

Р. А. МАНДАЛЯН

ВЕРХНЕЮРСКИЙ-
НЕОКОМСКИЙ
СЕДИМЕНТО-
И ЛИТОГЕНЕЗ
АРМЕНИИ

ЕРЕВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԽԱՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ռ. Ա. ՄԱՆԴԱԼՅԱՆ

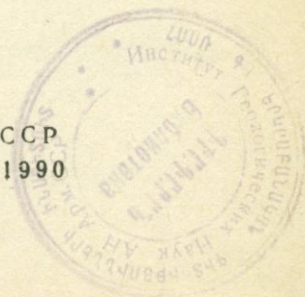
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱ-ՆԵՈԿՈՍԻ
ՆՍՏՎԱԾՔ ԵՎ ԱՊԱՐԱՌԱՋԱՅՈՒՄԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Р. А. МАНДАЛЯН

ВЕРХНЕЮРСКИЙ-НЕОКОМСКИЙ
СЕДИМЕНТО И ЛИТОГЕНЕЗ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1990



5247

ББК 26.323 (2Ар)
М 231

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук М.А. Сатиан

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
кандидаты геол.-мин. наук М.А. Мовсесян,
Ж.О. Степанян, Л. П. Яшвили

Книга посвящена литологии и условиям образования отложений верхней юры-неокома территории Армянской ССР. Рассмотрены и детально охарактеризованы шесть формаций: терригенная и терригенно-карбонатная келловей, вулканогенно-карбонатная и карбонатно-вулканогенно-обломочная оксфорда-неокома, две карбонатные формации (мелководная и относительно глубоководная) неокома. На фоне литолого-формационного анализа подробно рассматриваются вопросы вулканогенно-осадочного и осадочного породообразования, а также палеогеографии Малого Кавказа.

Книга рассчитана на литологов, вулканологов и геологов, занимающихся вопросами формационного анализа, осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза и геологии Малого Кавказа.

М $\frac{1804000000}{703(02)-89}$ 58 - 89

ISBN 5-8080-0057-2

© Издательство АН Армянской ССР, 1989

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Армении, как и на Малом Кавказе в целом, образования верхней юры-неокома распространены широко. Они максимально развиты в Сомхето-Карабахской зоне и в Кафанском сегменте, в которых слагают выдержанные по площади вулканогенно-осадочные и осадочные формации с суммарной мощностью около 3500 м. Углубленное изучение литологии и литолого-формационное подразделение верхней юры-неокома принадлежат к числу актуальных задач геологии Малого Кавказа. Сочетание интенсивного вулканизма с устойчивой литологической специализацией, присущей Тавро-Кавказскому региону и сопредельным областям в верхней юре-неокоме, придает изученному региону характер важного объекта для установления закономерностей вулканогенно-осадочного осадко- и пороодообразования. Важным при этом является объективная оценка главных факторов седименто- и литогенеза (вулканизм, климат, терригенный снос) и их сочетаний, а также рассмотрение этих явлений под углом зрения эволюции осадкообразования с течением геологического времени.

Решение этих сложных задач имеет важное практическое значение в связи с развитием в регионе нерудных полезных ископаемых — доломитов, известняков, силицитов и др. В данном случае научно-прогнозная оценка нерудного сырья и выработка поисковых критериев тесно связаны с выяснением обстановок седиментации, особенностей внутреннего строения осадочных и вулканических толщ, установлением петрографо-минерального состава и вторичных преобразований пород.

В настоящей работе предпринята первая попытка дать детальную характеристику крупному верхнеюрскому-неокомскому этапу седиментации в пределах северо-западной и юго-западной части Малого Кавказа и прилегающих областей.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮРЫ-НЕОКОМА АРМЕНИИ И ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Геологический очерк зон развития юры-неокома
территории Армянской ССР

На Малом Кавказе юрские образования развиты неравномерно и максимально распространены в Сомхето-Карабахской (Сомхито-Агдамской) антиклинорной зоне. Региональным вопросам стратиграфии и тектоники этой зоны посвящены сводки К.Н. Паффенгольца, 1947; А.Т. Асланяна, 1958; Л.Н. Леонтьева, 1949; В.Е. Хайна (1950); А.А. Габриеляна, 1959; Э.Ш. Шихалибейли, 1964 и др. Стратиграфическое подразделение отложений юры-неокома основано на работах К.Н. Паффенгольца, А.Т. Асланяна, Н.Р. Азаряна, М.Р. Абдулкасумзаде, В.Т. Акопяна, Ак.А. Али-заде, Э.Ш. Шихалибейли, Т.А. Гасанова, В.И. Зесашвили, Т.А. Пайчадзе, Р.Г. Бабаева, А.С. Папоян, Е.А. Успенской и других.

Важнейшей особенностью тектоники Сомхето-Карабахской зоны является кулисообразное размещение слагающих ее складчатых структур; брахиантиклинорий и разделяющих их мульд. В пределах Армении в Сомхето-Карабахской зоне выделяются две крупные структуры, вытянутые в северо-западном направлении: Шамшадинский (Шамхорский) антиклинорий, часть которого размещена в пределах Азербайджанской ССР, и Алавердский антиклинорий (рис. 1). Эти две крупные структуры разделены поперечным Иджеванским синклинорием, мульда которого выполнена верхнесенонскими известняками, Граница синклинория фиксируется по двум сбросам (Ревазлинскому и Лусадзор-Нижнеагданскому), придающим долине среднего течения р. Агстев характер грабена. Шамшадинский (Шамхорский) антиклинорий охватывает огромную площадь (междуречье Агстев и Гянджичай) по северо-восточному склону Малого Кавказа.

Ось Шамшадинского антиклинория протягивается в близширотном направлении через верховья рек Асрик-чай и Ахум. Ядро сложено вулканогенной толщей байоса, из-под которой участками обнажены метаморфические сланцы фундамента и песчано-глинистые образования нижней юры. Северное крыло Шамшадинского антиклинория, сложенное отложениями верхней юры и мела, по существу представляет собой крупную моноклираль, которая погружается в сторону Предма-

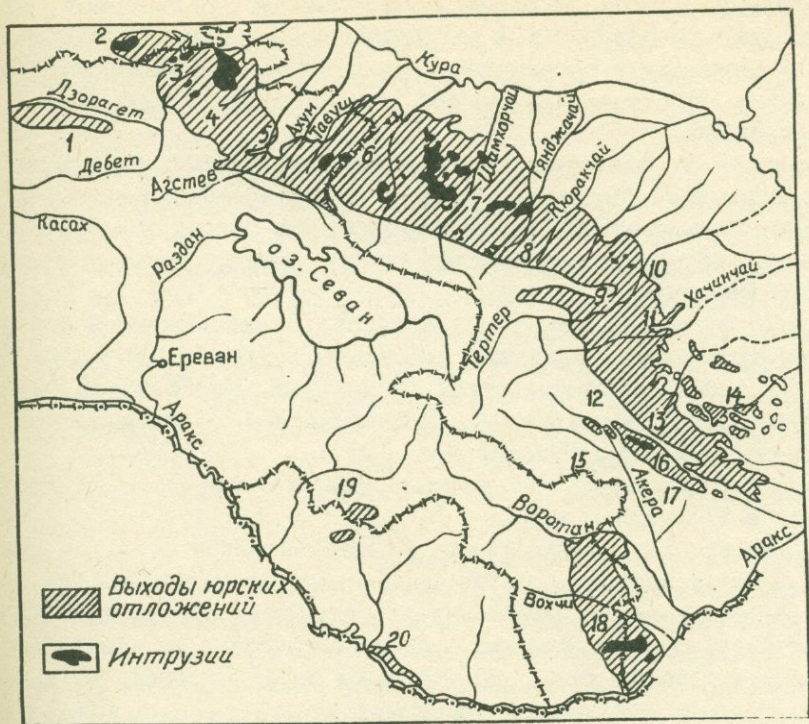


Рис. 1. Карта выходов юрских отложений Малого Кавказа (Армянская ССР, Азербайджанская ССР) по данным Н.Р. Азаряна и М.Р. Абдулпасумзаде (1972) с дополнениями автора. Антиклинии: 1 – Базумский, 2 – Локский, 4 – Алавердский, 6 – Шамшадинский (Шамхорский), 8 – Мровдагский, 11 – Агдамский, 13 – Карабахский, 16 – Лачино-Замзурский, 17 – Старотагский, 18 – Кафанский, 19 – Вайкский, 20 – Джульфинский. Синклинии: 3 – Лалварский, 5 – Иджеванский, 7 – Дашкесанский, 9 – Тоурагачайский, 10 – Мардакертский, 12 – Сарыбабинский, 14 – Мартунинский, 15 – Гочазский

локавказской синклинальной зоны (Казахский прогиб). Последний выполнен известково-мергелистыми и осадочно-вулканогенными образованиями верхнего мела и палеогена. Южное крыло антиклинория сложено, главным образом, терригенными отложениями нижней юры и мощными вулканитами байоса-бата.

На продолжении Шамшадинского антиклинория, к северо-западу, располагается Алавердский антиклинорий, занимающий междуречье Агстев и Дебед. С юга-запада Алавердский антиклинорий граничит с Севано-Ширакским синклинорием; выполненным породами эоцена, а от расположенного к северо-западу Локского антиклинория он разделяется небольшой синклинальной перемычкой г. Лалвар. Ядро Алавердского антиклинория обозначено на геологических картах в виде ориентированного в северо-западном направлении широкого овала сплошного развития байосской вулканогенно-осадочной толщи. Поло-

гое северо-западное крыло этой структуры сложено верхнеюрскими и меловыми породами, собранными в ряд куполовидных складок и осложненными второстепенными положительными и отрицательными складчатыми структурами. В сторону Куринской депрессии оно переходит в простую моноклиналь.

К северо-западу от Алавердского антиклинория расположен Локский антиклинорий широтного простирания. В его ядре обнажен кристаллический фундамент, прорванный гранитоидными интрузиями. Крылья этой же структуры сложены ниже- и среднеюрскими терригенными и вулканическими образованиями.

Далее, к востоку и юго-востоку, в пределах Азербайджана в составе Сомхето-Карабахской зоны выделены следующие частные структуры: Шамхорский, Геггельский, Мровдагский, Агдамский, Карабахский антиклинории и Казахский, Дашкесанский, Агджакендский, Мардакертский, Мартунинский синклинории (Шихалибеги, 1964).

Стратиграфический разрез юры-неокома Сомхето-Карабахской зоны представляется в следующем виде.

Кристаллический фундамент. Кристаллический фундамент обнажен в приподнятых частях ядра Шамшадинского антиклинория. Он сложен кварц-мусковитовыми, мусковит-альбиткварцевыми плагиогнейсами лептинитового типа, углистыми мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами с подчиненным количеством порфиритоидов. В ущелье р. Ахум мощность обнаженной части кристаллического фундамента составляет 250 м. Укоренившиеся представления об эопалеозойском возрасте метаморфизованных пород в последние годы были пересмотрены в связи с определениями абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом. Согласно последним (297 ± 3 млн. лет) им приписывается средний-верхний карбоновый возраст (Агамалян, 1978; Багдасарян, Гукасян, 1985).

