2,04	0,26	-	-	1,26	100,00
6	Диабаз	46,61	0,68	12,60	9,47	6,80	0,13	7,95	3,78	4,00	1,20	-	-	6,10	0,24	99,56
7	Диабаз, по Дэли	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	8,94	5,79	3,07	0,97	0,25	-	-	1,89	100,00
8	Базальт	50,96	сл.	20,59	4,59	5,47	0,13	8,68	2,70	4,20	1,25	-	-	1,64	0,12	100,33
9	Базальт, по Дэли	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	8,95	6,17	3,11	1,52	0,45	-	-	1,62	100,00
10	Андезито-базальт	53,21	0,67	19,82	2,99	5,49	0,21	6,68	3,18	4,20	2,40	-	-	1,04	0,19	100,26
11	Андезито-базальт	55,00	0,66	19,19	2,70	4,96	0,11	5,20	3,00	4,30	1,20	-	-	3,65	0,35	100,32
12	Андезито-базальт	56,93	0,96	19,29	3,40	4,14	0,18	8,58	2,40	2,20	0,75	-	-	0,36	0,06	99,25

№ п/п	Порода	Числовые характеристики, по А. Н. Заваришкому											a/c	
		a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t		Q
1	Плаггиоклазовый андезит	17,5	0,6	11,9	70,0	-	39,7	35,5	24,8	96,7	24,7	5,0	4,4	29,2
2	Плаггиоклазовый андезит	16,1	3,7	7,2	73,0	-	51,7	37,7	10,6	82,6	26,8	0,51	10,1	4,4
3	Андезит-базальт	8,1	6,7	19,7	65,5	38,6	32,1	29,3	-	86,2	8,6	0,8	8,1	1,2
4	Андезит	12,1	2,0	13,3	72,6	-	51,3	29,2	19,5	73,8	25,5	0,8	19,0	6,1
5	Андезит, по Дэли	11,1	6,4	12,0	70,5	-	51,8	40,6	7,6	75,3	24,7	1,0	12,4	1,75
6	Диабаз	11,3	3,3	29,2	56,2	-	53,0	23,3	23,7	83,3	29,2	1,1	-13,5	3,4
7	Диабаз, по Дэли	8,8	6,2	25,9	59,6	-	42,5	38,8	18,7	81,7	12,8	2,2	- 3,6	1,34
8	Базальт	11,9	8,7	18,0	61,4	-	59,4	26,9	13,7	82,9	23,3	-	- 9,7	1,4
9	Базальт, по Дэли	9,2	6,1	26,8	57,9	-	41,6	39,8	18,6	75,8	17,6	2,0	- 8,7	1,5
10	Андезит-базальт	13,3	7,2	15,5	64,0	-	54,2	36,1	9,7	73,1	17,5	0,9	- 4,8	2,3
11	Андезит-базальт	11,9	6,8	13,9	67,4	6,9	54,4	38,7	-	84,1	17,8	0,9	4,2	1,7
12	Андезит-базальт	6,5	10,6	12,4	70,5	-	60,4	34,9	4,7	79,5	24,8	1,2	17,4	0,6

1. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 205/1. Татевская свита. Водораздел рек Агандзугет и Карауншгет.
 2. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 205/3. Татевская свита. Там же. 3. Поток. Обр. 666. Сраберд-такцарская свита. Подножье гор. Сраберд. 4. Поток. Обр. 670. Сраберд-такцарская свита. Вершина гор. Сраберд. 6. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 677. Сраберд-такцарская свита. Гор. Квасар. 8. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 668б. Сраберд-такцарская свита. Гор. Сраберд. 10. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 667. Сраберд-такцарская свита. Там же. 11. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 674. Сраберд-такцарская свита. Там же. 12. Обломок в вулканических брекчиях. Обр. 669в. Сраберд-такцарская свита. Там же.

Примечание. Анализы 3, 4, 6, 8, 10-12 заимствованы у А. Х. Мнацаканян (1970)

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР З. Ш. Гаспарян



Фиг. 21. Диаграмма химических составов эффузивных пород
 I — породы вулканогенно-обломочного комплекса; II — средние
 составы пород, по Р.Дэли

приближается к средним составам пород, по Р.Дэли, несколько отличаясь от эталонных. Это обусловлено проявлением вторичных процессов (альбитизация, хлоритизация и др.)

Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные) породы

В эту группу входят вулканические брекчии и туфы.

Вулканические брекчии — наиболее распространен-

ный тип пород сраберд-такцарской свиты. Меньше развиты они среди отложений татевской свиты.

Вулканические брекчии грубые, несортированные массивные породы, состоящие из смеси мелких и крупных (от 3–7 см до 0,5 м) обломков разнообразных по структуре и составу эффузивных пород. Большею частью это андезиты, андезито-базальты; меньше базальтовых и диабазовых обломков, редко встречаются андезито-дацитовые. Много в вулканических брекчиях фрагментов шлака, которые состоят из желтовато-бурого, неравномерно окрашенного хлорита с пузыристой структурой. В таких обломках присутствуют очень тонкие лейсты плагиоклаза и пироксена.

В подчиненном количестве в вулканических брекчиях наблюдается и другой материал: обломки жильных пород, туффи-ты, известняки. Первые, очевидно, это резургентный материал, представляющий собой выброшенные во время взрыва куски разрушенной вулканической постройки. Что касается происхождения обломков известняков и туффи-тов, то, учитывая наблюдения над современными извержениями (например, Везувия, где из фундамента выбрасывались глыбы известняков триаса), можно считать, что они являются продуктами вулканических выбросов. Но поскольку мы не располагаем данными относительно возраста этих обломков, то не исключена возможность, что это примесь терригенного материала.

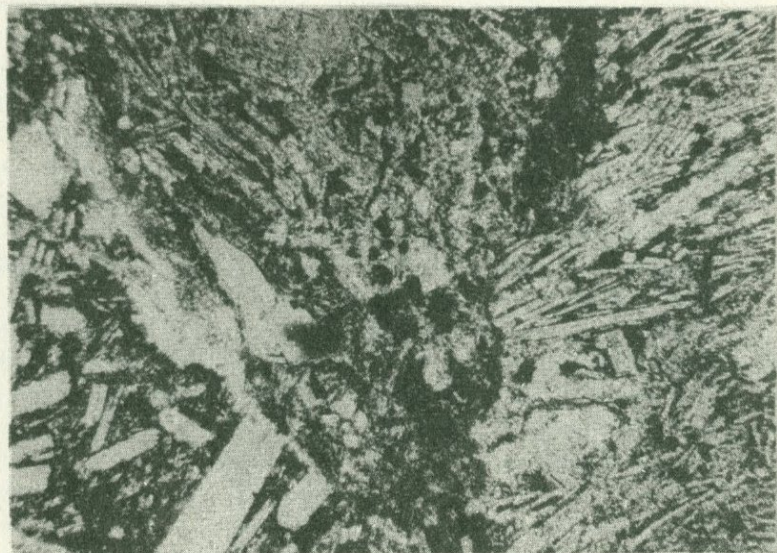
Обломки пород как свежие, так и измененные. Характер изменения литокластов в большинстве случаев одинаковый. Форма обломков пород неправильно-угловатая, но обтекаемая, хотя встречаются и остроугольные фрагменты.

Цементирующей массы в вулканических брекчиях очень мало, состоит она из материала того же состава, что и крупные обломки. Иногда в цементе можно различить хлоритизированное вулканическое стекло. Изредка отмечаются новообразованные чешуйки гидрослюды, тонкокристаллический агрегат кварца, карбонат, рудная пыль.

Т у ф ы распространены в разрезе сраберд-такцарской свиты, вскрытой скважиной у гор. Сраберд. Прослой туфов отмечены также в обнажениях сваранцкой свиты.

Это плотные темно-серые, серовато-зеленые, зеленовато-серые породы. Относятся они к группе андезитов, меньше андезито-базальтов и андезито-дацитов. В составе туфов в

большинстве случаев основную роль играет литокластический компонент.



Фиг. 22. Грубый литокластический туф. Связующая масса вулканической брекчии. Шлиф. Увел. 25, ник. 1.

Туфы кристалло - витро - литокластические по granulометрической характеристике относятся к псаммитовым и алевритовым. Сложены они обломками пород с примесью осколков кристаллов и стекла. Литокласты однообразны по составу, несколько отличаются в структурном отношении. Представлены они обломками андезитов плагиоклазовых, пироксеновых, реже роговообманковых, иногда миндалекаменных. В некоторых образцах наблюдается небольшое количество шлака. Литокласты свежие и измененные. Характер изменения обломков пород в основном одинаковый. Форма литокластов неправильная, причудливая и разнообразная. Они округлые или вытянутые, угловатые - с острыми гранями и нередко вогнутыми краями. Некоторые обломки окатаны. Не исключена возможность, что такие фрагменты представляют собой переотложенный материал.

Витрический материал представлен как неизменными бесцветными осколками вулканического стекла, так и измененными в хлоритовый и гидрослюдистый агрегаты. Витроклас-

ты по форме очень разнообразны. Они имеют вид треугольников, черепков, рогулек. Часты удлиненные остроугольные обломки с вогнутыми краями. Обломки кристаллов представлены главным образом плагиоклазом, альбитизированным по трещинкам и краям, и пироксеном (преимущественно авгитом). Встречаются также единичные кристаллы обыкновенной роговой обманки. Присутствуют рудные минералы: магнетит, ильменит и пирит. Кристаллы обладают остроугловатой, призматической, оскольчатой формой. Туфы хорошо сортированы. Размеры обломков от 0,01 до 0,10 мм в алевритовых и от 0,10 до 1–2 мм в псаммитовых разностях.

Связующая масса туфов скудная. Она составляет 12–15 % породы. Образована хлоритом, хлорит–эпидотово–цеолитовой, в некоторых случаях глинистой массой, развившейся, по-видимому, по тонкому пепловому материалу. Часто обломки соприкасаются, иногда внедряясь друг в друга.