Нижняя юра. Отложения нижней юры, которые залегают трансгрессивно на метаморфических сланцах, в пределах Армянской ССР развиты локально в бассейне р. Ахум, где максимальная мощность их 300 м. Более обширно по площади они представлены в бассейнах рек Ахинджачай и Асрик-чай (Азербайджанская ССР) и на Локском массиве (Грузинская ССР). Характерной особенностью перечисленных выходов является близость осадочных образований, основными компонентами которых являются кварц-слюдистые и аркозовые песчаники и глинистые сланцы. В ущелье р. Ахум отложения нижней юры представлены песчано-глинистыми образованиями. Песчаники сложены кварцем (преобладает), кварц-серицитовыми, кварц-слюдистыми сланцами, плагиоклазами. В подчиненном количестве присутствуют: кислые породы с микрогранитовой и микрофельзитовой структурой основной массы, аргиллиты, мусковит, биотит. Цемент практически бескарбонатный.

Средняя юра. Среднеюрские образования представлены главным образом вулканическими и вулканогенно-осадочными породами большой мощности.

Нижний байос. В пределах Сомхето-Карабахской зоны в интервале между терригенными отложениями нижней юры и кварцевыми порфирами залегает мощная толща, сложенная эффузивами среднего и

основного состава, их туфами, туфобрекчиями, а также туфопесчаниками и туфоконгломератами. Эта толща, известная под названием "нижней вулканогенной" или "подкварцпорфировой", занимает в северной части Армянской ССР обширные пространства – от бассейнов рек Тавуш и Ахум она протягивается до бассейна среднего течения р. Дебед. Далее она протягивается до южной окраины Локского массива, где налегает на размытую поверхность терригенных отложений нижней юры. Во многих участках развития в вулканитах наблюдаются интенсивные зеленокаменные изменения. Мощность вулканогенной толщи колеблется в пределах 1000–1750 м, а в Дашкесанском синклинории местами достигает 2000 м. С петрологической точки зрения это типичная андезитовая^{*} формация, породы которой относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются натриевой щелочностью, как правило пересыщенностью глиноземом, высоким содержанием железо-магnezальных компонентов, преобладанием в большинстве случаев закисного железа над окисным. (Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, 1981).

Верхний байос. В Сомхето-Карабахской зоне образования верхнего байоса представлены, главным образом, вулканическими породами, в составе которых преобладают кислые эффузивы с подчиненным количеством пирокластов и вулкано-терригенных образований, в том числе их известковистых разновидностей. Толща кварцевых (липаритовых, липарито-дацитовых) порфиров, являющихся наиболее характерным компонентом верхнего байоса северо-восточных склонов Малого Кавказа^{**}, максимально развита в Шамшадинском антиклинории (бассейн р. Хндзурут), где их максимальная мощность составляет около 900 м. К западу, в бассейнах рек Тавуш, Ахум, Агстев, наблюдается уменьшение мощности до 250–450 м, а в междуречье Агстев-Дебед и ее частичное замещение менее кислыми разновидностями (дацитами, андезито-дацитами). В петрологическом отношении это плагиолипаритовая формация, породы которой относятся к известково-щелочным ассоциациям, характеризуются несколько пониженной, отчетливо выраженной натриевой щелочностью и, как правило, пересыщенностью глиноземом (Магматические и метаморфические формации..., 1981).

Бат. Отложения Батского яруса имеют в целом ограниченное распространение. Фаунистически установлено присутствие нижнего бата, который представлен мелкозидными морскими и континентальными (угленосными) отложениями. В Шамшадинском антиклинории (бассейн р. Хндзурут) мощность морских терригенных отложений достигает

^{*} На основе геолого-петрографического сравнения с юрским разрезом Шамшадинского антиклинория, В.А. Агамалян (1987) относит к нижнему байосу мощную (до 6 км) толщу вулканитов западного склона Цахкуняцкого хребта. В ее нижней части преобладают спилиты, диабазы и гиадокластиты (около 3 км), а в верхней – туфотурбидиты (1200 м), базальты и андезито-базальты типа островодужных толеитов (1500 м).

^{**} Она протягивается широкой полосой от бассейна р. Агстев до левобережья р. Кошкарчай на расстоянии более 100 км.

350 м. Здесь они представлены ритмичным чередованием известковых песчаников и алевролитов, содержащих тонкодисперсное углистое вещество. Последнее возрастает в отложениях бата, развитых по южному крылу антиклинория. В пределах Иджеванского месторождения углей (бассейн р. Агстев) по данным поисковых работ отложения бата представлены как мелководно-морскими (гравелиты, песчаники, алевролиты), так и континентальными (аргиллиты, углистые аргиллиты) отложениями. Суммарная мощность отложений бата здесь составляет 300 м.

В ряде участков междуречья Агстев-Дебед (Верхний Джогаз, Кирани), где отложения бата также представлены песчано-глинистыми породами, имеет место резкое увеличение мощностей до 1100 м, за счет присутствия в разрезе мощных вулканических тел среднего состава.

В Алавердском рудном районе отложения бата представлены песчаниками и туфопесчаниками, содержащими обломки стволов деревьев и отпечатки листьев. Мощность отложений около 100 м.

Келловей.* Отложения келловей залегают трансгрессивно на образованиях средней юры (преимущественно бата, а также верхнего байоса). Сложены они, главным образом, терригенными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты), содержащими участками линзы и прослои известняков. Мощность келловей от 50 до 350 м. В нескольких участках Алавердского антиклинория и в Иджеванском синклинории в терригенной толще залегают вулканические образования, представленные диабазами, андезитами, андезито-дацитами и их брекчиями.

Нижний оксфорд: известняки, базальты и андезиты (преобладают), их брекчии и туфы, песчаники (в основании). Мощность 120-450 м.

Верхний оксфорд-кимеридж: известняки, доломиты с линзами и конкрециями силицитов, базальты, андезиты, их брекчии, гиаокластиты. Мощность 400-1200 м.

Титон-неоком: андезиты, базальты, их брекчии и туфы. Мощность 200-550 м.

Альб: глауконитовые известковистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями мергелей. Залегают трансгрессивно на верхней юре. Мощность 30-54 м.

Геологическое развитие юго-восточного Зангезура (Кафанский антиклинорий) в юрское время имело значительное сходство с Сомхето-Карабахской зоной.** От последней Кафанский блок разделен на-

* В соответствии с содержанием работы сведения по геологии и стратиграфии верхней юры-неокома приводятся в последующих главах.

** В меловое время, в особенности в верхнем мелу, наиболее отчетливо проявлялись существенные различия в геологическом развитии Кафанского блока и Сомхето-Карабахской зоны. С учетом сходства верхнемеловых отложений Базумского антиклинория и Зангезура, А.Т. Асланяном и М.А. Сатианом выделена единая Базумо-Кафанская структурно-формационная зона (1977).

женным Севано-Акеринским прогибом и глубинным разломом, а от соседней складчатой зоны Армении - Гиратахским разломом. Отложения нижней юры здесь не установлены, хотя не исключено их присутствие на глубине, в необнаженной части юрского разреза. Разрез средней юры, обнаженный в ядре Кафанского антиклинория, представлен следующим образом (Акопян, 1962).

Нижний байос. В основании юры обнажена свита плагиоклазовых и пироксеновых андезитов и реже андезито-базальтов, содержащих в заметном количестве туфы и туфобрекчии. Вулканиты имеют пятнисто-брекчиевидное строение, что связано с интенсивным и неравномерным проявлением процессов эпидотизации. Вулканогенная свита хорошо обнажена в ущелье рр. Галидзор, Куртамяк, а также на восточной и южной окраинах г. Кафана. Мощность ее обнаженной части составляет около 600 м.

Верхний байос. На неровном вулканическом рельефе "нижних порфиритов" залегает мощная вулканогенная серия, сложенная андезитами, андезито-базальтами, кварцевыми андезито-дацитами, пирокластами, тефроидами и туффитами. Вулканогенная серия верхнего байоса развита в ядре Кафанского антиклинория - в окрестностях г. Кафана и в бассейне р. Халадж. Мощность 750 м.

Нижний бат. Отложения нижнего бата сохранены лишь в окрестностях села Барабатум, где представлены маломощными (от единиц до нескольких десятков метров) песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. На всех остальных участках на отложениях верхнего байоса с размывом залегают вулканические и вулканогенно-осадочные образования верхнего оксфорда.

Верхний оксфорд-кимеридж. Образования верхнего оксфорда-кимериджа представлены лавами основного-среднего состава, пирокластами, гиалокластами, вулканоидами конгломератами и песчаниками, линзами и крупными пачками известняков. Мощность 700-1200 м.

Титон-средний валанжин представлен двумя мощными свитами (800-1400 м), отличающимися составом. В первой из них - Тапдсар-Кармракарской - наряду с мощными потоками эффузивов в соизмеримом количестве присутствуют пирокласты, вулканогенно-обломочные образования, а также известняки. В составе другой, Хуступ-Чимянской свиты, развитой, главным образом, по юго-западному крылу Кафанского антиклинория, преобладают эффузивы.

Неоком (верхний валанжин-баррем) представлен Зейвинской свитой карбонатных пород, залегающей трансгрессивно на эффузивах титона-среднего валанжина и наиболее полно развитой по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория. Отложения неокома здесь подразделены на две подсвиты: нижнюю - агаракскую (верхний валанжин - готерив, мощность 180-200 м) и верхнюю - кармирванкскую (баррем, мощность 120-150 м).

Апт. Образования апта залегают трансгрессивно на известняках баррема. В нижней части разреза представлены песчанистыми известняками, мергелями с подчиненным количеством туфопесчаников, в верхней - туфоконгломератами, туфопесчаниками, с прослоями мергелей и их сильно известковистыми разновидностями. Мощность около 300 м.

В пределах Базумского горст-антиклинория разрез обнаженной части мезозоя начинается с отложений поздней юры (?) — неокома, которые развиты по северным склонам Базумского хребта в бассейне верхнего течения р. Дзорагет. Они представлены перекристаллизованными известняками и их кремнистыми разновидностями, которые в нескольких участках прорваны небольшими телами ультраосновного и кислого составов. В бассейне р. Мец-Ару в карбонатной толще имеются выходы кислых вулканитов, а в ее кровле появляются прослои и пачки известковистых алевролитов. Возраст карбонатной толщи определяется по следующим данным: региональным сопоставлениям и находкам в перекрывающих ее слоях альбских аммонитов, а в самой толще — остракод нижнемелового облика (Асланян, 1958; Акопян, 1970). Невыясненными остаются условия залегания карбонатной толщи, поскольку их подошва не вскрыта.

Считается возможным присутствие отложений титона-неокома в составе тонкослоистых окремненных известняков, слагающих несколько разобренных выходов в западной части Севано-Акеринского синклинория (северо-восточное побережье озера Севан, бассейны рек Сатанахач, Дарачай и северо-западнее с. Шишкая (Аванесян, 1978).