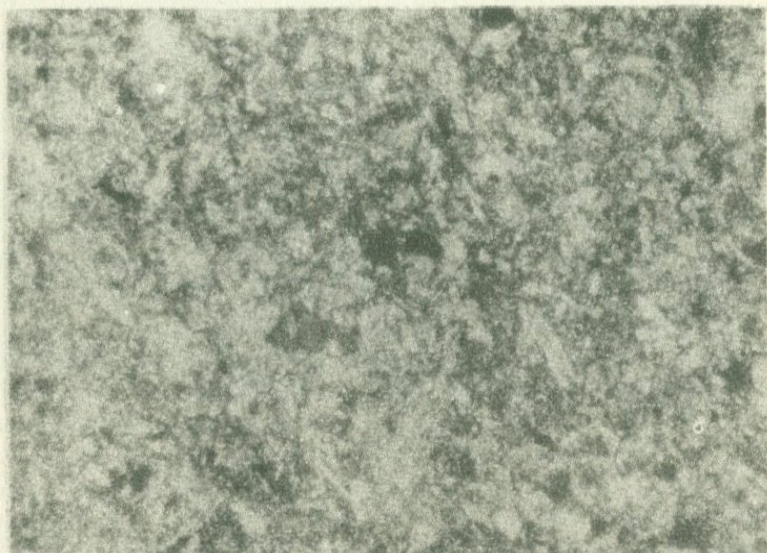
Примечательной особенностью минеральной состава литокластических туфов, определенного иммерсионным анализом, является устойчиво высокое содержание рудных минералов – магнетита, ильменита и гематита. В небольшом количестве в легкой фракции определяются плагиоклазы.

Туфы аповитрические гранулометрически представлены пелитовыми разностями. Они участвуют в сложении только той части сраберд–такцарской свиты, которая вскрыта скважиной у гор. Сраберд. Это очень плотные и крепкие породы разнообразной окраски: от темно–серого, зеленовато–серого до серовато–зеленого цвета.

Пелитовые туфы представляют собою породу микро– и крипстокристаллической структуры. Реликтовая пепловая структура распознается лишь в некоторых образцах при большом увеличении. По всей вероятности, первоначально эти породы состояли в основном из тонкого пепла. При постседиментационном изменении произошло минеральное преобразование пород. Несколько отличный первичный состав тефры при прочих одинаковых условиях (глубина захоронения, фациальные условия) обусловил различный характер изменения.

В зависимости от развития тех или иных новообразованных минералов среди этих туфов выделяются следующие разновидности: полевошпатово–пренитово–хлоритово–эпидотовая, кварцево–хлоритово–полевошпатовая и глинизированная.

Исходный пелловый материал туфов первой разновидности преобразован в агрегат пренита, эпидота и хлорита с примесью полевого шпата. Под микроскопом видно, что состоят они из сгустков эпидота и пренита, которые тесно срастаются с хлоритом. Здесь же рассеяны осколки полевого шпата (битовнит, анортит).



Фиг. 23. Пелитовый полевошпатово-пренигово-хлоритово-эпидотовый туф. Шлиф. Увел. 100, ник. 1.

Химический состав этих пород приведен в табл. 9.

Породы второй разновидности слагаются кристоллической кварцево-полевошпатовой массой с примесью хлорита. В небольших количествах присутствуют обломки кварца и полевых шпатов. Размер обломков в основном 0,05–0,1 мм, изредка 0,1–0,25 мм. Для этой разновидности туфов очень характерны рассеянные, а иногда и обильные агрегаты кальцита. Наблюдаются выделения бурых окислов железа.

Третьей разновидностью тонкообломочных туфов являются глинизированные разности (туфогенные аргиллиты).

Слагают эти породы редкие прослои среди отложений сраберд-таксарской свиты, вскрытых скважиной у гор. Сраберд. Состоят они из раскристаллизованного микро- и мелкозер-

Таблица 9

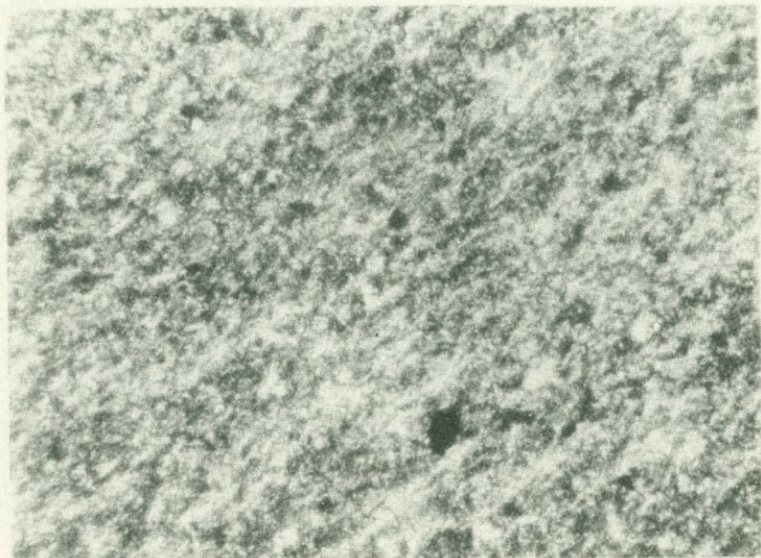
Химический состав туфов^x

№ п/п	Компоненты в процентах														Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	п.п.п.	H ₂ O	
1	55,58	1,08	16,62	5,09	4,08	0,06	3,50	3,32	3,80	1,80	0,16	0,16	3,45	0,65	99,35
2	60,61	0,69	16,69	2,36	3,94	0,15	3,91	2,48	2,70	2,80	0,13	0,10	3,48	0,30	100,34

1. Туф аповитрический, пелитовый, первая разновидность. Обр. 2/3. Скважина у гор. Сраберд. 2. Туф аповитрический, пелитовый, вторая разновидность. Обр. 42/3. Скважина у гор. Сраберд.

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР М. М. Языджян и Л. А. Оганесян

нистого витрического материала с реликтовой пепловой структурой. В некоторых случаях первичная пепловая структура не распознается. Стекло замещено тонкощешуйчатыми глинистыми минералами, по-видимому, монтмориллонитового состава, меньше — мелкозернистыми агрегатами хлорита или альбита и хлорита. В шлифах наблюдается неравномерное "пламевидное" погасание отдельных участков. Иногда в глинистом базисе встречаются сгущения кальцита. Непостоянно и в небольших количествах присутствуют рассеянные гипидиоморфные кристаллы средних плагиоклазов.



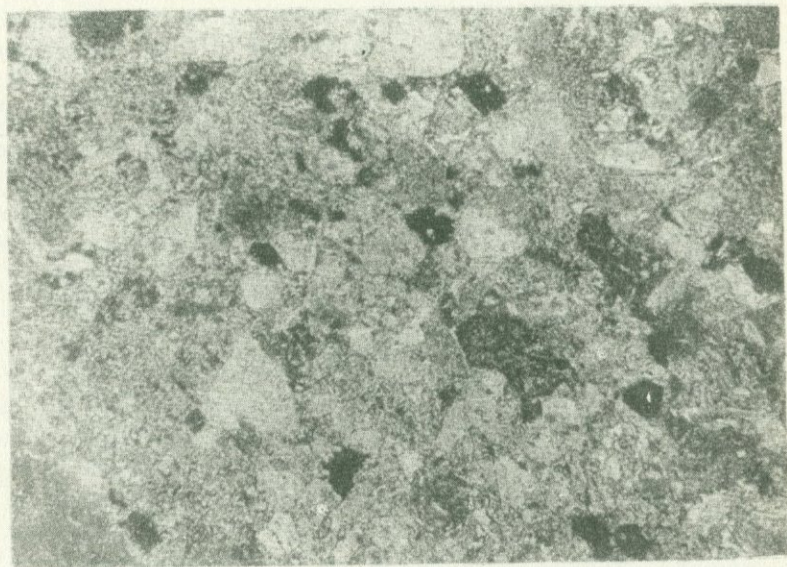
Фиг. 24. Пелитовый глинизированный туф. Шлиф. Увел. 72, ник. 1.

Туффиты характерны для отложений сраберд-такцарской свиты. Наиболее насыщен этими породами разрез скважины у гор. Сраберд. Относятся они к категории ортотуффитов (содержание пирокластического материала более, а осадочного — менее 50%).

Туффиты темно-серые, серые, зеленовато-серые, крепкие, с шершавым изломом. По размеру обломочного материала выделены псаммитовые, алевритовые и пелитовые туффиты.

В псаммитовых и алевритовых туффитах пирокластический материал имеет андезитовый состав и состоит из лито-

кластами с подчиненным количеством фрагментов стекла и кристаллов. Литокласты представлены обломками пород андезитового, андезито-базальтового состава, иногда попадаются обломки андезито-дацитов. Структура их андезитовая, пилотакситовая, апогиалопилитовая. Форма обломков неправильная, сглаженно угловатая. Наблюдаются признаки окатанности. Фрагменты стекла обладают характерной неправильной формой. Вместе с обломками пород они составляют 50-70%. Кристаллы плагиоклазов, составляющие 5-15%, имеют форму призм или неправильных осколков. Иногда в туффитах наблюдаются листочки мусковита и хлорита, представляющие собой, по всей вероятности, терригенную примесь. Собственно осадочным материалом является цемент. Обломки цементируются хлоритово-глинистым веществом, а иногда кальцитом.



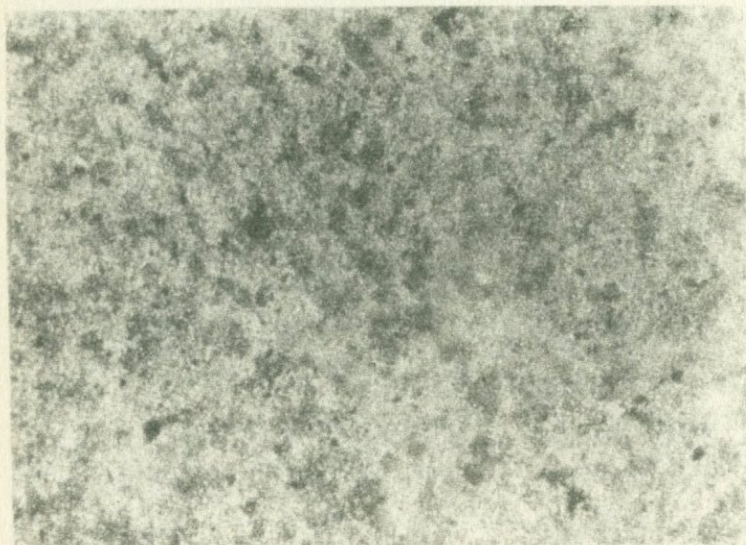
Фиг. 25. Туффит псаммитовый. Шлиф. Увел. 35, ник. 1.

На некоторых участках, где обломки соприкасаются, развиты структуры конформного типа.

Пелитовые туффиты представлены известковой разновидностью. Главными пороодообразующими компонентами известковых туффитов является мелкая перерожденная пирокластическая и осадочная примесь. В подавляющем большинстве слу-

чаев пирокластика замешена тончайшим материалом с агрегатной поляризацией, в котором много глинистого вещества (монтмориллонит-гидрослюда), а также вероятна примесь кремнезема. Размеры пепловых частиц колеблются от 0,008 до 0,003 мм. Форма их вследствие малых размеров и сильной измененности не распознается. Однако в некоторых образцах при больших увеличениях в основной массе различаются отдельные пепловые частицы с характерной для них клиновидной, рогульчатой, треугольной формой.