Следующая область развития юрских отложений — это Еревано-Ордубадская зона, входящая в состав Араксинского пояса. Отложения юры здесь развиты на ограниченной площади по северному крылу Вайкского антиклинория (юго-западная часть Армянской ССР, окрестности с. Хндзорут). К юго-востоку с некоторым возрастанием мощности юрские отложения прерывистой полосой развиты в Нахичеванской АССР. Согласно К.О. Ростовцеву и Н.Р. Азаряну (1971) в разрезе юрских отложений присутствуют три толщи:

- нижняя, вулканогенная толща, сложенная базальтами, диабазами, их туфами, туфоконгломератами, имеет мощность около 300 м. Возраст ее определяется на основании стратиграфического положения между верхним триасом и верхами нижнего байоса;

- средняя толща — в основном глинистая, с базальным песчаным горизонтом в основании и горизонтом известняков в верхней части*. Изучение вертикального распространения в ней аммонитов позволило названным авторам здесь выделить стандартные зоны байоса и нижнего бата. Мощность 65–116 м;

- верхняя толща преимущественно песчаная. Обнаруженные в ее низах фауна аммонитов и брахиопод позволяет говорить о келловейском возрасте отложений. Мощность от 20 до 140 м.

* В составе отложений байоса и бата Неграмского ущелья присутствуют также туфопесчаники и алевротуффиты.

Некоторые вопросы литолого-формационного анализа и принципы выделения осадочных и вулканогенно-осадочных формаций

Формационный анализ, основы которого заложены в работах Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, Н.М. Страхова, И.В. Хворовой, В.И. Попова, В.Е. Хаина и других, является наиболее совершенным методом для восстановления основных закономерностей осадкообразования в пределах больших площадей.

Один из основоположников учения о формациях Н.С. Шатский определил формации как "естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, определенные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности". Подчеркивая необходимость выделения формаций, которые представляют собой не случайные наборы пород, а определенные ассоциации, Н.С. Шатский придавал большое значение парагенетическим сочетаниям различных пород в формациях (Шатский, 1960, 1965).

Принимая тесную связь формации с развитием крупных тектонических структур и определяя понятие формации, как тектоническую категорию, Н.С. Шатский обращал также внимание на то, что выделение формации на основе односторонних классификаций (климатических, тектонических) и других теоретических предпосылок вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения формаций.

При классификации формаций Н.С. Шатский учитывал и количественную роль различных пород, слагающих формацию, и выделял при этом главные (обязательные) и второстепенные (необязательные) члены формации. На развитие представлений о геологических формациях большое влияние оказала теория геосинклиналей, что привело к выделению трех классов формаций: геосинклинальных, платформенных и орогенных (Херасков, 1967).

Основными факторами образования формаций Н.М. Страхов (1956) считал физико-географические и тектонические условия, причем очень важное значение придавалось климату.

В последние годы особо важное значение придается детальному и всестороннему изучению вещественного состава, т.е. выявлению первичных природных свойств формаций. На необходимость выделения формаций по признакам, свойственным самим этим объектам, указывают многие исследователи.

П.П. Тимофеев (1978) под формацией понимает "естественный парагенетически связанный местом и условиями накопления крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующей определенной стадии геотектонического развития".

Согласно П.П. Тимофееву (1981), учение о геологических осадочных формациях должно включать три последовательных этапа: 1) детальный комплексный литолого-фациальный анализ; 2) формационный анализ – изучение строения и выделение формаций; 3) сравнительный анализ формаций. При этом принимаются четыре главных фактора, оп-

ределяющих образование осадочных формаций. Это – конседиментационный тектонический режим, палеогеография (фации, ландшафты), палеоклимат и вещество, поступающее в область седиментации. П.П. Тимофеевым подчеркивается необходимость разграничения процессов, связанных с образованием осадков (седиментогенез), от процессов превращения осадков в осадочную породу (собственно литогенез или литогенез или литогенез в узком понимании).

Ю.А. Косыгин (1969), рассмотревший принципы классификации геологических формаций, отмечает исключительную важность углубленного изучения их вещественного состава и внутреннего строения.

И.В. Лучицкий подчеркивает, что любые объекты необходимо классифицировать по признакам, характеризующим сами эти объекты, а не в соответствии с классификационными построениями, касающимися иных природных объектов. Аналогичным образом трактует обсуждаемую проблему Ю.А. Кузнецов (1973), считающий, что важнейшим признаком при выделении конкретных геологических формаций является вещественный состав формаций, т.е. реальный объект исследований.

А.П. Яншин и М.А. Жарков (1983) обращают особое внимание на эволюцию во времени осадочных формаций и показывают, что существуют формации вымершие и формации, впервые появившиеся на тех или иных этапах развития Земли. При этом подчеркивается, что эволюция осадочных формаций лучше всего может быть признана на основе парагенетического направления.

Значительные трудности возникают при классификации и типизации вулканогенно-осадочных формаций, многие из которых характеризуются исключительно сложными пространственными и генетическими взаимоотношениями седиментационного и вулканического компонента. Эти сложные вопросы формационного анализа развиваются в работах И.В. Хворовой (1963, 1965), которые во многом расширили представления о вулканогенно-осадочном парагенезе и пороодообразовании. Этим же исследователем, разработавшим принципы типизации вулканогенно-осадочных формаций, было предложено различать три группы их: вулканогенно-известняковые, вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-обломочные. Очень важным при этом является положение о переходных формациях (вулканогенно-обломочно-известняковых), которые объединяют в себе признаки нескольких формаций. Для полной характеристики источника вещества и его баланса И.В. Хворовой вносится понятие петрофона формации, которым называется общий потенциальный запас вещества. Он может быть терригенным, вулканогенным, гидрогенным и биогенным.

В настоящей работе в основу выделения формаций положен вещественный признак и породный парагенез; вслед за другими исследователями формации рассматриваются нами как овеществленное выражение тектонических движений. Это отчетливо обособленные в пространстве породные ассоциации, характеризующиеся общностью литологической специализации и близостью палеогеографической обстановки. При этом также принимается, что на состав и облик формирующихся осадков влияет не только конседиментационный тектонический режим, но, в

определенной мере, и геологические факторы, унаследованные от предыдущего этапа развития региона.

Выделение вулканогенно-осадочных формаций проведено с учетом соотношения двух главных факторов пороодообразования. Это характер осадочной седиментации, отражающий в данном случае литологическую специализацию (карбонатакопление) позднеюрской эпохи и масштабы вулканической деятельности. При этом вулканизм рассматривается не только как поставщик значительного количества глубинного материала (лавы, пирокласты, растворенное вещество и газы), но и в качестве явления, влияющего на формирование дна бассейна и его конфигурацию. В связи с этим необходимо отметить, что здесь, в отличие от осадочных формаций, в отдельные интервалы времени частично нарушается единство палеогеографической обстановки в связи с ростом вулканических островов и некоторым сокращением площади седиментации. Вместе с этим в данном случае имеется ряд геологических предпосылок, которые не позволяют рассматривать подобные вулканические накопления в ранге самостоятельных формаций. Это прежде всего временный и нередко блуждающий характер внутрибассейновых вулканических поднятий в связи с их интенсивной абразией и пространственным перемещением вулканических очагов. Далее, принимается во внимание и то обстоятельство, что формирование и захоронение обломочных вулканоидных накоплений – продуктов абразии вулканических поднятий – имело место в морской среде. При этом нередко происходит их смешение с органогенно-хемогенными, в данном случае, карбонатными осадками.

В табл. 1 приводятся выделенные автором (1970, 1972, 1974, 1976, 1977, 1979, 1985) формации верхней юры-неокома с краткой геологической характеристикой.

Таблица 1

Типы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций верхней юры-неокома в пределах Армении (Малый Кавказ)

Тип формации, возраст, структурное положение, условия залегания, мощность	Главные типы пород, обстановка осадкообразования
1	2
Сомхето-Карабахская антиклинорная зона Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-неоком); Алавердский, Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий. Трансгрессивно на породах келловей, верхнего байоса. Мощность 850-1850 м	Известняки и доломиты, содержащие линзы и прослои силицитов, основные и средние эффузивы, гиа-локластиты; реже вулканоидные обломочные породы и пирокласты. Морская, преимущественно мелководная, в кровле участками наземно-островная.

Терригенная (граувакковая) формация – келловей; Алавердский и Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий. Трансгрессивно на породах верхнего байоса и бата. Мощность 50–350 м

Преимущественно кислые граувакки, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, редко известняки. Морская мелководная и прибрежная

Кафанский сегмент

Карбонатная (нерком, верхний валанжин – баррем); Кафанский антиклинорий и прилежащий участок Горисского синклинория.

Трансгрессивно на породах титона – среднего валанжина. Мощность от 40 до 400 м

Известняки, участками содержащие прослои и конкреции кремней. В нескольких пунктах основания формации вулканомиктовые песчаники. Преимущественно морская, очень мелководная.

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация (верхний оксфорд-средний валанжин); Кафанский антиклинорий и прилежащий участок Горисского синклинория.

Трансгрессивно на породах верхнего байоса и отчасти нижнего бата.

Мощность от 1300 до 2600 м

Преимущественно основные и средние вулканиты при подчиненном развитии кислых (лавы, пирокласты, гиадокластиты); известняки, вулкановидные конгломераты, песчаники.

Преимущественно морская мелководная

Базумский антиклинорий

Известняковая формация (титон? – неом); ядро и север-северо-западное крыло Базумского горст-антиклинория.

Ввиду необнаженности основания условия залегания на нижележащих отложениях не ясны.

Мощность 450–650 м

Фораминиферовые и микрозернисто-фораминиферовые известняки, содержащие участками радиоляриевый компонент.

Морская глубоководная и умеренно-глубоководная

Ереванско-Ордубадская зона

Терригенно-карбонатная формация (келловей); юго-восточный борт Вайоцзорского синклинория. Трансгрессивно на отложениях триаса и средней юры. Мощность от 25 до 140 м

Песчанистые известняки кремнекластито-кварцевые известковистые песчаники, гравелиты. Морская мелководная

Глава 2

ФОРМАЦИИ КЕЛЛОВЕЯ

Терригенная формация Сомхето-Карабахской зоны

5247
Геологический очерк. Терригенная формация келловея, установленная в северной части Армянской ССР, развита преимущественно по крыльям Алавердского и Шамшадинского антиклинориев и протягивается с запада на восток в виде прерывистой полосы от бассейна р. Дебед до бассейна р. Хндзурут (рис. 2). Она залегает трансгрессивно, с угловым ($8-15^{\circ}$) и азимутальным несогласием на различных горизонтах образований верхнего байоса и нижнего бата, причем в основании формации во многих пунктах зафиксированы базальные конгломераты. Отложения келловея трансгрессивно перекрываются известняками оксфорда, а по левобережью р. Агстев и в нескольких участках междуречья Агстев-Дебед — толщами вулканитов оксфорда. Келловейский возраст терригенной формации хорошо обоснован палеонтологически (зона *Macrocephalites macrocephalum* Асланян, 1949, 1958). Недостаточно ясен вопрос об объеме келловея. Считается доказанным присутствие только нижнего келловея, а в менее размытых разрезах — и среднего (Азарян, 1963). Терригенная формация в целом характеризуется выдержанностью состава (Мандалян, 1977).

Главные типы пород

Конгломераты. Конгломераты в терригенной формации развиты неравномерно и главным образом приурочены к нижней части разреза. В средней-верхней части разреза они присутствуют в виде маломощных (0,2–3,5 м) прослоев и линз. По величине слагающих обломков конгломераты являются среднегалечными, а в меньшей мере — крупногалечными образованиями. Более крупные окатанные обломки, такие как валуны (1–10 дм) и окатанные глыбы (1–1,8 м), в их составе редки. Гальки конгломератов большей частью окатаны или хорошо окатаны. Представлены сферичными и сплюсненно-сфероидальными разновидностями — 80–95%. Уплющенные и плосковытянутые формы встречаются реже (5–20%). Заполняющее вещество конгломератов представлено гравийно-песчаным материалом. По его соотношению с окатанными обломками в изученных породах выделяются три разновидности (по классификации Вассоевича, 1956).

1. Конгломераты ненасыщенные, т.е. разновидности, в которых расстояние между большинством обломков превышает их поперечник, но обычно не более, чем в два раза. С ними ассоциируют резко недосыщенные конгломераты, которые пространственно переходят в грубозернистые песчаники с небольшим количеством галечного материала.

2. Недосыщенные конгломераты, т.е. разновидности, в которых большинство обломков не соприкасаются, но отстоят друг от друга на расстоянии менее средней величины поперечника.

3. Почти насыщенные конгломераты, т.е. образования, в которых больше половины обломков отстоят друг от друга на близком расстоянии, составляющем небольшую долю поперечника.

Преобладают первые две разновидности. По составу галек среди конгломератов выделены две главные разновидности. Первая из них близка к группе мономиктовых конгломератов. В ней около 85-90% от общего количества галек складывается продуктами размыва плагиолипаритовой (кварц-порфировой) формации верхнего байоса, которая имеет широкое площадное развитие на Малом Кавказе. Это гальки липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, реже дацитов. Помимо сравнительно свежих разновидностей названных пород в составе галек развиты также преобразованные (окварцевание, эпидотизация, хлоритизация, серицитизация) кислые вулканы, включая гальки вторичных кварцитов. Остальная часть галек (10-15%) сложена андезитами, андезит-базальтами и диабазами, в том числе и разновидностями, претерпевшими хлорит-серицитовую стадию преобразования. Кроме того, встречаются гальки кислых граувакк и тефроидов. Заполнитель представлен материалом, близким к составу галек - кислыми граувакками и гравелитами. Цемент карбонатный.

Описанный тип конгломератов развит преимущественно в пределах Шамшадинского антиклинория и Иджеванского синклинория. Слагает пачки мощностью от 3-5 до нескольких десятков метров (бассейн р. Ахум).

В полимиктовых конгломератах развиты гальки следующего состава:

Основные и средние вулканы - 45-75%.

Кислые вулканы - липариты, липарито-дациты, дациты - 25-50%.

Осадочные породы - песчаники, аргиллиты, известняки - 2-10%.

Заполнителем является гравийно-песчаный материал. Цемент преимущественно известковый. Полимиктовые конгломераты в значительной мере развиты в Алавердском антиклинории. В ущелье р. Ахум в составе полимиктовых конгломератов присутствуют (3-10%) гальки нескольких разновидностей плагиогранитов.

Песчаники являются преобладающей породой терригенной формации. В их составе максимально развиты кислые граувакки при резко подчиненном значении иных типов.

Кислые (кварц-порфировые) граувакки. Под этим названием описываются преимущественно трехкомпонентные породы, состоящие из обломков кислых эффузивов (преобладают); обломков кварца; обломков плагиоклазов. По соотношению этих главных компонентов в их составе согласно классификации В.Д. Шутова (1972) вы-

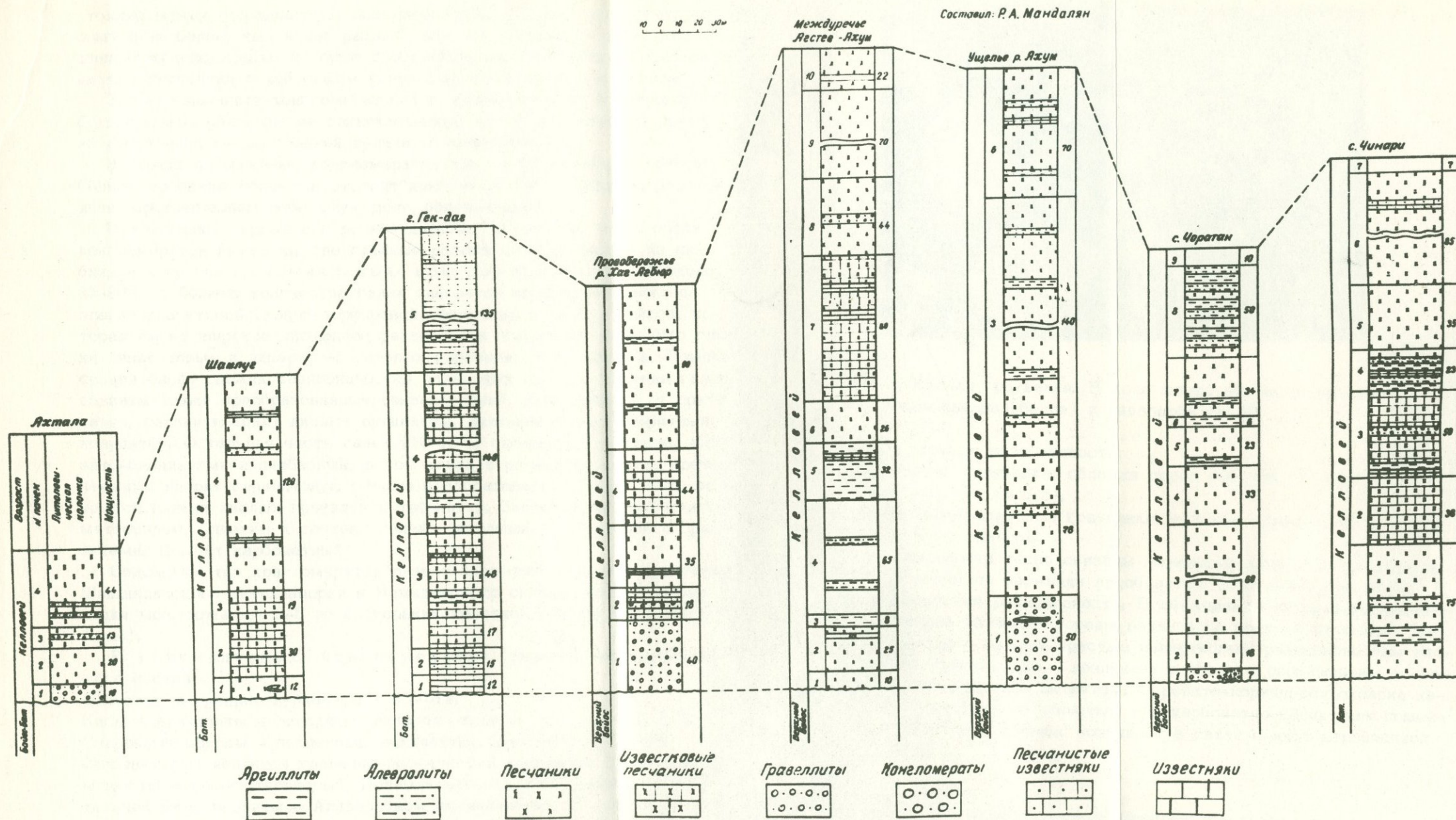


Рис. 2. Опорные разрезы терригенной формации келловей

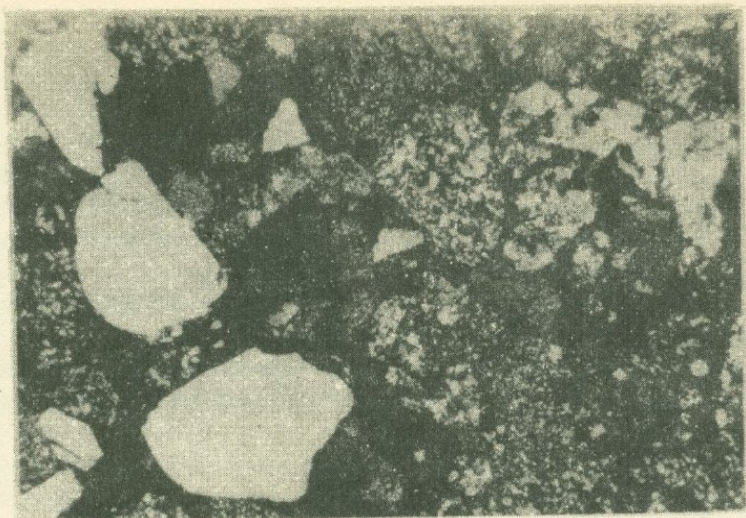


Рис. 3. Кислая граувакка. В поле шлифа видны окатанные зерна кварца (белое) и липаритов ув. 32

делены две главные разновидности:

1. Собственно граувакки: обломки пород 100–75%, полевые шпаты 25–0%, кварц 25–0% (рис. 3).

2. Кварц-полевошпатовые граувакки: обломки пород 75–25%, 10% < кварца, < полевого шпата.

Обе разновидности тесно связаны взаимопереходами по разрезу и латерали. В целом по формации преобладают собственно граувакки* и их известковистые разновидности. В обнажении это преимущественно горизонтально слоистые породы различного цвета и оттенков: серая и светло-серая окраска присуща известковым разновидностям кислых граувакк; темно-серая – возникает в связи с обогащением тонкорассеянным растительным детритом. Серовато-коричневая окраска характерна для граувакк с глинистым или карбонатно-глинистым цементом, а охристо-бурая – в них возникает в связи с инфильтрационной лимонитизацией.

* Понятие "граувакка" нередко дополняется прилагательным – (альбитофировая, фельзит-порфировая, диабаз-спилитовая), указывающим на конкретный источник сноса. Ю.К. Советов отмечает, что широко известные петрографические понятия "аркоз и граувакка" приобрели различные оттенки и обросли множеством сопутствующих понятий. Названный автор считает, что аркоз и граувакка, как и остальные крупные типы песчаников отражают понятие группы пород и могут применяться, если количественные критерии не обязательны (Советов, 1977).

Обломки пород

1. Обломки кварцевых плагиопорфиров с микрогранитовой структурой основной массы. Обломки с подобной структурой основной массы представлены кристаллическим агрегатом индивидуализированных кристаллов полигональных полевых шпатов (с примесью серицита и хлорита) размерами 0,01–0,05 мм.

2. Обломки кварцевых плагиопорфиров с микрофельзитовой структурой. Они представлены продуктами девитрификации вулканического стекла, по которому развиваются субмикроскопические срастания полевых шпатов, серицита, хлорита. Первые два типа обломков резко преобладают.

3. Обломки кислых эффузивов с сферопитовой и микрогранофировой структурой.

4. Обломки дацитов с гиалопилитовой структурой.

Разнообразные по составу обломки иных пород играют подчиненную (0–10%) роль. Это кератофиры, андезито-дациты, андезиты, диабазы, аргиллиты, а также обломки известняков и раковинный детрит. Последний представлен фрагментами кораллов, пелеципод, криноидей, реже морских ежей.

Кварц. Кварц является одним из главных терригенных компонентов песчаника, хотя и содержание его колеблется в значительных пределах. Величина зерен кварца обычно не превышает размеры 0,25–0,65 мм. Реже встречаются более крупные зерна обломочного кварца – 0,8–3 мм. По типоморфным особенностям выделяются следующие его разновидности.