Осадочной примесью является карбонатный материал существенную часть которого составляет органический детрит. Он представлен остатками фораминифер. Остальная часть карбоната — это неравномерно распределенный микрозернистый кальцит. Многочисленны следы растворения и переотложения, что сопровождается появлением кальцитовых ступцов, гнезд и псевдоморфоз по остаткам радиолярий.



Фиг. 26. ТUFFИТ известковый. Шлиф. Увёл 100, ник. 1

В основной массе породы в переменном количестве присутствуют кристаллы плагиоклазов. Плагиоклазы часто замешаются кальцитом, а иногда — хлоритом и серицитом.

Иммерсионным анализом в известковых тuffитах установлено высокое содержание разложенных зерен, низкое —

плагиоклазов и обломков пород. Из аутигенных минералов тяжелой фракции показательны гематит, лимонит, нередко барит и целестин. Из обломочных определяются: магнетит, ильменит, авгит, редко циркон, диопсид, гиперстен, роговая обманка обыкновенная.

Вулкано - терригенные породы. В данную группу объединены образования, возникшие в результате эрозии вулканических построек, возвышавшихся над уровнем моря. Этот материал в поверхностных условиях подвергся переработке. В небольшом количестве к нему примешан собственно осадочный материал.

Вулкано-терригенные породы развиты только среди отложений сваранцской свиты.

Вулкано - терригенные брекчии сложены угловатыми обломками главным образом эффузивных пород андезитового, андезито-базальтового, иногда андезито-дацитового состава, подчиненное значение имеют пелитовые туфы. Размер обломков от 8-10 до 35-45 см. Изредка наблюдаются фрагменты величиной до 0,7-0,8 м.

Связующая масса составляет 20-30% породы, представлена она рыхлой глинистой массой, а иногда кальцитом или известковистым песчаником.

Вулкано - терригенные конгломераты по сравнению с брекчиями имеют более разнообразный состав обломков, сложены они округлыми и плохо окатанными обломками андезитов, андезито-базальтов и их туфов. В них встречаются также обломки известняков и в небольшом количестве органический детрит. Размер обломков от 2-3 до 15-20 см. Цементирующая масса (обычно известковистая) несколько обильнее, чем в брекчиях (30-40%). Иногда цементом служит глинистый материал.

Вулкано-терригенные породы состоят из обломков, похожих по составу слагающих пород на вулканические образования района и отличаются от терригенных пород. Для последних характерен весьма разнородный состав фрагментов. Но по сравнению с вулканическими брекчиями вулканотерригенные породы отличаются более разнородным составом обломков, сильной разрушенностью в них вулканического стекла, значительно большим количеством обломков туфов и собственно осадочного материала. Разнятся они и по форме

обломков. В вулканотерригенных породах обломки либо плоские, либо сферические.

х х х

Имеющийся фактический материал, а именно наличие собственно осадочных пород морского генезиса (известняки), а также присутствие в некоторых образцах пирокластических пород небольшого количества остатков фораминифер указывает на седиментацию изученных отложений в морских условиях.

В позднем туроне — раннем коньяке на северо-западном крыле Кафанского антиклинория закладывается поперечный прогиб (Кафанский залив, по Ренгартену, 1959). Питание прогиба происходило главным образом пирокластическими осадками. Образование их связано с эксплозивной деятельностью вулканов, поднимавшихся, по-видимому, над водой, образуя острова.

В напряженности вулканической деятельности во времени происходили изменения, о чем говорит развитие вулканических брекчий и туфов на разных стратиграфических уровнях. Верхний турон-нижний коньяк знаменуются вспышкой вулканизма, затухшего в верхнем коньяке. Сантон вновь является веком проявления бурного вулканизма, что связано, по-видимому, с тектоническими подвижками в соседней Севано-Акеринской геосинклинали. Преобладали вулканы центрального типа, поставлявшие большое количество вулканокластического материала, среди которого было много резургентного. На склонах вулканов иногда происходили трещинные извержения, в результате которых образовались потоки лав андезитового, андезито-базальтового состава.

Попадая в морскую среду, пирокластический материал сортировался. При этом грубая пирокластика откладывалась вблизи вулканических аппаратов, а мелкая и тонкая, подвергаясь действию воздушных и морских течений, на некотором расстоянии от них. В сантоне источником вещества был не только вулканизм. Синхронно с ним протекала терригенная и биогенная седиментация. В результате совместного отложения пирокластики и осадочных продуктов образуются туффиты. В периоды же затишья вулканической деятельности, например, в верхнем коньяке, происходило разрушение и пере-

отложение вулканического материала (вулканогенные породы).

Осадочные породы

Собственно осадочные отложения представлены терригенными и карбонатными породами.

Терригенные породы. Терригенные образования характерны для разреза сваранцской свиты и имеют небольшое развитие среди отложений татевской свиты.

Брекчии и конгломераты представляют собой плохо отсортированные породы. Преобладающий размер обломков 3–10 см. Вместе с тем встречаются как более мелкие, так и более крупные. Состав пород полимиктовый, здесь присутствуют обломки андезитов, туфов, туффинов, известняков, песчаников и гидротермально измененных пород.

Гальки по форме разнообразные, в основном неправильные, угловатые: в брекчиях – неокатанные, в конгломератах – слабо и среднеокатанные. Цемент как скудный, так и базальтовый, песчаный и кальцитовый, иногда глинистый (хлоритогидрослюдистый).

Песчаники желтовато-зеленые, зеленые, плохо сортированные. Сравнительно большее развитие имеют среднезернистые разновидности. Слагаются песчаники плагиоклазами и обломками пород с примесью кварца, биотита и вулканического стекла. Одной из характерных черт песчаников является отсутствие в них пироксенов и амфиболов. Форма зерен обычно неправильная, они окатаны. В то же время встречаются плохо окатанные зерна. Размеры обломочного материала в наиболее распространенных среднезернистых песчаниках равны 0,2–0,4 мм. Размеры литокластов, как правило, превышают средние размеры зерен и достигают до 0,8–1 мм. Цемент (10–25%) контактово-поровый, хлорит – гидрослюдистый, глинистый, глинисто-железистый, иногда кальцитовый.

Среди аутигенных минералов тяжелой фракции иммерсионным анализом установлены: гематит, лимонит, иногда пирит, эпидот и цоизит. Из обломочных характерны: магнетит, ильменит, пикотит, хромит, гранат, циркон, турмалин, редко отмечаются авгит, титан-авгит, дисид, роговая обманка обыкновенная и базальтическая, брукит, анатаз, биотит.

Химический состав песчаников приведен в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав песчаников сваранцской свиты^x

№	Компоненты в процентах													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	
1	47,91	0,69	13,10	1,91	1,60	0,10	14,95	2,13	3,40	1,00	0,09	12,96	0,70	100,54
2	48,04	0,69	13,33	2,56	1,02	0,06	15,38	1,98	2,00	1,00	0,09	13,40	1,00	100,55
3	35,07	0,43	8,14	3,48	0,58	0,10	25,63	1,39	0,55	1,20	сл.	23,16	0,26	99,99

1. Песчаник. Обр. 205/9. Левый берег р. Агандзугет. 2. Песчаник. Обр. 200/9. Водораздел рек Агандзугет и Караунцгет. 3. Песчаник. Обр. 200/4. Водораздел рек Караунцгет и Татев.

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР М. М. Языджян

Алевролиты желтовато-зеленые, внешне похожие на песчаники породы. Состоят алевролиты из зерен размером 0,05–0,1 мм, хотя встречаются разности, образованные мелким алевритом (0,05–0,01 мм). Сортированы они значительно лучше, чем песчаники, но содержат небольшую примесь песчаного и весьма значительную – глинистого материала.

Состав обломочного материала, как и в песчаниках, разнообразный, но обломков пород здесь много меньше и преобладают плагиоклазы. Кроме того, в некоторых образцах наблюдается много кальцитовых зерен.

При изучении минерального состава алевролитов в иммерсии среди аутигенных минералов тяжелой фракции определены: гематит, лимонит, меньше пирита, барита и целестина. Из обломочных характерны: магнетит, хромит, пикотит, циркон, турмалин, роговая обманка обыкновенная, эпидот, реже встречаются апатит, гранат, корунд, оливин, рутил, сфен, авгит, титан-авгит, цоизит. В легкой фракции установлено высокое содержание разложенных зерен при подчиненном значении плагиоклазов, обломков пород и кварца. Аутигенные минералы представлены халцедоном, редко – хлоритом.

Форма обломков угловато-окатанная. Цемент глинистый, гидрослюдисто-хлоритовый. Иногда в нем рассеяно большое количество мелких зерен кальцита. Количество цемента в одних образцах настолько высокое, что породу можно принять за аргиллит, а в других его содержание не очень значительное.

Изредка в породе наблюдается раковинный шлам и мелкие раковины фораминифер.

х х х

Преимущественное развитие терригенных отложений в разрезе сваранцкой свиты свидетельствует о том, что в верхнем коньяке преобладала терригенная седиментация, а вулканическая деятельность хотя и продолжалась, но была значительно слабее.

Состав терригенного материала весьма специфический: здесь преобладают в минеральной фракции плагиоклазы и нет кварца. Это типичные геосинклинальные образования, которые накапливались в результате размыва основных и средних вулканических пород. Формирование их происходило в условиях мелководного, носящего островной характер бассейна.

Карбонатные породы

Максимальные количества карбонатных пород сосредоточены в татевской свите. Редкие прослои карбонатных пород наблюдаются в разрезе сраберд-такцарской свиты.

Среди карбонатных пород присутствуют следующие разности: микрозернистые, шламово-микрозернистые и органогенно-детритовые.

Известняки микрозернистые крепкие, плитчатые, с раковистым изломом, серые и желтовато-серые. Основная масса породы слагается микрозернистым кальцитом (0,005–0,01 мм), среди которого встречаются более крупные кристаллики. Примечательной особенностью этих пород является устойчиво высокое содержание карбоната кальция. В некоторых образцах присутствует перерожденный стекловатый пепел. Органические остатки обычно отсутствуют или представлены незначительным количеством тонкоперетертого раковинного шлама. Иногда наблюдаются остатки радиолярий и спикул губок, а также раковинки мелких фораминифер.