а. Преобладающим типом обломочного кварца являются изометричные или близкие к этому зерна водяно-прозрачного кварца, в которых нередко сохранялась кристаллографическая форма – бипирамидальный габитус. Количество газово-жидких включений, как правило, небольшое. Наряду с мономинеральными зернами кварца в меньшем количестве присутствуют обломки, в которых кварц представлен в срастании с основной массой материнской породы – кварцевыми порфирами. Степень окатанности зерен разная: от неокатанной и слабо окатанной до полуокатанной. Преобладают первые. Полуокатанные зерна представляют, по-видимому, переотложенный кварц, испытавший более чем один цикл седиментации. Следует отметить, что бипирамидальный облик кристаллов кварца, характерный для многих разновидностей кварц-порфировых граувакк, присущ высокотемпературному кварцу эффузивных пород и указывает на его источник – породы среднеюрской кварц-порфировой (плагиолипаритовой) формации.

б. Кварцевые агрегаты мозаичного строения редки, что на первый взгляд находится в противоречии с обилием мозаичного кварца (часто в срастании с основной массой) в коренных, в особенности в субвулканических разновидностях кварцевых плагиопорфиров. Очевидно, при дезагрегации и транспортировке материала происходит распад такого вкрапленника на полигональные обломки, уже лишенные мозаичного погасания.

в. Полуокатанный, изредка трещиноватый кварц неправильно-изометрической формы, частично с нечеткими неровными контурами. Содержит газово-жидкие включения, а также игольчатые включения рутила и циркона. Наиболее вероятным источником его являются кислые интрузии.

г. Сильно катаклазированный кварц с редкими включениями апатита, рутила, турмалина. Как правило, это хорошо окатанные зерна ово-эно-удлиненной формы, неоднократно переоттопленные. Его присутствие связано с размывом древних терригенных пород основания юры. Встречаются спорадически.

д. Жильный кварц с включениями хлорита, эпидота и лимонита.

Полевые шпаты. Содержание полевых шпатов в песчаниках, по данным определений в шлифах, непостоянно и колеблется в пределах от 3-5 до 18%, в исключительно редких случаях составляя больший процент*. Размеры зерен варьируют в пределах 0,05-0,50 мм.

Плагииоклазы представлены преимущественно кислыми - средними разновидностями, нередко с полисинтетическими и простыми двойниками и в виде гломеропорфировых агрегатов. Среди них определены альбит, олигоклаз, кислый андезин. Калиевый полевой шпат ($2V = -55^{\circ}$, $N \angle$ канадского бальзама) встречается спорадически. В подчиненном количестве присутствуют основные плагииоклазы (основной андезин, лабрадор), обычно более измененные. Последние обычно присутствуют в собственно граувакковых песчаниках, и единичны в песчаниках со значительным количеством кварц-полевошпатового компонента. Изменения плагииоклазов проявлены в альбитизации, серицитизации, эпидотизации, гидротермальной каолинизации, хлоритизации, карбонатизации, цеолитизации. Разнообразие изменений обусловлено широтой проявления факторов - на преобразования, унаследованные от материнской изверженной породы, накладываются изменения, связанные с постседиментационными преобразованиями.

Цемент в песчаниках представлен преимущественно известковым материалом. Его количество варьирует в широких пределах - от 5 до 35% - и редко опускается ниже 8%. В его составе развиты два типа известкового материала.

а. Микрозернистый темный кальцит с редкими оолитами, рассеянным тонким детритом.

б. Тонкодетритовый (шламозый) материал с примесью микрозернистого кальцита и крупного органогенного детрита.

Структурные типы цементации разнообразны. Наиболее распространены "базальный", "поровый" и цемент соприкосновения. Глинистый цемент в песчаниках распространен реже.

* В таких случаях устанавливается связь с источником сноса - пиларито-дацитовыми плагииоклазовыми и кварц-плагииоклазовыми тейфроидами, развитыми в бассейне р. Хндзурт.

Минеральный состав песчаников

Изучение в иммерсии минерального состава кислых граувакк показало значительную выдержанность по составу породообразующих и аксессуарных минералов. По данным 50 проб кислые граувакки характеризуются высокими содержаниями кварца (4–25,6%, в среднем 8,4%), плагиоклазов (18,5–43%, в среднем 22%), обломков кислых эффузивов, магнетита (2,5–60%, в среднем 39,40%), эпидота (1–37,5%, в среднем 12,1%), цоизита (от единичных зерен до 5,2%, в среднем 0,95%).

Среди терригенных компонентов тяжелой фракции почти постоянно присутствует циркон, а также ильменит. Остальные минералы встречаются спорадически. Циркон присутствует в количестве от единичных знаков (несколько проб) до 3,1%, составляя в среднем 0,8%. Преимущественно представлен слегка удлиненными призматическими кристаллами, а также округлыми зернами. Короткопризматический циркон редок. В целом состав аксессуариев тяжелой фракции беден. Практически отсутствуют рутил, сфен, анатаз, апатит. Эпидот широко развит и представлен двумя главными разновидностями:

- 1) округленными желтовато-зелеными и матовыми зернами;
- 2) агрегатами прозрачно-фисташкового цвета со строением, напоминающим призматическое и с характерной интерференционной окраской.

Преобладает первая разновидность (около 70%), т.е. эпидот, который был унаследован от материнских пород (кислых вулканитов), претерпевших до своего размыва гидротермальный метаморфизм, в том числе и пропилитизацию. Помимо вулканологических наблюдений в пользу этого свидетельствует наличие в составе терригенных образований песчинок сильно эпидотизированных пород при незатронутости этим процессом цемента. Формирование второй разновидности эпидота обусловлено катагенезом и наложенным магматизмом, в частности, внедрениями липарито-дацитов. В составе кислых граувакк спорадически и в ограниченном количестве (от единичных знаков до долей процента) присутствуют иные минералы, не характерные для данной группы песчаников: авгит, роговая обманка. Их присутствие свидетельствует о наличии в области сноса эффузивов основного состава, роль которых в питании обломочным материалом была небольшой. Мусковит присутствует в составе песчаников, развитых в пределах Алавердского рудного района.

Химические анализы кислых граувакк (табл. 2) показывают черты, унаследованные от состава материнских пород. Это высокие содержания кремнекислоты, пониженное – магния, а также характерное преобладание натрия над калием. Сильно завышенные содержания кальция (и соответственно пониженное – силиция) в анализах №3 и 9 связаны со значительной карбонатностью цемента кислых граувакк.

По комплексу фациальных признаков в кислых граувакках обособляются две главные группы. Характеризуясь близостью состава терригенного компонента, они отличаются иными признаками: типом слоистости, карбонатностью цемента, составом и степенью окатанности раковинного детрита и другими.

Таблица 2

Химические анализы кислых граувакк

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,88	62,05	51,46	68,43	63,27	63,09	70,30	62,19	53,80
TiO ₂	0,60	0,65	0,60	0,33	0,42	0,36	0,65	0,49	0,55
Al ₂ O ₃	14,10	14,31	10,44	13,67	16,38	14,19	12,42	13,07	12,72
Fe ₂ O ₃	3,05	6,34	1,93	2,48	2,37	2,37	4,75	7,04	2,65
FeO	1,40	1,96	1,29	2,73	2,24	2,56	1,94	1,58	1,83
CaO	3,68	2,63	16,33	2,87	4,65	3,07	2,68	5,65	12,40
MgO	1,92	4,04	0,75	1,90	0,93	4,72	1,97	2,45	1,11
MnO	0,04	0,42	0,25	0,16	0,04	0,04	0,04	0,09	0,07
Na ₂ O	4,20	3,40	3,30	3,25	4,00	1,75	3,20	2,9	3,15
K ₂ O	0,65	1,00	0,60	1,12	0,70	0,42	0,60	1,4	0,42
P ₂ O ₅	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,10	0,06	н.об.	0,11	н.об.
п.п.п.	2,34	3,45	13,52	2,36	3,47	3,72	1,44	2,00	9,77
вл.	0,31	0,67	0,41	0,19	0,95	2,09	0,77	1,37	1,63
Сумма	100,17	100,56	100,88	99,49	99,52	100,64	100,76	100,34	100,10

Местонахождение образцов: 1, 4, 5, — междуречье Агстев-Ахум; 2, 3, 7, 9 — окрестности сел Чоротан и Чинари; 6, 8 — междуречье Дебед-Агстев.

Песчаники первой группы характеризуются значительным разнообразием гранулометрического состава (среди них много переходных разновидностей: от крупнозернистых к средне- и мелкозернистым), несколько пониженной карбонатностью (2–8%), возрастанием в составе раковинного детрита пеллеципод (посидоний) и развитием зачаточных оолитов. В обнажении это серые, изредка темно-серые (в основании и нижней части разреза формации при обогащении растительным детритом) породы с горизонтальной и горизонтально волнистой слоистостью. Реже наблюдается косая слоистость, представленная как субпараллельными, так и изогнутыми сериями слоев мощностью от 0,35 до 2,60 м. Песчаники содержат гальки, прослой алевролитов и редкие линзы органично-обломочных известняков. Последние характеризуются весьма хорошей окатанностью раковинных обломков и их интенсивной грануляцией. Судя по изложенным особенностям, песчаники формировались в переходной зоне от морского мелководья до прибрежных отмелей с активной гидродинамической средой и лагуннозаливным побережьем с несколько пониженной соленостью за счет опреснения.

Среди песчаников второй группы преобладают хорошо отсортированные преимущественно среднезернистые разновидности с горизонтальной слоистостью. Они характеризуются серой и кремово-серой окраской, значительной известковистостью (до 25%), частым присутствием окатанных и полукатанных обломков морских ежей, криноидей, кораллов и пеллеципод, наличием оолитов с 3–4 оболочками вокруг ядра. В песчаниках имеются маломощные пачки и прослой органично-детритовых известняков. Наличие косой слоистости, как и присутствие рас-

тительного детрита — нехарактерно. Изложенные признаки песчаников характеризуют их как осадки слегка удаленного от берега морского мелководья.

Базальт-андезитовые граувакки в целом по формации имеют подчиненное значение. В обнажении это толстослоистые породы с отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью. По величине обломочных зерен в их составе преобладают грубо- крупнозернистые (1 мм до 1–0,5 мм) разновидности, содержащие небольшую примесь (до 10%) гравийного и алевроитового материала. Обломки, как правило, хорошо окатаны и представлены округлыми или удлинено-сферическими, реже неправильной формы зернами. Ниже приводим краткую характеристику наиболее распространенных обломков пород базальт-андезитовых граувакк.

Диабазовый плагиоклазовый порфирит. Основная масса диабазовая. Характерные изменения — хлоритизация, эпидотизация.

Хлоритизированный авгитовый порфирит с микролитовой структурой основной массы.

Плагиоклазовый андезит. Темноцветный минерал вкрапленников (пироксен) нацело замещен хлоритом и кальцитом.

Хлоритизированные и опакитизированные андезиты с гиалопилитовой, микролитовой и пилотакситовой структурами.

Сваренные туфы андезито-базальтов и андезитов с вторичным кремнисто-хлоритовым цементом. Плагиоклазы в них альбитизированы и адуляризованы.