Для нерастворимого остатка этих известняков характерно постоянное присутствие гематита и лимонита, а в некоторых образцах определяются также пирит, барит и целестин. Из обломочных минералов показательны магнетит, хромит, гранат, циркон, турмалин, авгит, роговая обманка обыкновенная, эпидот и др.

Известняки шламово-микрозернистые – серые, темно-серые, с шероховатым изломом. Состоят они из микрозернистого (0,005–0,01 мм) кальцита с небольшим количеством глины и алеврита. Органический детрит представлен неопределимым шламом. Иногда различаются раковинки фораминифер.

Известняки органогенно-детритовые – светло- или темно-серые, крепкие; более чем на 50 % состоят из раковинного детрита. В зависимости от размеров обломков выделяются крупнодетритовые (0,5–2,5 мм) и мелкодетритовые (0,1–0,5 мм) известняки. Сортировка материала слабая. Нередко наряду с крупными фрагментами встречаются мелкие и наоборот. Состав органических остатков разнообразный и в этом отношении известняки являются полидетритовыми. Представлен детрит раковинами различных фораминифер, иглокожими, кораллами. Нередко встречаются водорос-

Таблица 11

Химический состав известняков татевской свиты^x

№ п/п	Компоненты в процентах														Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	n.n.n.	H ₂ O	
1	0,85	-	0,23	0,17	-	0,01	53,61	0,06	0,18	0,33	-	-	43,78	-	99,22
2	16,05	сл.	2,82	0,98	0,87	0,06	44,58	1,24	0,42	0,42	0,13	0,21	31,72	-	99,50
3	2,44	0,33	9,47	2,29	1,45	0,02	59,50	2,08	1,20	1,10	0,06	0,81	18,12	0,46	99,33

1. Известняк органогенно-детритовый. Обр. 200/7. Водораздел рек Агандзугет и Карауншгет. 2. Известняк шламово-микрозернистый. Обр. 202/22. Водораздел рек Карауншгет и Татев. 3. Известняк микрозернистый. Обр. 205/11. Водораздел рек Карауншгет и Татев.

^x Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР М. М. Языджян

ли. В некоторых образцах отмечаются крупные фрагменты мшанок. Следует отметить, что с уменьшением размеров обломков состав их становится однообразнее. В таких породах органические остатки бывают представлены преимущественно мелкими фораминиферами и неопределимым детритом. Иногда в органогенно-детритовых известняках наблюдается интенсивная перекристаллизация с превращением органогенных остатков в крупнокристаллический кальцит. Главная масса обломков окатана.

Цемент поровый, иногда базальный, но скудный; в крупно-детритовых представлен среднезернистым, а в мелкодетритовых — микрозернистым кальцитом.

Минеральный состав нерастворимого остатка органогенно-детритовых известняков в целом сходен с составом микрозернистых, отличаясь в некоторых случаях повышенным содержанием плагиоклазов. Для этой группы известняков характерно также сравнительно более высокое содержание пироксенов и амфиболов.

О химическом составе известняков дает представление табл. 11.

х х х

Касаясь вопросов, связанных с условиями образования карбонатных пород, надо отметить, что микрозернистый состав их, выдержанность, бедность органическими остатками свидетельствуют о том, что накопление известковых осадков происходило не в очень мелководных условиях, вероятно, в средней части шельфа и, возможно, в несколько более глубоководных условиях. Не исключено, что часть кальцита здесь имеет не хемогенное, а механическое происхождение (о чем косвенно свидетельствует присутствие известняковых обломков).

Органогенно-детритовые известняки образовались в мелководной части бассейна. Очевидно, органический детрит формировался биогенным и механическим путем. Крупные фрагменты концентрировались в основном на месте, а мелкие уносились в открытое море, подвергаясь при этом сортировке.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Изучение отложений кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов показало широкое распространение в них вторичных изменений. Выяснение особенностей этих изменений позволяет в некоторой мере установить характер регионально-эпигенетических (катагенетических) процессов.

Главнейшие эпигенетические процессы

Девитрификация. Преобразования, связанные с процессами девитрификации, проявляются в туфах, туффитах и в породах, содержащих вулканическое стекло в качестве примеси.

Девитрификация выражается в цеолитизации, анальцимизации, хлоритизации, альбитизации, окремнении и глинизации.

Цеолиты и анальцим обычно развиваются по фрагментам вулканического стекла. В начальную стадию девитрификации происходит сегрегирование железа, в результате чего образуются темные пятнистые участки и осветляется остальная часть обломка. Часты случаи "приспособления" цеолитизации к форме обломка. По данным оптического и рентгеноструктурного анализов (табл.12) цеолиты представлены морденитом. Кроме того, морденит и анальцим отмечаются в цементующей массе. Они возникают по тонкой стекловатой пирокластике, выполняющей поровые промежутки между обломочными зернами. Нередко морденит и анальцим (иногда вместе с кальцитом) формируются в прожилках.

Хлоритизация протекает в разных формах. Разъедавая вулканические стекла, хлорит образует мелкочешуйчатые, волокнистые, мелкозернистые массы; изредка присутствует в форме обособленных изометрических скоплений. Местами хлорит образует тонкие оболочки, облегающие обломочные зерна. В ряде случаев хлоритизация бывает столь интенсивной, что захватывает одновременно и плагиоклазы. Некоторые зерна плагиоклазов до того "разъедаются" хлоритом, что распадаются на разобщенные фрагменты причудливой формы. В результате такого распада зачастую трудно бывает установить принадлежность их к одному зерну. Хлорит окрашен в зеленые и желтоватые тона; обнаруживает едва заметный плеохроизм. Оптические константы его весьма изменчивы:

Результаты расчета рентгенограмм цеолитов^x

Морденит		Анальцит	
l	d _n	l	D _n
1	2	3	4
3	7,26	6	5,89
7	4,53	7	5,27
4	4,31	2	5,15
8	4,003	3	4,71
2	3,833	8	3,57
8p [†]	3,546	10	3,04
8	3,400	8	2,889
10	3,230	9	2,792
5	2,901	3	2,670
2	2,812	5	2,566
4	2,548	2	2,490
3	2,466	7	4,425
6	2,050	2	2,266
5	1,994	2	2,167
4	1,954	6	1,934
5	1,882	1-2	1,892
7	1,804	7	1,859
1-2	1,722	6	1,765
3	1,626	2	1,731
2	1,600	10	1,705
3	1,549	4	1,681
4	1,528	5	1,658
1-2	1,477	1	1,613
7	1,444	2	1,585
3	1,407	5	1,494
3	1,373	2	1,740
2	1,355	2	1,411
5	1,301	9	1,369
4	1,267	2-3	1,352

1	2	3	4
3	1,245	9-10	1,304
3	1,215	2	1,281
1-2	1,180	3	1,260
2	1,146	2-3	1,246
4	1,134	10	1,185
1	1,106	2-3	1,167
1-2	1,042	2	1,119
2ш ⁺⁺)	0,958	4	1,070
1-2	0,941	1	1,039
3-4	0,908	1	1,022
1	0,881	2-3	1,005
		2	0,983
		1	0,973
		1	0,955
		2-3	0,945
		1	0,920
		2	0,904
		1	0,868
		1	0,833

+р - размытая линия

++ш - широкая линия

^x Анализы выполнены в лаборатории рентгеноструктурного анализа ИГН Э. Х. Хуршудян



Фиг. 27. Приспособление цеолитизации к форме обломков. Туф лито-кристалло-витрокластический. Шлиф. Увел. 72, ник. 1

колеблется от 1,575 до 1,615; интерференционная окраска низкая.

Альбитизация сопровождается появлением в породе повышенного количества аутигенного альбита с подчиненной примесью других минералов (хлорит, кварц). Наиболее обычный путь альбитизации — частичное замещение витрокластов микрокристаллическими агрегатами альбита с подчиненной примесью кварца и хлорита. Иногда альбит настолько интенсивно корродирует вулканические стекла, что образуются псевдоморфозы вулканических стекол. Мелкие рассеянные участки альбита нередко отмечаются в интерстициях между обломочными зернами вулканогенных пород, содержащих в цементе вулканическое стекло.

Окремнение обычно сопровождается хлоритизацией и альбитизацией. Этот процесс характеризуется возникновением агрегатов микрозернистого кварца (или халцедона), рассеянного среди хлорит-альбитовой массы.

Глинизация выражается в возникновении глинистого вещества монтмориллонитового состава. Поскольку глинизацией охвачены преимущественно тонкие разности пород, то есть

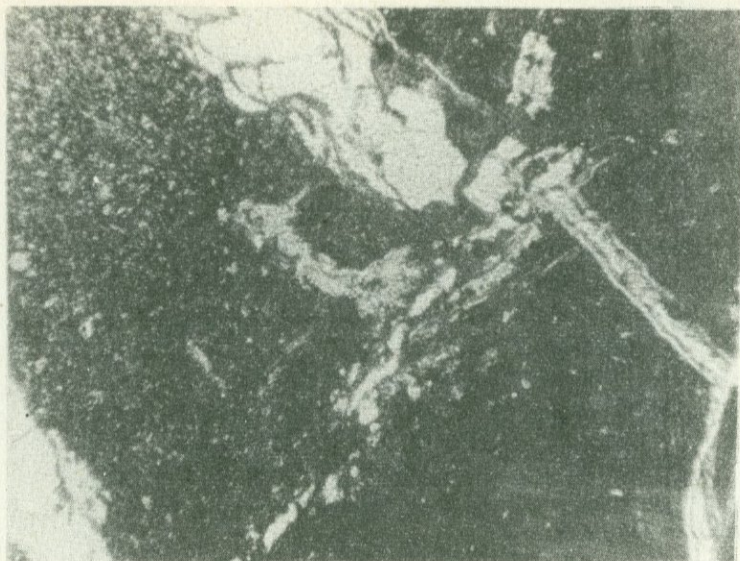


Фиг.28. Развитие цеолитов в порах. Вулкано-терригенный песчаник. Шлиф. Увел.50, ник 1.

основания считать, что в формировании глинистых минералов исключительно важную роль играет тонкая стекловатая пирокластика, сорбирующая на поверхности частиц катионы разных элементов из газовой эруптивной тучи, как это предполагает для молодых вулканических толщ Северной Камчатки И.И. Гушенко (1963).

В некоторых случаях глинистые минералы развиваются в интерстициях между фрагментами крупнообломочных туфов и вулкано-терригенных пород.

Вышеописанные процессы, сопровождающие девитрификацию, связаны с неустойчивостью ювенильного материала в качественно новых термодинамических условиях. В поверхностных условиях ювенильный материал, особенно стекло, разлагается, при этом некоторые компоненты переходят в раствор, обогащая поровые воды K , Na , SiO_2 , Fe , Al . В результате создаются условия для эпигенетического (катагенетического) минерального синтеза и возникают новообразованные цеолиты, анальцим, альбит, хлорит, кварц, а позднее эпидот и др. Они рассеяны в породе, а также образуют жилки альпийского типа. Часть новообразованных минералов



Фиг. 29. Анальцимовые прожилки в пелитовом туфе.
Шлиф. Увел. 50, ник. 1.

может, по-видимому, возникать за счет материала, привносимого из смежных пластов (межпластовые перераспределения веществ).

Альбитизация. В верхнемеловых отложениях установлены следующие две формы проявления этого процесса: 1) альбитизация, связанная с девитрификацией и 2) деанортитизация плагиоклазов.

Первая форма альбитизации рассмотрена выше.

Многие плагиоклазы в верхнемеловых отложениях представлены альбитом, образованным за счет деанортитизации более основных разновидностей. Наряду с целиком альбитизированными плагиоклазами встречаются кристаллы, в которых альбитизирована только их периферическая часть, но граница между измененной и неизмененной частями выражена нерезко.

Альбитизация плагиоклазов нередко сопровождается анальцимизацией, хлоритизацией.

По А. В. Копелиовичу (1965), альбитизация происходит в условиях сжатия путем замещения в кристаллической решетке плагиоклаза ионов Ca^{2+} и Al^{3+} ионами Na^+ и Si^{4+} ,

в результате чего анортитовый компонент замещается альбитом. Освободившиеся при этом Ca, Al и другие элементы-примеси идут на образование эпигенетических (катагенетических) новообразований. Определенную роль при альбитизации играли, по-видимому, и интерстиционные воды, обогащенные Na_2O , SiO_2

Кальцитизация. В большинстве пород кальцит выполняет трещинки, которые представляют собой пути циркуляции гидрокарбонатных растворов. О перемещении растворов, отлагавших кальцит, свидетельствует система секущих, разветвленных трещинок. Другой формой проявления кальцитизации является выполнение кальцитом пор и пустот, а также замещение минералов, причем можно наблюдать все переходы от начальной стадии коррозии до полного замещения, когда от первоначального зерна остаются только лишь причудливые реликты.

Своеобразно протекает кальцитизация в пелитовых туффи-тах. Наложенные эпигенетические изменения в них почти полностью затушевали диагенетические процессы, к числу которых относятся пятнистые выделения кальцита. Вполне вероятно, что в подобных случаях происходит диагенетическое перераспределение седиментационного карбоната кальция.

Разнообразие форм проявления кальцитизации свидетельствует о двойном источнике карбоната кальция в породах: во-первых, он привносился растворами, во-вторых, формировался за счет перекристаллизации седиментационного известкового материала.

Структурные преобразования пород. Структурные изменения в стадию эпигенеза затронули главным образом туфы и туффиты пелитовых размерностей и вулканотерригенные породы. Эти преобразования заключаются в развитии структур криптокристаллических, микрозернистых, а также структур с максимально сближенным расположением зерен.

Как показали исследования А. В. Копелиовича (1958, 1960, 1965), структурные преобразования пород являются результатом не механического сближения и уплотнения зерен, а связаны с растворением под давлением, вызванным нагрузкой вышележащих толщ.

О стадийности эпигенетического преобразования пород

Процессы преобразования пород, протекающие при эпигенезе, приводят к изменению минерального состава и петрографического облика отложений.

На характер эпигенетических изменений (их природу и интенсивность) изученных нами отложений, образовавшихся в условиях геосинклинального вулканогенно-осадочного типа литогенеза, решающее влияние оказал состав пород, особенно присутствие пирокластики.

Результаты исследований последних двух десятилетий приводят к выводу о том, что эпигенетические преобразования пород протекают стадийно, медленно и длительно. Каждая стадия характеризуется определенным составом минеральных новообразований.

В настоящее время вопрос о необходимости изучения изменений пород в эпигенезе не подвергается сомнению. Эту проблему в отечественной литературе освещают Л. В. Пустовалов (1956), Ю. А. Ходак (1956), А. С. Запорожцева (1958), А. В. Копелиович (1958, 1960, 1965), А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1961, 1963, 1965), Н. А. Лизалек (1963), Г. Н. Бровков (1964), А. А. Гаврилов (1967) и др.; в зарубежной — С.Е. Weaver (1953), D. Coombs (1954), G.H. Packham и A.W. Crook (1960).

Большая заслуга в установлении эпигенетической зональности в вулканогенно-осадочных отложениях принадлежит Д. С. Кумсу (Coombs, 1954). На основании исследования триасовых вулканогенных и граувакковых пород Новой Зеландии этот исследователь выявил следующие зоны:

1. Гейландит-анальцимовая. Для нее характерно изменение вулканического стекла туфов в анальцим и гейландит.
2. Ломонтитовая. Здесь происходит замещение гейландита ломонтитом и кальциевых плагиоклазов ломонтитом и альбитом.
3. Пренит-пумпеллитовая. Ломонтит замещается пренитом и пумпеллитом.
4. Эпидотово-альбитовая зона фации зеленых сланцев. Характерны новообразования эпидота, альбита, актинолита и стильпноелана, широко развиты хлорит и мусковит, исчезает пренит, а калиевые полевые шпаты замещаются мусковитом.

5. Биотитовая зона фации зеленых сланцев. В этой зоне за счет мусковита и хлорита возникает новообразованный биотит.

Первые две зоны, согласно А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову (1961), являются зонами регионального эпигенеза, причем первая — начальной его стадией, а вторая — глубинной, 3, 4 и 5 зоны — это уже зоны метагенеза, где 3 соответствует раннему метагенезу, 4 — позднему метагенезу, а 5 — региональному метаморфизму.

Нам не удалось установить столь четко выраженной эпигенетической зональности. Однако сравнение характера изменения пород кремнисто-вулканогенного комплекса с породами Новой Зеландии позволяет отметить следующее. Широкое развитие цеолитов (морденита) и анальцима в изученных нами отложениях свидетельствует о том, что формирование их происходило в стадию регионального эпигенеза. Наряду с этим наличие в породах неизменных основных плагиоклазов, слабое развитие структур типа конформных говорит о незавершенности стадии глубинного эпигенеза. Среди верхнемеловых отложений выпадает пренит-пумпеллитовая зона и в то же время широко развита хлоритизация. Это указывает на то, что эти процессы могут происходить не только в метагенезе, но и на ранних стадиях эпигенеза.

Что же касается вулканогенно-обломочного комплекса, то следует отметить, что на данном этапе изученности здесь невозможно выделение определенных зон эпигенетических изменений. Наложение друг на друга разных стадий изменений явилось помехой в установлении последовательности их проявления во времени. Однако характер постседиментационных минералов в отложениях вулканогенно-обломочного комплекса говорит о том, что вторичные изменения не вышли за пределы эпигенетических. Отсутствие среди пород изученного комплекса типичных бластических структур, слабое развитие структур растворения свидетельствуют о том, что процессами метагенеза они не затронуты и что если даже для изучаемого комплекса характерен метаморфизм, то только лишь в самой ранней его стадии.

Не менее интересно, однако, подчеркнуть, что в пределах сраберд-таксарской свиты проявились среднетемпературные метаморфические изменения, носящие контактовый характер

и обусловленные внедрением в третичное время крупного Лернашен-Дарабасского массива. Об их постэпигенетическом характере свидетельствует, во-первых, приуроченность к контактовой полосе, а также морфологические проявления — прожилки, гнезда и т.д.

Таким образом, как показало изучение пород кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов, вулканогенно-осадочный литогенез сказался как на облике отложений, так и на характере эпигенетических изменений.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В течение последних нескольких лет многие полезные ископаемые, приуроченные к вулканогенно-осадочным формациям, стали связывать с геосинклинальным вулканизмом. Геологосъемочными работами, основанными на фациальном анализе, в Советском Союзе в областях развития вулканогенно-осадочных формаций выявлены железные, марганцевые, фосфорные и другие руды.

На данном этапе изученности известно небольшое количество полезных ископаемых, связанных с рассматриваемыми вулканогенно-осадочными комплексами. Представлены они группой металлических и неметаллических полезных ископаемых.

С кремнисто-вулканогенным комплексом ассоциируются яшмы, образующие линзы среди вулканогенно-осадочных образований. Максимальные количества яшм сконцентрированы в бассейне р. Кюсуз у развалин сел. Армик. Горизонты яшм обнаружены также скважинами в междуречье Азат и Веди. Источником кремнезема была вулканическая деятельность. Вынос его осуществлялся подводными эксгаляциями и гидротермами, которые сопровождали трещинные излияния основных лав. По-видимому, наиболее удобные условия для разгрузки терм были в зоне грабеновидных депрессий (каковыми являются участки развития яшм), где и создалась благоприятная обстановка для накопления SiO_2 как путем химического выпадения вещества, так и биогенно (расцвет радиолярий).

Яшмы являются, как известно, декоративным и поделочным камнем и применяются в керамической промышленности.

Однако перспективы месторождений яшм в изученном районе остаются невыясненными.

В среднем течении р. Веди к кремнисто-вулканогенному комплексу пространственно приурочено медно-полиметаллическое оруденение. Выявлено оно было в 1962 году партией Управления геологии СМ Армянской ССР под руководством А. А. Асатряна и А. Г. Арутюняна. Участок рудопроявления сложен вулканогенно-осадочными отложениями и прорывающими их интрузивными породами. Рудные тела имеют форму линз, гнезд, прожилков. Поскольку проявление еще недостаточно изучено, то говорить о том, образуют ли они цепочки или залегают в виде единичных линз и гнезд, невозможно. Руды представлены халькопиритом, пиритом, малахитом, реже ковеллином, борнитом, азуритом, галенитом, сфалеритом. Структура руд коррозионная и эмульсионная.

Современный уровень знаний позволяет исследователям рудопроявления связать его образование с интрузивной деятельностью, принимая средне-верхнеэоценовый возраст интрузивов. Руды рассматриваются как результат внедрения интрузий, сопровождающийся выносом большого количества летучих.

Сравнение кремнисто-вулканогенного комплекса нижнего коньяка и палеозойских рудоносных вулканогенно-осадочных формаций Урала, Алтае-Саянской складчатой области, Центрального Казахстана и ряда других регионов является основанием для рекомендации более детального изучения закономерностей размещения руд в вулканогенно-осадочном комплексе междуречья Азат и Веди, как основы для их поисков.

В вулканогенно-осадочных породах сантона вулканогенно-обломочного комплекса в окрестностях сел. Сваранц геологами Армянского ГУ С. Р. Машуряном и Р. Х. Мелконяном выявлено рудопроявление марганца.