Кроме того, в качестве примеси присутствует иной компонент: окатанные и полуокатанные зерна аргиллитов, липаритов, липарито-дацитов, роговообманковых дацитов, а также хлоритизированные и монтмориллонитизированные фрагменты вулканического стекла.

Обломки кристаллов находятся в подчиненном количестве (до 8%) и представлены, главным образом, плагиоклазами: андезином, лабрадором, реже основным олигоклазом. Кварц встречается спорадически, причем его содержание связано с присутствием в песчаниках примеси обломков липаритов и липарито-дацитов. Цементом служит микрозернистый кальцит и его смесь с тонкодетритовым материалом. Он содержит также зачаточные оолиты, окатанные и угловатые крупные обломки раковин гастропод, пелеципод и кораллов. По данным 30 определений карбонатность базальт-андезитовых граувакк колеблется в пределах 3,8–18,2%, составляя в среднем 8,5%.

По данным минерального анализа 30 проб в изученных песчаниках отчетливо проявлено соответствие петрографического состава обломков с ассоциацией минералов тяжелой фракции. Это выражается в постоянном присутствии пироксенов (авгит — 0,7–6,8%, в среднем — 3,3%; гиперстен — 0,1–4,4%, в среднем — 1,4%; диопсид — от единичных знаков до 5,8%, в среднем — 1,6%) и обыкновенной роговой обманки (0,8–5,2%, в среднем — 1,85%). Состав аксессуариев исключительно беден. Практически отсутствуют гранат, рутил, апатит. По сравнению с кислыми граувакками заметно падает содержание циркона (от единичных знаков до 1,7%, в среднем — 0,65%). Одновременно меняются его типоморфные особенности — преобладают средне-короткоприз-

матические зерна. Заметно уменьшается также содержание эпидота (0,5–21,6%, в среднем – 4,65%) и цоизита (0,3–2%, в среднем – 0,45%). Основная же часть тяжелой фракции базальт-андезитовых граувакк слагается гематитом, магнетитом и лимонитом.

В отличие от кислых граувакк описанные песчаники не слагают пространственно выдержанных толщ. В Алавердском антиклинории они развиты у пос. Шамлуг и в истоках р. Хач-Агбюр, а в Шамшадинском – в кровле терригенной формации по южному склону г. Сарум. В последнем участке, где их мощность составляет 35–40 м, в составе граувакк имеется примесь (5–18%) хорошо окатанных песчинок аргиллитов. Формирование базальт-андезитовых граувакк связано с размывом среднеюрских вулканитов, главным образом, нижнего байоса и бата. В ограниченных масштабах в их составе присутствует материал эрупций, представленный хлоритизированными фрагментами вулканического стекла. Его поступление связано, вероятно, с синхронным вулканизмом, имевшим место на северо-восточных склонах Малого Кавказа.

Алевриты представлены небольшими (2,5–6 м) пачками или маломощными (0,25–0,75 м) слоями, развитыми среди кислых граувакк. В обнажении это горизонтально-слоистые породы серого и темно-серого цвета. Представлены мелкозернистыми и крупнозернистыми разновидностями, причем с увеличением размеров улучшается степень окатанности и отсортированности материала. В составе фрагментов пород преобладают кислые эффузивы, среди минералов – плагиоклазы и кварц. В качестве примеси (до 7%) присутствуют зерна андезито-дацитов и андезитов. В целом по составу они аналогичны мелкозернистым разновидностям кислых граувакк, отличаясь от них худшей окатанностью зерен и заниженным содержанием обломков пород. Алевриты содержат около 5–15% песчаных зерен, иногда многочисленные гастроподы и пеллециподы. Цемент чаще карбонатный, реже смешанный, карбонатно-глинистый.

Глинистые породы представлены преимущественно уплотненными и каменистыми разновидностями – аргиллитами. В обнажении это слоистые, местами сильно рассланцованные породы светло-коричневого и желтовато-серого (в известковистых разновидностях) цвета. Наряду с однородной микрозернистой структурой в шлифах аргиллитов наблюдаются переходы к глинисто-кластическому строению, обусловленному наличием алевритовой примеси (7–25%). Глинистое вещество аргиллитов имеет преимущественно двухкомпонентный состав и представлено хлоритом и гидрослюдой. Породообразующим глинистым минералом является триоктаэдрический хлорит, который фиксируется по наличию на дифрактограммах серий базальных рефлексов с $d(001) \neq 14,2 \text{ \AA}$. По данным электроннографического анализа параметры a и b хлорита соответственно составляют 5,30 $\text{\AA}$ и 9,20 $\text{\AA}$. Термограммы характерны для глин, содержащих хлорит. Породообразующее значение имеет и гидрослюда, присутствующая в разном соотношении (большем или меньшем) с хлоритом. На дифрактограммах она фиксируется по серии базальных отражений с $d(001) = 10 \text{ \AA}$, не изменяющих своего положения при обработке органическими жидкостями и прокаливании. Электроннографические данные свидетельствуют о принадлежности

диоктаэдрической гидрослюда к подтипу 1М с параметрами: $a = 5,16\text{\AA}$; $b = 9,00\text{\AA}$; $c = 10,18\text{\AA}$; $\beta = 100^\circ,31$.

По данным И.Х. Петросова (1983) в гораздо меньшем количестве в глинах терригенной формации развит каолинит. Его максимальное содержание (до 20–30%) зафиксировано в Шамлугском разрезе (Алавердский антиклинорий), который характеризуется присутствием каолинит–хлорит–гидрослюдистой ассоциации глинистых минералов.

Известняки. В составе терригенной формации известняки развиты слабо. Среди них развиты, главным образом, разновидности с обильной песчано–гравийной примесью. В Шамшадинском антиклинории они представлены маломощными (до 6 м) линзами среди терригенных образований. Относительно шире известняки развиты в Алавердском антиклинории, в междуречье Агстев–Дебед. Особенности их состава и, в частности, широкое развитие оолитовых и окатаннозернистых раковинных известняков (табл. 3) отчетливо указывают на прибрежные и очень мелководные условия их формирования на фоне терригенного породообразования. В составе карбонатных накоплений доломиты отсутствуют, а доломитизация известняков проявлена крайне слабо.

Магматические тела в терригенной формации. Интрузивные и субвулканические тела, прорывающие терригенную формацию, максимально развиты в Алавердском антиклинории. Первые представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, габбро и редко сиебито–диоритами; вторые – альбитизированными липаритами, липарито–дацитами, андезито–дацитами, трахиандезитами, диабазами. С этими внедрениями связаны локальные преобразования осадочных пород: перекристаллизация, ожелезнение, хлоритизация, эпидотизация и скарнирование. По юго–восточному крылу Алавердского антиклинория (в истоках левых притоков р. Агстев Спитак–джур и Сари–джур) строение терригенной формации осложнено присутствием многочисленных субвулканических тел, локализованных в ее разных горизонтах. Эти внедрения, близкие к автомагматическим брекчиям внешне схожи с туфобрекчиями и грубообломочными туфами. Среди них развиты как крупные (120 м x 300 м), так и мелкие (0,5 м x 8 м) тела значительной протяженности. В их составе выделены две группы пород, пространственно взаимосвязанных.

а. Породы лавоподобного облика, сложенные преимущественно роговообманковыми андезито–дацитами. Текстура массивная, нет направленности, флюиальности, расположение зерен случайное. Структура порфировая, полифировая, сериально порфировая. Кристаллы плагиоклаза часто раздроблены и имеют оскопчатый облик.

б. Породы туфоподобного облика, которые сложены осколками и цельными кристаллами плагиоклазов (олигоклаз–андезин), реже роговой обманки и пироксенов, сцементированных тонкораздробленным материалом того же состава.

Нередко серийные межпластовые внедрения подобных тел создают иллюзорное представление об их закономерном чередовании с терригенными накоплениями. В действительности же подлинные лавы, представленные диабазами и андезитами (истоки р. Хачагпюр, правые притоки р. Карахан–чай, окрестности с. Ревазлу) имеют крайне локальное развитие.

Краткая характеристика известняков-
терригенной формации келловей

Вещественный состав	Участки развития
Органогенно-детритовые известняки: полидетритовые; пеллециподово-полидетритовые, полидетритово-шламовые. Состав детрита: пеллециподы, остракоды, кораллы, морские ежи, криноидеи, реже брахиоподы. Содержат песчано-гравийную примесь (6-20%), редкие гальки эффузивных пород	Бассейн верхнего течения р. Барана, верховья рек Спитак-джур, Хач-Агбюр, окрестности с. Чинари. Мощность 0,8-15 м
Окатаннозернистые органогенно-обломочные известняки. Сложены хорошо окатанными обломками гастропод, кораллов, криноидей, фораминифер, морских ежей. Терригенная примесь составляет 8-18%	Верховья рек Хач-Агбюр и Спитак-джур, г. Шарукар, ущелье р. Ахум. Мощность 1,2-6 м
Облитовые известняки, в том числе зачаточно-оолитовые разновидности. Ядра оолитов представлены песчинками кварца, плагиоклазов, кислых эффузивов и обломками фауны. Терригенная примесь составляет 8-22%	Повсеместно, в указанных выше участках развития известняков. Мощность 0,2-1,75 м

По данным бурения, в терригенных отложениях на нескольких стратиграфических уровнях залегают многоярусные тела долеритовых базальтов, перемежающихся по разрезу с кислыми граувакками. В составе последних, однако, отсутствует вулканогенный обломочный и тефроидный компонент, который мог бы свидетельствовать о подводно-эффузивной природе и, следовательно, синхронности отмеченных вулканитов с терригенным осадкообразованием. Долеритовые базальты с интерсертальной и гиалопилитовой структурой содержат миндалины карбонат-селадонитового или карбонат-хлорит-халцедонового состава. Они обнаруживают значительное сходство с вулканитами кровли вышележащей вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-неокома.

Завершая характеристику вещественного состава, отметим, что терригенные формации, сложенные кислыми граувакками, разнообразны и вмещают специфические полезные ископаемые (Граувакки, 1972). Некоторые из них (Оренбургское Приуралье, Джезказган, Мангышлак), образовавшиеся в аридных условиях, являются меденосными. Другая ветвь формаций, в которых накопление материала протекало в гумидных условиях, часто оказывается угленосной. Примером служит Печерская формация, выполняющая северную часть Предуральяского краевого прогиба, и формация Карагандинского синклинория. Главное отличие терригенной формации келловей Сомхето-Карабахской зоны от близких к ней по источнику сноса древних (преимущественно карбон

и пермь) аналогов заключается в трансгрессивном характере и отсутствии в составе ее континентальных и паралических подформаций. Этим обстоятельством, а также спецификой юрского развития Малого Кавказа, обусловлен ряд отличительных черт состава кислых граувакк келловоя – повышенная карбонатность, наличие вулканической примеси и компонентов базальт-андезитовых граувакк.