Марганцевые руды подстилаются основными эффузивами и перекрываются туффитами. Рудные тела имеют форму линз, быстро выклинивающихся по простиранию. Средняя мощность их 1-2 м. Главные минералы руд - это браунит и родонит, однако иногда руды представлены вторичными окисленными разностями: псиломеланом и пиролюзитом. Средний химический состав марганцевых руд, по данным Э. Х. Гуляна (1967), следующий: SiO_2 - 40,10%, Al_2O_3 - 0,60%, Fe_2O_3 - 2,07%, MnO - 40,40%, BaO - 1,21%, CaO - 8,46%, MgO - 0,70%, Na_2O - 0,25%, K_2O -

0,05 %₀, P₂O₅ - - 0,3 %₀, S - - 0,4 %₀, H₂O - 1,30 %₀, п.п.п. -
5,40 %₀

В вопросе об условиях образования месторождения нет расхождений. Относится оно к вулканогенно-осадочному типу. Источником марганца предполагаются вулканические эксгальциации и гидротермы, сопровождающие излияния основных лав.

В пользу вулканогенно-осадочного происхождения руд могут быть положены следующие факты: линзообразная форма рудных тел; различный характер под- и надрудных пород, полное отсутствие минерализации во вмещающих руды породах. Приуроченность оруденения к вулканогенно-осадочным отложениям, формирование которых происходило в морских условиях под влиянием вулканизма, говорит в пользу его вулканогенно-осадочного генезиса.

Дальнейшее прослеживание рудоносного горизонта на исследуемой территории может выявить марганцевое оруденение промышленного значения, сходное с уральскими и казахстанскими, генетически связанными с вулканогенно-осадочными комплексами.

ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕРЕВАН- ОРДУБАДСКОЙ И ГОРИССКО-КАФАНСКОЙ ЗОН

Изучение парагенетических ассоциаций пород, входящих в формацию, способствует правильному решению вопроса генезиса этих пород и связанных с ними различных полезных ископаемых, а также раскрытию закономерностей размещения последних.

Вслед за Н. С. Шатским (1954, 1960) изучение вулканогенно-осадочных формаций стало привлекать к себе внимание многих литологов. В связи с этим возникла новая проблема - выяснение влияния вулканизма на осадочное породо- и рудообразование.

Рассмотрим изученные нами комплексы с формационной точки зрения.

Кремнисто-вулканогенный комплекс Еревано-Ордубадской зоны

В петрофонде кремнисто-вулканогенного комплекса можно выделить следующие главные и второстепенные компоненты.

К главным относятся:

1. Эффузивы основного состава, представленные базальтами, диабазами, спилитами.
2. Эксплозивные продукты того же петрохимического состава, послужившие материалом для образования туфов, туффитов.
3. Терригенные продукты, представленные вулканогенно-терригенным материалом, образовавшимся в результате разрушения вулканических пород, синхронных (в геологическом смысле) осадконакоплению.

Второстепенными компонентами являются:

1. Продукты вулкано-био-хемогенного происхождения - кремнезем, образующий линзы и редкие прослойки яшм, а также являющийся составной частью некоторых туффитов.
2. Продукты биогенные - известняки.

В целом комплекс характеризуется четырьмя типами разрезов. В бассейнах рек Хосров, Ах-су, Кюсуз, в районе развалин сел. Азизкенд и на южном склоне г. Ерах главной породной ассоциацией являются базальты, диабазы, спилиты. Мощность комплекса здесь колеблется от 45 до 420-450 м. В районе развалин сел. Агасалу (в 1 км юго-западнее него) преобладают вулкано-терригенные породы. Мощность отложений 30 м. В разрезах скважин у г. Веди и у сел. Двин доминируют пирокластические, вулканогенно-осадочные (обломочные) и эффузивные породы, подчиненную роль играют осадочные. Здесь значительно возрастают мощности за счет повышения содержания в них пирокластического материала. Мощность кремнисто-вулканогенного комплекса в скважине у г. Веди около 600 м, а в скважине у сел. Двин - неполная мощность равна 1340 м. В скважине у сел. Заритап разрез комплекса образован в основном пирокластическими породами. Мощность его около 800 м.

Седиментация протекала в условиях мелководного и умеренно глубоководного морского бассейна. В его пределах, по-видимому, возникали вулканические острова, которые, несмотря на кратковременность своего существования, играли немаловажную роль в мобилизации материала.

Большое влияние на формирование комплекса оказал раннеконьякский вулканизм. Здесь преобладали трещинные излияния основных лав. Выбросы пирокластики происходили в меньшем количестве. Влияние вулканизма на формирование комплекса сказалось не только в поступлении большого количества вулканических продуктов: лав и пирокластического материала, но и в "стимулировании" образования некоторых хемогенных и био-хемогенных осадков. Иначе говоря, большинство слагающих комплекс пород генетически связано единством источника вещества.

Кремнисто-вулканогенный комплекс по парагенезу пород, строению и происхождению обособляется как среди подстилающих мелководных терригенных отложений нижней части нижнего коньяка, так и перекрывающих его верхнеконьякских, представленных также мелководными и прибрежными породами.

Одновозрастные образования кремнисто-вулканогенного комплекса нижнеконьякские породы обнажаются и на других участках Еревано-Ордубадской зоны: в верховье р. Аргичи, в Айоцдзоре, главным образом в бассейне р. Джагрычай, а также в крайней юго-восточной части зоны, в районе г. Ордубад. Однако во всех отмеченных пунктах они представлены собственно осадочными породами. Исследования В. Л. Егояна, В. П. Ренгартена, Ш. А. Азизбекова, М. А. Сатиана, Л. С. Чолахян и наши свидетельствуют о одновременности проявления вулканической активности для всей зоны. Например, Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев (1947) указывают на туронский возраст вулканогенно-осадочных пород в районе г. Ордубад. Вулканические пеплы были обнаружены М. А. Сатианом в разрезе верхнего сенона Ераносской антиклинали и т.д. Эти факты позволяют предположить, что верхнемеловой вулканизм, достигший максимальной активности в раннем коньяке, проявился не повсеместно, а приурочен главным образом к центральной части зоны.

Нижнеконьякские кремнисто-вулканогенные образования занимают определенное пространственное и тектоническое положение. На исследуемой нами территории они структурно приурочены к Еревано-Вединскому прогибу. Последний является одной из важных конседиментационных структур Еревано-Ордубадской геосинклинальной зоны.

Таким образом кремнисто-вулканогенный комплекс — это

набор пород, парагенетически связанных друг с другом как в пространственном, так и во временном отношении. Образование их обусловлено единством петрогенетических, физико-географических и тектонических условий. Итак, по всем признакам рассматриваемая ассоциация пород представляет собой формацию. Трудность изучения этой формации заключается в том, что наиболее полные и характерные разрезы ее отложений сосредоточены в грабеновидных депрессиях (трогах) и погребены. В связи с этим площадная картина количественных соотношений вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород оказывается искаженной. Исходя из этого, а также учитывая свойственный исследуемой формации парагенезис пород и пятнистый характер распределения кремнистых образований, данная формация нами отнесена к типу кремнисто-вулканогенных (яшмово-спилит-диабазовых).

По характеру сопряженных вулканических и осадочных пород среди морских вулканогенно-осадочных формаций И. В. Хворовой (1963) выделяются: 1. Формации с преобладанием вулканогенных механических осадков и 2. Формации, среди осадочных членов которых преобладают органогенно-хемогенные породы. Во второй группе выделяются две подгруппы: вулканогенно-кремнистая и вулканогенно-известняковая. В этом ряду изучаемая формация занимает промежуточное положение между вулканогенно-кремнистым и вулканогенно-известняковым типами, несколько более приближаясь к вулканогенно-кремнистой группе, в которой кремнистые породы представлены яшмами.

Исследуемая кремнисто-вулканогенная формация, а также интрузия габбро и гипербазитов, которые она вмещает, относится к Приараксинскому (Вединскому) офиолитовому поясу (Сатиан, Степанян, Чолахян, 1968). Проблема развития Приараксинского офиолитового пояса и его структурного соотношения с офиолитами Армянского нагорья является дискуссионной. Эти вопросы затронуты в работах С. Тромпа, К. Н. Паффенгольца (1947), В. Л. Егояна и В. Е. Хаина (1953₁), В. Л. Егояна (1953, 1956₁), Р. Фюрона (1955), А. А. Габриеляна (1956), А. Т. Асланяна (1958), В. Т. Казьмина (1963), И. Кетина (1966).

Новый погребенный участок пород офиолитовой серии обнаружен при бурении скважины у сел. Маркара в долине р.

Аракс, к юго-западу от г. Еревана. Эти данные, а также наличие на правобережье р. Аракс, в 40 км западнее сел. Маркара, выходов верхнемеловых образований офиолитовой серии подтверждают региональный для юго-западной части Малого Кавказа характер распространения Приараксинского офиолитового пояса, смыкающегося на западе по линии Эрзерум-Кагызман с одним из таковых Армянского нагорья (Сатян, Степанян, Чолахян, 1968).

Рассматриваемая формация обнаруживает черты сходства с вулканогенно-осадочными толщами офиолитовых серий, например, с триасово-юрской (?) формацией северо-западной Сибири (Казьмин и Кулаков, 1965), верхнемеловой формацией Анатолии (Hervig, 1957 и спилито-яшмовой формацией триаса-баррема Эллинид (Обуэн, 1967). В формациях Сибири и Анатолии, как и в нами изученной, преобладают эффузивные породы основного состава, а осадочные породы, представленные яшмами и известняками, играют небольшую роль. Формация Эллинид образована преимущественно яшмами, которым подчинены основные эффузивы и известняки. Вместе с тем в формациях Сибири, Анатолии и Эллинид пирокластические породы почти отсутствуют. Кремнисто-вулканогенная формация сопоставляется также с карамалыташской формацией эйфеля Южного Урала (Хворова, Ильинская, 1963), с вулканогенно-осадочным комплексом ордовика Южного Урала и Северных Мугодзар (Гаврилов, 1967), с францисканской формацией верхней юры - верхнего мела Калифорнии (Хворова, 1968). Однако в карамалыташской формации яшмы имеют много большее распространение. Вулканогенно-осадочный комплекс Южного Урала и Северных Мугодзар характеризуется высоким содержанием пирокластического материала, а во францисканской формации доминируют обломочные породы, главным образом граувакки. Изученная нами формация заметно отличается от всех названных отсутствием марганцевых руд. Последние почти всегда являются обязательным членом вулканогенно-яшмовых формаций и ассоциируются с кремнистыми породами.

Вулканогенно-обломочный комплекс
Горисско-Кафанской зоны

Вулканогенно-обломочный комплекс Горисско-Кафанской зоны, как уже было указано, состоит из трех свит: татевской (верхний турон-нижний коньяк), сваранцской (верхний коньяк) и сраберд-такцарской (сантон).

Формационный анализ комплекса начнем с рассмотрения слагающих свиты парагенезисов пород.

Татевская свита. Главные породы свиты - это песчаники и известняки; второстепенные - вулканические породы. Отложения свиты характеризуются значительной латеральной изменчивостью. На водоразделе рек Агандзугет и Караунцет главной породной ассоциацией являются песчаники и известняки. На некоторых уровнях, главным образом в нижней части свиты, появляются вулканические брекчии. Севернее, на водоразделе рек Караунцет и Татев, разрез слагается преимущественно вулканическими породами при подчиненном значении осадочных. Продукты вулканической деятельности представлены главным образом вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями. Иногда наблюдаются потоки базальтов мощностью до 30-35 м. У г. Петрос-хач свита слагается песчаниками и известняками с редкими прослоями туффитов.

Татевская свита имеет весьма резкие границы с подстилающими ее отложениями. Породы свиты отделены перерывом от залегающей ниже окузаратской вулканогенной свиты. апта, на которой они залегают трансгрессивно. Рассматриваемая свита по облику и составу отличается и от залегающих выше верхнеконьякских отложений, слагающих терригенную свиту.

Сваранцская свита. Залегает она повсеместно согласна на более древних породах. Основные породы свиты - брекчии, конгломерато-брекчии и песчаники, вулканотерригенные конгломераты и брекчии; второстепенные - туфы, алевролиты.

Состав брекчий полимиктовый: в обломках встречаются эффузивы, туфы, туффиты, известняки, песчаники. Песчаники и алевролиты преимущественно плагиоклазовые, иногда литоплагиоклазовые. Обломочный материал вулканотерригенных

пород проявляет значительную автономию: он является продуктом разрушения местных вулканических образований. Туфы свиты главным образом среднезернистые, лито-кристаллокластические.

Сраберд - такцарская свита. Характеризуется господством пирокластических и вулканогенно-осадочных (обломочных) пород, при подчиненной роли эффузивов. Основными породами свиты являются вулканические брекчии, туфы, туффи-ты; второстепенные представлены андезитами и андезитобазальтами.

Пирокластические породы сраберд-такцарской свиты гранулометрически очень разнообразны. Встречаются как тонкообломочные туфы, так и вулканические брекчии с промежуточными между ними разностями.

Результаты изучения комплекса показали, что осадконакопление происходило в морских условиях, от мелководных до умеренно глубоководных. В течение позднего турона в результате размыва островных поднятий накапливался терригенный материал. После разрушения островов начинается карбонатакопление. Время от времени происходили вулканические взрывы, поставлявшие эксплозивный материал. Характер отложений свидетельствует о существовании вулканических островов, интенсивно размывавшихся в позднем коньяке. В сантоне происходит активизация вулканизма под влиянием тектонических подвижек в соседней Севано-Акеринской геосинклинали. Эксплозии, поставлявшие большое количество пирокластического материала, иногда сменялись излияниями лав.

Как видно из приведенных данных, основным источником вещества, определяющим облик комплекса, является вулканизм. По источнику материала намечается преемственность и генетическая связь между основными типами пород татевской, сваранцкой и сраберд такцарской свит.

Вулканогенно-обломочный комплекс, занимая определенное стратиграфическое положение, отделен перерывами от подстилающих нижнемеловых и перекрывающих плиоценовых вулканогенно-обломочных образований. Кроме того, он выделяется среди последних своим обликом, набором пород, их составом и условиями образования.

Одновозрастные верхнемеловые отложения в пределах Горисско-Кафанской зоны известны также на территории Азер-

байджана. Однако здесь позднемеловой этап, за исключением нижнего сантона, характеризуется почти полным отсутствием вулканических продуктов.

Формирование комплекса протекало в Кафанском прогибе, который в верхнем мелу был основным участком седиментации в пределах Горисско-Кафанской геосинклинальной зоны.

Таким образом, рассматриваемый комплекс пород, образованию которого способствовало единство и взаимодействие трех факторов — петрофонда, физико-географических условий и тектоники, представляет собой формацию.

В ряду морских вулканогенно-осадочных формаций исследуемая верхнемеловая приближается к группе формаций с преобладанием вулканогенных механических осадков. Однако надо отметить, что поскольку характер источника вещества во времени (в течение отдельных стратиграфических интервалов) менялся, то внутри верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации среднего течения бассейна р.Воротан выделяются три подформации:

1. Татевская терригенно-пирокласто-карбонатная.
2. Сваранцкая терригенная.
3. Сраберд-такцарская эффузивно-пирокластическая.

По составу пород, строению и условиям образования рассматриваемую формацию в общих чертах можно сравнить с верхнемеловой вулканогенно-осадочной формацией Северной Армении (Сатиан, 1960), верхнемеловой осадочно-вулканогенной формацией северо-восточного склона Малого Кавказа (Акаева, 1964), среднеюрской порфиритовой серией Закавказья (Дзоценидзе, 1948) и среднеэоценовой андезито-базальтовой формацией Аджаро-Триалетской складчатой системы (Гамкрелидзе, 1965). Для всех этих формаций характерно обилие пирокластических и вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. Сближает их также состав продуктов вулканической деятельности (андезито-базальтовый, андезитовый). Несмотря на то, что в этом отношении вулканогенно-осадочная формация Северной Армении, где состав вулканитов колеблется от базальтового до липаритового. Сравнимые формации, за исключением верхнемеловой формации северо-восточного склона Малого Кавказа, роднит присутствие терригенного материала. В то же время верхнемеловые и среднеэоценовая формации содержат карбонатные породы, тогда как

в среднеюрской их нет. Примечателен тот факт, что в верхнемеловых формациях среднего течения р. Воротан и Северной Армении отмечается марганцевая минерализация.

Сравнительная характеристика верхнемеловых формаций

Изученные кремнисто-вулканогенный и вулканогенно-обломочный комплексы — две самостоятельные формации, относящиеся к разным группам морских вулканогенно-осадочных формаций. Первый комплекс относится к группе кремнисто-вулканогенных формаций, а второй комплекс является типичным представителем группы вулканогенно-обломочной.

Эффузивные породы в рассматриваемых формациях по составу различны. В кремнисто-вулканогенной формации преимущественное развитие имеют базальты, диабазы и спилиты, а в вулканогенно-обломочной доминируют андезито-базальты, андезиты. Эффузивные образования обеих формаций принадлежат к нормальному и пересыщенному А1 рядам.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные) породы сравниваемых формаций отличны. В кремнисто-вулканогенной формации прежде всего эти породы играют подчиненную роль. По составу они андезито-базальтовые, реже базальтовые. Пирокластические породы кремнисто-вулканогенной формации представлены главным образом туфами алевролитовой и псаммитовой размерностей. В их минеральном составе наиболее показательны вулканическое стекло, цеолиты, хлорит, авгит, из рудных — гематит и лимонит.

В вулканогенно-обломочной формации пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные) породы преобладают. Состав их андезитовый, меньше — андезито-дацитовый и андезито-базальтовый. Здесь развиты пирокластические породы от грубых разностей (вулканические брекчии) до самых тонких (пелитовые туфы). Характерные минералы туфов — это плагиоклазы, авгит, роговая обманка, из рудных — магнетит.

Туффиты в обеих формациях представлены алевро-псаммитовыми и пелитовыми разностями. Но в кремнисто-вулканогенной формации пелитовые туффиты, несмотря на основной характер вулканизма, кремнистые, а в вулканогенно-обломочной формации они известковистые.

Вулкано-терригенные породы присутствуют в обеих формациях. Но в кремнисто-вулканогенной некоторые разрезы целиком слагаются этими породами. Гранулометрически они представлены конгломератами и песчаниками. В вулканогенно-обломочной формации вулкано-терригенные породы развиты только в основании сваранцской подформации и включают в себя брекчии и конгломераты.

Обе формации содержат собственно осадочный материал. Но в кремнисто-вулканогенной распространены кремнистые породы и известняки, а в вулканогенно-обломочной формации собственно осадочным материалом слагаются терригенные и карбонатные породы. Особенно широко карбонатные породы развиты в татевской подформации, где они венчают ее разрез. Обломочные породы (брекчии, песчаники, алевролиты) существенны для сваранцской и татевской подформаций.

Основные породы кремнисто-вулканогенной формации — это эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные); второстепенные — яшмы и известняки. Для вулканогенно-обломочной формации главными породами являются пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные), второстепенные состоят из терригенных и карбонатных пород.

Породы изученных формаций подверглись эпигенетической переработке. Но в кремнисто-вулканогенной формации господствуют цеолитизация, хлоритизация, альбитизация, окремнение, а для вулканогенно-обломочной формации характерны глинизация, альбитизация, кальцитизация.

Сравниваемые формации имеют различный стратиграфический объем. Кремнисто-вулканогенная формация охватывает образования верхней части нижнего коньяка, а вулканогенно-обломочная — от верхнего турона до сантона. Различны и мощности формаций: мощность первой от 30 до 1340 м, а второй равна 900—950 м.

Условия седиментации в обоих случаях были морскими, но характер вулканизма был разным. В связи с этим и накапливались разные комплексы осадков.

В Еревано-Ордубадской зоне преобладали трещинные излияния. Немногочисленные же выбросы пирокластического материала связаны с взрывной деятельностью вулканов,

воздымавшихся, очевидно, в виде островных поднятий. В этапы затишья вулканизма получила развитие хемогенно-биогенная седиментация. В Горисско-Кафанской зоне вулканическая деятельность носила преимущественно эксплозивный характер. Взрывы, поставлявшие пирокластический материал, иногда сопровождались излияниями лав. Обилие вулканокластики подавляло хемогенно-биогенную седиментацию.

Кремнисто-вулканогенная и вулканогенно-обломочная формации являются образованиями разных седиментационно-тектонических зон, каждой из которых присущи особенности строения и развития. Первая сформировалась в Еревано-Вединском прогибе, являющемся структурным элементом Еревано-Орду-бадской зоны, а вторая - в Кафанском прогибе Горисско-Кафанской зоны. Своеобразие рассматриваемых формаций в определенной мере обусловлено и этим.