К востоку от описанного региона, по северному крылу Шамхорского антиклинория, образования келловоя обнажены в бассейнах рек Асричай и Дзегам-чай (Абдулкасумзаде, 1963). В первом пункте в их составе преобладают терригенные накопления (мощность 183 м) – продукты размыва кислых вулканитов средней юры. Во втором пункте, как и почти на всем протяжении Сомхето-Карабахской зоны в Азербайджане, включая большую часть Шамхорского антиклинория, Дашкесанского и Мардакертского синклинориев, доминирующую роль играют пирокластические и осадочно-пирокластические накопления, содержащие в подчиненном количестве потоки андезитов. Определение четкой границы между образованиями келловоя и оксфорда ввиду скудности фауны здесь затруднительно, и поэтому они рассматриваются в составе единого комплекса. В ряде участков Дашкесанского и Мардакертского синклинориев трансгрессивное залегание келловоя выражено неотчетливо или вовсе не фиксируется. Мощности образований келловей – нижнего оксфорда находятся в пределах 100–350 м. Мощности нижнего маляма, достигающие в Ирмашлинском участке (Шамхорский антиклинорий) – 290 м, возрастают с увеличением объемов пирокластического материала (Абдуллаев, 1963). В составе последнего развиты литокластические, кристаллокластические и фельзитовые разновидности, включая мелкообломочные туфобрекчии, а также туфоконгломераты. Собственно терригенные же образования, находящиеся в подчиненном количестве, формируют заметные скопления в нижней части разреза нижнего маляма. Лишь в пределах Кяпазской синклинали (Дашкесанский синклинорий, верховья р. Бузлуг-чай) терригенные образования превалируют над вулканогенными. Таким образом, терригенная (граувакковая) формация, развитая в Алавердском и по северному крылу Шамшадинского (Шамхорского) антиклинория, в пределах Сомхето-Карабахской зоны в Азербайджане замещается терригенно-вулканогенно-обломочной формацией. Последняя представляет собой сложную разновидность смешанных формаций, в которой развиты разные типы породных ассоциаций – вулканический, осадочно-пирокластический, терригенный, вулканоидный обломочный. Далее отложения келловоя-нижнего оксфорда развиты во внутренних структурах Малокавказского нагорья – Тоорагачайском и Мартунинском синклинориях и Карабахском антиклинории, где представлены весьма разными породными ассоциациями. Наряду с пирокластическими образованиями, содержащими места потоки мандельштейнов, здесь развиты также песчаники и гравелиты, часто известковистые, а также конгломераты. Известняки максимально развиты в нескольких участках Мартунинского синклинория (до 150 м, собственно келловей) и вдоль северо-восточного крыла Карабахского антиклинория – в районе Шушикендского плато, где мощность обломочных и органогенных известняков келловоя-нижнего оксфорда достигает 250 м.

Таким образом, в этой части келловейского бассейна имело место резкое расширение масштабов карбонатакопления.

Терригенно-карбонатная формация Вайкского антиклинория

Терригенно-карбонатная формация келловей развита на ограниченной площади в Еревано-Ордубадской зоне, по северному крылу Вайкской антиклинали (юго-западная часть Армянской ССР) и в Нахичеванской АССР. В окрестностях сел Хндзурут, Гюлистан, Билага, у родника Ханбулаг отложения этой формации, представленные исключительно известковыми песчано-гравелитовыми породами и песчанистыми известняками, залегают трансгрессивно на песчано-глинистых образованиях бата, а участками — доломитах верхнего триаса. Мощность формации небольшая: она колеблется в пределах от 15 до нескольких десятков метров и лишь в окрестностях села Азнабюрт составляет 120–140 м. В 2,5 км к западу от развалин старого с. Хндзурут в овраге ручья, стекающего с г. Сусуст, отложения келловей залегают трансгрессивно и с угловым несогласием (рис. 4) на глинистых алевролитах бата в следующей последовательности.

1. Серые толстослоистые грубо- крупнозернистые, сильно известковистые песчаники и гравелиты, содержащие мелкие галечки и неокатанные обломки известняков. Участками пространственно переходят в сильно песчанистые и гравелитовые известняки. Мощность 1,6–2,5 м.

2. Желтовато-серые сильно известковые песчаники (3,8 м).

3. Мелко- среднезернистые сильно известковистые песчаники, содержащие прослой песчанистых известняков. Участками переходят пространственно в сильно песчанистые известняки (5,5 м).

4. Массивные и толстослоистые сильно песчанистые известняки, содержащие прослой (0,15–0,35 м) известковых гравелитов и песчаников (14,2 м).

В местности Казаняйла отложения терригенно-карбонатной формации представлены в следующей последовательности. На размытой поверхности алевролитов и аргиллитов бата, содержащих в кровле пачку известняков, залегают:

1. Толсто- среднеслоистые сильно песчанистые плитчатые известняки (7,6 м).

2. Серые песчанистые известняки, содержащие маломощные (0,12–0,15 см) прослой сильно известковистых гравелитов и песчаников (12,3 м).

3. Серые слоистые оолитовые известняки, содержащие песчаную примесь (12–25%)–(4,7 м).

В 1,3 км к востоку от описанного разреза в местности Мкои-Ахпур отложения терригенно-карбонатной формации залегают трансгрессивно непосредственно на карбонатных отложениях триаса. Мощность отложений, которые по составу идентичны описанным выходам, здесь повышается до 48–55 м.

В окрестностях села Гюлистан, по левому борту ручья — правобережного притока р. Джаук (Джагры-чай) — отложения терригенно-кар-

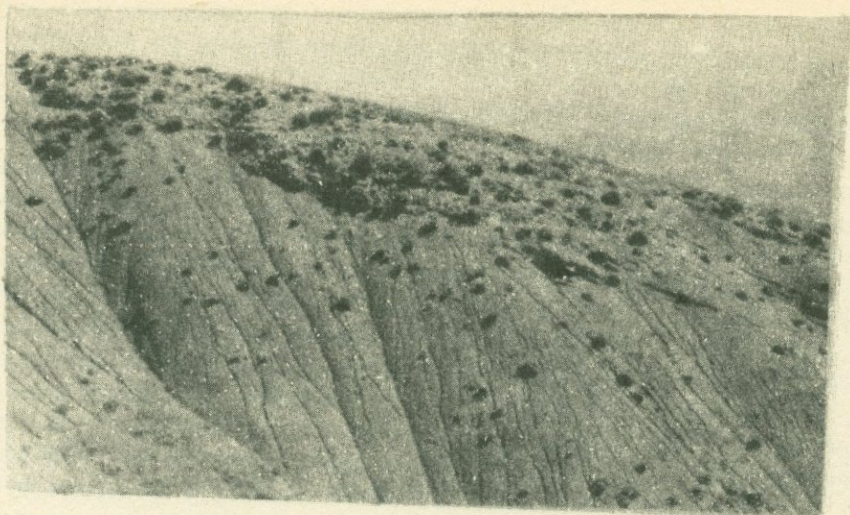


Рис. 4. Налегание плитчатых известковых песчаников келловея (верхняя часть фото) на массивные глинистые алевролиты бата. Овраг в 2,5 км к западу от развалин с. Хндзорут

бонатной формации залегают на глинистых алевролитах бата и представлены в следующей последовательности:

1. Песчано-алевритистые темновато-серые известняки, содержащие маломощные прослои известковых гравелитов и песчаников (4,6 м).
2. Песчано-гравелитовые серые известняки с редкими галечками кварца (6 м).
3. Известковистые гравелиты, участками переходящие в мелко-обломочные конгломераты с редкими крупными гальками (1,7-2,2 м).
4. Известняки с песчаной примесью и маломощными прослоями сильно известковистых песчаников (15 м).

На окраине с. Азнабюрт, по северному крылу одноименной синклинали, отложения келловея залегают трансгрессивно и без видимого углового несогласия на аргиллитах бата в следующей последовательности.

1. Желтовато-серые, реже светло-зеленые толстослоистые известковые песчаники, содержащие пачки (1,8-3 м) сильно песчанистых серых известняков (28 м).
2. Кремово-серые и кирпично-серые известковые песчаники, содержащие слои кварцевых гравелитов (от 0,2 до 2,8 м) и линзы серых песчанистых известняков (70 м).
3. Желтовато-серые известковые песчаники, содержащие маломощные (0,3-1,8 м) слои сильно известковистых алевролитов, а также линзы известняков, обогащенных гравийно-песчаным материалом (22 м).

Главные типы пород

Песчаники представлены исключительно известковистыми разновидностями и слагают слои и пачки мощностью от 0,1 до 7 м. Это горизонтально-слоистые породы серой окраски, которая по мере возрастания карбонатности переходит в светло-серую или кремовую. По гранулометрическим особенностям (данные шлифов) преобладают (65–75%) крупно-грубозернистые разновидности при подчиненном значении средне-мелкозернистых. В их составе обычно присутствует гравийный (6–10%) и алевроитовый материал (2–8%). Состав песчаников однообразен. Они слагаются обломками кварца (преобладает) и кварцитов при ничтожном содержании иного компонента.

Кварц является доминирующим компонентом (70–85%) в составе обломков. Характерны его следующие разновидности:

1. Окатанные и угловато-окатанные слабо трещиноватые фрагменты дымчатого кварца с нормальным погасанием. Среди них преобладают обломки изометричной формы, часть которых в результате коррозии приобрела некоторую угловатость и неровность по краям. Кроме того, встречаются удлинённые зерна с впадинами.

2. Окатанные, угловато-окатанные и угловатые зерна с нормальным угасанием и включениями аксессуаров (циркон, рутил) и газовой-жидких агрегатов. Характерна трещиноватость. Угловатость зерен имеет преимущественно вторичную природу и связана с распадом кварцевого агрегата по трещинам.

3. Кварц удлиненно-окатанный с волнистым погасанием, часто катклазирован. Характерна зубчатая структура, наличие сутурообразных швов и трещин дробления, а также включений хлорита.

В составе песчаников преобладают первые две разновидности кварца.

В результате растворения и переотложения зерен кварца в них формируется регенерационная каемка, отличающаяся чистотой состава. Ее толщина редко превышает сотые доли миллиметра. Кроме того, наблюдается внедрение известковой массы цемента в трещины и поры обломочного кварца, а также очень слабое разъедание тех же зерен кальцитом. Лимонитизация обломков кварца имела место по трещинам и корродированной поверхности с образованием тонких (0,01–0,02 мм) пленок.

Обломки кварцитов с мозаичной и конформно-регенерационной структурой слагают 15–30% от общего состава песчаных фрагментов. Они представлены как окатанными, так и угловато-окатанными зернами (рис. 5). В шлифах видно, что они слагаются скоплением плотно прилегающих агрегатов кварца округлой и полигональной формы. В результате растворения сопряженных зерен в них имел место вынос кремнистого вещества и его дальнейшее переотложение. Газово-жидкие включения, как и аксессуары, в кварцитах редки.

В составе обломков иных пород, составляющих в сумме не более 2–4%, присутствуют: известковые кварцевые песчаники, доломиты верхнего триаса, аргиллиты, кварц-слюдяные сланцы, компоненты кислых интрузий. В единичных образцах песчаников встречены редкие зерна андезито-дацитов и андезитов. Изредка в песчаниках присутствуют об-



Рис. 5. В поле шлифа видны окатанные фрагменты кварцитов с мозаичной и конформно-регенерационной структурой. Шлиф, ник. +, ув. 60

ломки, состоящие из гипидиоморфного срастания кварца и решетчатого микроклина, а также отдельные зерна микроклина, содержащие мелкие включения хлорита. Кроме того, в составе песчаников определены единичные зерна хлоритизированного биотита, а также мусковит, циркон, рутил и турмалин.