х х х

Проведенное литологическое исследование двух верхнемеловых формаций позволяет сделать следующие выводы:

1. Отличительной чертой позднемелового литогенеза на территории Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской седиментационно-тектонических зон является влияние вулканизма на осадконакопление.
2. В Еревано-Ордубадской зоне период вулканической активности связан со второй половиной раннего коньяка. Горисско-Кафанская зона характеризуется несколько более ранним началом вулканизма. В позднем туроне - раннем коньяке территория зоны была ареной вулканических проявлений, затухших в позднем коньяке. Новая вспышка вулканизма произошла в сантоне.
3. Вулканизм оказал большое влияние на литогенез. Кремнисто-вулканогенная формация представляет собой сложное сопряжение лав и пирокластических пород с кремнистыми и карбонатными отложениями. Вулканогенно-обломочная формация образована преимущественно пирокластическими и вулканогенно-осадочными (обломочными) породами в сочетании с терригенными и карбонатными пачками.
4. Присутствие пирокластического материала в вулканогенно-осадочных формациях обусловило широкое распростра-

нение таких постседиментационных преобразований, как де-
витрификация, альбитизация, хлоритизация, глинизация и т.д.

5. Изученные вулканогенно-осадочные формации характе-
ризуются своеобразием минерализации (яшмы, марганец), что
обусловлено спецификой вулканизма. Концентрации как яшм,
так и марганцовых руд, представляют собой хемогенные об-
разования, связанные с поствулканической деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР, М., Госгеолтехиздат, 1961.

Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловые отложения Ордубадского района. Изв. АН Аз. ССР, отд. геол. и хим. наук и нефти, 1947, № 6.

Акаева В. П. Литолого-минералогические особенности формации мела северо-восточного склона Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 159, 1964, № 4.

Акопян В. Т. О возрасте верхнемеловых образований района сел Сваранц и Татев. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, 1958, № 3.

Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1962.

Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, 1957, № 5-6.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, Айпетрат, 1958.

Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 10.

Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП отд. геол., т. LIV (1), 1969.

Бровков Г. Н. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы. Литология и полезн. ископ., 1964, № 2.

Габриелян А. А. О геотектоническом районировании Армении. В кн.: "Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1956₁.

Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. 1X, 1956₂, № 2.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Гаврилов А. А. Марганценовый вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 169, 1967.

Гамкрелидзе П. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали. В кн.: "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые" (по матер. У1 Всесоюз. литол. совещ.), М., "Наука", 1965.

Геология Армянской ССР, т. У, Литология. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.

Гулян Э. Х. Некоторые минералого-геохимические особенности и условия образования марганцевого оруденения Армянской ССР. В кн.: "Марганцевые месторождения СССР". М., "Наука", 1967.

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. 1935, М., "Наука", 1965.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд. АН Груз. ССР, 1948.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра", 1965.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Пер. с англ., Л.-М., ОНТИ, 1936.

Егоян В. Л. О возрастном положении хосровской свиты порфириров бассейна р. Веди (Армянская ССР, Вединский район). Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. У, 1952₁, № 3.

Егоян В. Л. К вопросу о верхнем туроне в бассейне р. Веди (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. ХУ, 1952₃, № 5.

Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. ДАН СССР, т. 91, 1953, № 4.

Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1955.

Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В кн.: "Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР". Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1956₁.

Егоян В. Л. Геологическое развитие Армении в верхнемеловое время. Труды совещ. по тектон. альпийской геосинкл. области юга СССР. Баку, Изд. АН Аз. ССР, 1956₂.

Егоян В. Л. Коньякские отложения юго-западной Армении и смежных районов Нахичеванской АССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, 1956₃, № 6.

Запорожцева А. С. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение. Труды Научно-исследовательского ин-та геол. Арктики, т. 67, 1958.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Казьмин В. Г. Офиолитовая формация северо-западной Сирии. Известия вузов. Геология и разведка, 1965, № 2.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В кн.: "Вопросы минералогии осадочных образований". Кн. 3 и 4. Изд. Львовского ун-та, 1956.

Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алтайского хребта. В кн.: "Геохимия кремнезема". М., "Наука", 1966.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, 1966, № 3.

Книппер А. Л. История развития серпентинитового мелажа Малого Кавказа. Геотектоника, 1971, № 6.

Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. ДАН СССР, т. 119, 1958, № 2.

Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы, М., "Наука", 1965.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метagenеза в терригенных и вулканогенных породах. ДАН СССР, т. 139, 1961, № 3.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 7.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах. В кн.: "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые" (по материалам У1 Всесоюз. литолог. совещ.), М., "Наука", 1965.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн.: "Геохимия литогенеза". М., ИЛ., 1963.

Лизалек Н. А. Вторичные изменения девонских пород Южно-Минусинской котловины. Геология и геофизика, 1963, № 7.

Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 1.

Ломизе М. Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 198, 1971, № 3.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Пер. с англ., М., "Мир", 1967.

Паффенгольц К. Н. Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. В кн.: "Геология СССР", т. 10, ч. 1, М.-Л., Гос. изд. геол. литер. Комитета по делам геологии при СНК СССР, 1941.

Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1946.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1947.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника. 1969, № 4.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях, Труды Геологоразв. ин-та им. С. Орджоникидзе, вып. 22, 1958.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Ренгартен В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. ДАН СССР, т. 29, 1940, № 5-6.

Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. В кн.: "Геология СССР", т. 10, ч. 1. М.-Л., Гос. изд. геол. лит-ры Комитета по делам геологии при СНК СССР, 1941.

Ренгартен В. П. Вулканические проявления в Восточном Закавказье в течение мелового периода. В кн. "Академику Д. С. Белякину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности". Изд. АН Арм. ССР, М., 1964.

Ренгартен В. П. Рудистовые фации меловых отложений Закавказья. Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 130, сер. геол. (51), 1950.

Ренгартен В. П. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 149, сер. геол. (62), 1953.

Ренгартен В. П. Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. Труды совещ. по тектонике альпийск. геосинкл. области юга СССР. Баку, Изд. АН Аз. ССР, 1956.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: "Региональная стратиграфия СССР", т. 6. М., Изд. АН СССР, 1959.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в данной-палеоцене. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, 1966, № 1-2.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Арм. ССР, т. XV, 1967, № 2.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X III (3), 1968.

Сатиан М. А. Еревано-Ордубадская офиолитовая зона и ее место в системе Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. X LVIII, (3), 1973.

Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., ИЛ, 1955.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Залманзон Э. С. Особенности состава фанитов и яшм Южного Урала. Литология и полезные ископ., 1963, № 1.

Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. В кн.: "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые" (по матер. У1 Всесоюз. литол. совещ.) М., "Наука", 1965.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 1, вып. 195, 1958.

Хворова И. В. и Дмитрик А. Л. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования. Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1.

Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Статья 1. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Избранные труды, т. III, М., "Наука", 1965.

Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. Geol. Surv. Prof. Paper, 212, 1946.

Coombs D. S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland New Zeland. Trans. Roy. Soc. N. Z., 82, pt. I, 1954.

Holzer H. F., Colin H. Beitrage zur Ophiolitfrage in Anatolien (Turkei). Jb.d.Geol. Bundesanstalt 100, Heft 2, 1957.

Packham G. H., Crook A. W. The principle of diagenetic facies and some of its implication. Journ.of Geol.,vol. 68,N 4, 1960.

Tromp S.W. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. of Geol., vol. LV, N4, 1947.

Weaver C. E. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones. Geol.Soc.America Bull., vol. 64, N 8, 1963.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

С. М. Григорян. ФАУНА НУММУЛИТИД ВЕРХНЕЭОЦЕ- НОВЫХ И ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАД- НОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР	5
Предисловие	5
Краткий очерк истории исследования стратиграфии и фауны нуммулитид палеогеновых отложений юго-за- падной части Армянской ССР	6
Стратиграфия палеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР	13
О палеоэкологических и палеогеографических услови- ях развития фауны нуммулитид	23
Систематическое описание видов	27
Заключение	93
Литература	95
Р. А. Мандалян. ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ — НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР (ЛИТОЛОГИЯ, ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ)	101
Введение	101
Глава 1. Краткий геологический очерк	102
Глава 2. Главные типы пород	107
Вулканические и вулкано-терригенные породы	107
Известняки	131
Доломитовые породы	148
Кремнистые породы	167
Глава 3. Полезные ископаемые	174
Глава 4. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры-неокома северной части Армянской ССР как пример эвгеосинклинального вулканогенно-осадочно-	

го породообразования. Основные особенности формации	182
Литература	188
Ж. О. Степанян. ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕРЕВАНО-ОРДУБАДСКОЙ И ГОРИССКО-КАФАНСКОЙ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА (АРМЯНСКАЯ ССР)	195
Предисловие	195
Кремнисто-вулканогенный комплекс Еревано-Ордубад- ской зоны	196
Краткий геологический очерк	197
Общая характеристика кремнисто-вулканогенного комп- лекса	203
Типы пород кремнисто-вулканогенного комплекса и не- которые вопросы их происхождения	205
Эффузивные породы	206
Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломоч- ные) породы	211
Осадочные породы	229
Вулканогенно-обломочный комплекс Горисско-Кафан- ской зоны	241
Краткий геологический очерк	242
Общая характеристика верхнемелового вулканогенно- обломочного комплекса	245
Типы пород вулканогенно-обломочного комплекса и некоторые вопросы их происхождения	248
Эффузивные породы	248
Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обло- мочные) породы	252
Осадочные породы	263
Карбонатные породы	266
Эпигенетические изменения	269
Главнейшие эпигенетические процессы	269
О стадийности эпигенетического преобразования пород	276
Краткие сведения о полезных ископаемых	278
Формационная характеристика верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской зон	280
Кремнисто-вулканогенный комплекс Еревано-Ордубад- ской зоны	281

Вулканогенно-обломочный комплекс Горисско-Кафанской зоны	285
Сравнительная характеристика верхнемеловых формаций.	288
Литература	292

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

ИБ № 11

Редактор издательства С. М. Даниелян
Худож. редактор Г. И. Горцакалян
Технич. редактор Р. Х. Геворкян
Корректор И. Г. Апкарян

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором М. А. Саакян

Книга издана офсетным способом

ВФ 06302 Изд. 4931 Заказ 83 Тираж 500
Сдано в набор 24.01.1979 г. Подписано к печати
5.1.1979 г. Печ. 19,0 + 2,0 + 7 вкл., усл. печ. 23,25 л.,
изд. 16,25 + 22 вкл., = 19,02 л., бумага № 1,60 x 901/16.
Цена 3 руб. 15 коп.

Издательство АН Армянской ССР. 375019 Ереван,
Барекамутян, 24 г. Типография Издательства АН
Армянской ССР, г. Эчмиадзин

2751