Обильный (20–40%) базального типа известковый цемент песчаников представлен смесью микрозернистого и тонкодетритового (шламового) материала. В его составе имеются также обломки криноидей, кораллов, пелеципод, фораминифер и оолиты (5–10%).

Химические анализы известковых песчаников (табл. 4) показывают высокие содержания кремнезема при низком количестве глинозема. Показательно также небольшое содержание щелочей при некотором преобладании калия над натрием.

Известковые гравелиты, представленные средне- крупнозернистыми разновидностями, образуют небольшие (0,1–0,30 м) прослои среди песчаников и близки к ним по составу обломочных зерен и цемента. В составе гравийных зерен преобладают окатанные обломки кварца при подчиненном содержании кварцитов. Песчаная примесь того же состава составляет 12–15%. Цемент известковый (15–38%). В базальных гравелитах присутствуют окатанные гальки (до 3,5 см), сложенные кварцем и реже – кварцитами.

Известняки, как правило, обогащены терригенным материалом, вплоть до перехода в сильно песчанистые разновидности. Это серые и светло-серые преимущественно толстослоистые породы. Ниже приводим описание их главных типов.

Полидетритовые известняки, сложены раковинным детритом (0,07–0,9 мм) криноидей, кораллов, пелеципод, фораминифер. В

Таблица 4

Химические анализы известковых песчаников келловей
юго-западной части Армянской ССР

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,07	69,20	51,43	58,14	53,34	56,20
TiO ₂	0,78	0,85	0,71	0,90	0,85	0,80
Al ₂ O ₃	2,37	2,67	1,92	2,52	2,31	1,95
Fe ₂ O ₃	0,91	1,10	1,06	0,95	0,88	0,85
FeO	0,58	0,60	0,51	0,70	0,68	0,05
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08	0,05
CaO	18,12	12,77	22,84	19,15	19,90	20,14
MgO	1,05	1,12	1,19	0,80	0,73	0,82
P ₂ O ₅	0,02	0,02	н.об.	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,12	0,15	0,17	0,18	0,21	0,25
K ₂ O	0,32	0,35	0,35	0,50	0,47	0,45
H ₂ O	0,12	0,10	0,10	0,40	0,35	0,27
n.n.n.	2,42	2,10	3,34	2,17	4,78	2,00
CO ₂	13,07	9,00	16,31	13,50	15,40	15,60
Сумма	100	100	100	100	100	100

Местоположение образцов: 1-3 - окрестности с. Хндзорут; 4-5 -
уч. Казаняйла; 6 - с. Азнабюрт.

составе детрита спорадически присутствуют также мшанки, острако-
ды, карбонатные сгустки водорослевого происхождения. Цементирую-
щий материал (до 15%) представлен смесью известкового шлама с
микрозернистым кальцитом. Мощность 0,4-2,3 м.

В отличие от них криноидно-полидетритовые известняки
характеризуются преобладанием в составе детрита (до 65%) члеников
криноидей с размерами от 0,15 до 0,7 мм. Постоянно содержат ооли-
ты (до 15%). Обе разновидности известняков развиты широко. Мощ-
ность их - 4-12 м.

Фораминиферово-полидетритовые известняки слага-
ются смесью разнообразного раковинного детрита с цельными рако-
винками фораминифер и их фрагментами. В породе присутствуют так-
же оолиты (5-8%). Мощность слоев 0,5-2,2 м.

Чистые разновидности оолитовых известняков в терриген-
но-карбонатной формации образуют небольшие прослои (0,1-0,25 м).
В гораздо больших масштабах здесь накапливались их смешанные

разновидности. Это, прежде всего, оолитово-окатаннозернистые раковинные известняки, в которых наряду с оолитами (до 65%) присутствуют хорошо окатанные раковинки и их фрагменты. В составе послеледников преобладают кораллы, фораминиферы, криноидеи; менее распространены остракоды, морские ежи, пелециподы. Оолиты имеют строго округлую форму и величину в пределах 0,2–0,55 мм. Количество концентрических оболочек – 3–4, реже 1–2. Ядрами служат окатанный раковинный материал, а также песчинки кварца. Количество зачаточных оолитов составляет 25–35% от их общего количества.

Приведенные характеристики известняков, в частности широкое развитие известковых оолитов и окатанного раковинного детрита, отчетливо указывают на мелководную морскую обстановку келловейского бассейна в период накопления пород терригенно-карбонатной формации. Вторичные изменения в известняках проявлены слабо. Это зачаточная и участковая перекристаллизация, развитие тонких карбонатных прожилков, ожелезнение. Вторичная доломитизация едва проявлена и развивается по детриту или цементу породы с образованием редких ромбодров.

Данные минерального анализа известковых песчаников и сильно песчаных известняков показывают хорошую выдержанность по составу, при его значительном однообразии. Изученные породы характеризуются следующим составом породообразующих и аксессуарных минералов. В легкой фракции – кварц (60–98,5, в среднем – 84,63%); полевые шпаты – редкие зерна; обломки пород (0 – 10,0, в среднем – 3,34%); разложенные зерна (ед. знаки – 20,5, в среднем – 15,63%). В тяжелой фракции – циркон (12,5 – 53,5, в среднем – 32,8%); турмалин (4,5 – 20,8, в среднем – 13,5%); рутил (2,0 – 12, в среднем – 8,2%); анатаз (единичные зерна – 5, в среднем – 2,14%); гранат (1,5 – 12,5, в среднем – 8,18%); зеленая слюда (1 – 3, в среднем – 1,5%); мусковит и ставролит (единичные зерна). Значительный процент тяжелой фракции составляют гидроокислы железа (единичные знаки – 73,5, в среднем – 23,98%); а также нерудные непрозрачные минералы (единичные знаки – 46, в среднем – 18,8%). Последние, по всей вероятности, являются продуктом изменения титансодержащих минералов (лейкоксен) и минералов группы эпидота. Остальные минералы встречаются спорадически.

Кварц является главным породообразующим минералом. Он представлен как хорошо окатанными, так и полуокатанными и угловатыми зернами. Наличие последних обусловлено вторичными явлениями – корродированием или распадом по трещинам первоначально округлых обломков. Преобладающий тип кварца – это бесцветные водяно-прозрачные зерна, часть которых содержит включения циркона, рутила, а также газово-жидкие пузырьки и тонкодисперсные точечные агрегаты. В составе зерен преобладает кварц с нормальным погасанием (80%). Фрагменты кварца с волнистым и мозаичным угасанием также постоянно развиты в составе песчаников (около 20%).

Полевые шпаты исключительно редки (единичные знаки) и представлены угловато-окатанными и угловатыми зернами решетчатого

микроклина, иногда интенсивно серицитизированные по участкам. Плагиоклазы отчетливо не диагностируются.

Циркон – самый распространенный компонент тяжелой фракции. Представлен окатанными зернами округлой формы, среди которых развиты идиоморфные кристаллы (призма и дипирамида). Размеры их от субмикроскопических до 3,5 мм. Кристаллы зонального строения редки. Преобладающая часть зерен циркона содержит включения рутила, турмалина и газово-жидких агрегатов. Присутствие турмалина в цирконе позволяет считать, что эта разновидность его связана с размывом кристаллического фундамента.

Турмалин представлен окатанными зернами с отполированной поверхностью, а также угловатыми и призматическими фрагментами. Преобладающая часть зерен окрашена в бурый, желтый и зеленый цвет, а в их небольшой части наблюдается синяя и бесцветная окраска. Зерна турмалина содержат включения циркона, рутила, кварца, слюды и непрозрачных минералов.

Рутил представлен кристаллами призматического и шестоватого облика. Реже встречаются округлые, хорошо окатанные зерна с характерной штриховкой, как и коленчатые двойники и сростки. Минерал имеет преимущественно буровато-красную и красную окраску и слабо плеохроирует. Рутил подобного облика описан в породах метаморфического комплекса. Анатаз представлен зернами пирамидального, призматического и таблитчатого габитуса. Окраска минерала разнообразна: желтая, серовато-синяя, синяя.

Гранаты чаще присутствуют в виде угловатых и слегка удлинённых розовых полуокатанных зерен неправильной формы. Содержат включения кварца, рудных минералов, а изредка и углистое вещество. Следует отметить, что розовые гранаты (альмандин) с включениями углистого вещества характерны для кристаллических сланцев нижней группы фундамента. Единичные зерна мусковита представлены чешуйками с перламутровым блеском и совершенной спайностью. Подытоживая данные, остановимся на главных особенностях минерального состава пород терригенно-карбонатной формации.

1. Большое однообразие терригенного материала, что выражено в резком преобладании обломков кварца (при подчиненном значении кварцитового компонента), а в аксессуарах – устойчивых минералов. Показательно практическое отсутствие полевых шпатов и темноцветных минералов.

2. Своеобразие химического состава – низкие содержания глинозема и щелочей при значительном преобладании калия над натрием.

Судя по ассоциации обломочных минералов первоисточником терригенного материала служили выходы докембрийского кристаллического фундамента – главным образом нижней серии. В составе ее широко развиты кварц-биотит-хлорит-мусковитовые сланцы с рутилом и анатазом, турмалиновые мусковит-кварцитовые сланцы, гранат-биотит-мусковитовые графитовые сланцы, а также кальцитовые и доломитовые мраморы. Этот же материал неоднократно перемывался (в среднем-верхнем палеозое, триасе, нижней и средней юре), что и обусловило близость состава терригенного компонента отложений фанерозоя (до

верхней юры включительно). В этом отношении показателен состав отложений среднего-верхнего палеозоя и триаса, в которых наряду с карбонатными породами широко развиты полевошпатово-кварцевые, кремнекласитово-кварцевые песчаники и алевролиты, а также мономиктовые кварцевые песчаники. Характерна терригенная ассоциация: рутил-мусковит-турмалин-циркон-кварц. В составе легкой фракции диагностируются кислые плагиоклазы, количество которых возрастает до 0,5% в отложениях триаса (Нисаян, 1974).

Приведенные данные показывают, что терригенные отложения келловоя Вайкского антиклинория представляют собой зрелые остаточные образования, сформированные в течение нескольких седиментационных циклов и испытавшие в связи с этим интенсивное механическое и химическое выветривание. Результатом этого явилось растворение таких устойчивых минералов, как кислые плагиоклазы.

Глава 3

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (оксфорд-неоком) СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ

Геологический очерк

Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-неоком), развитая в северо-восточной части Армянской ССР, наиболее полно представлена в Шамшадинском антиклинории, Иджеванском синклинории и юго-восточной переклинали Алавердского антиклинория. Она характеризуется пологим ($8-20^{\circ}$) падением слоев. К западу и северо-западу от этой полосы, в междуречье Агстев-Дебед и в особенности в бассейне р. Дебед (Алавердский антиклинорий) формация убывает как по мощности, так и по площади развития. На этом отрезке она представлена главным образом нижней частью (оксфорд) и то в виде разобщенных выходов, сложенных преимущественно вулканитами.

В основу возрастного подразделения формации принята стратиграфическая схема, разработанная А. Т. Асланяном (1949) и впоследствии уточненная и детализированная тем же автором (1958), а также исследованиями Н.Р. Азаряна, Г. А. Чубаряна (1970), Г.А. Туманяна (1975) и других.

Стратиграфический разрез вулканогенно-карбонатной формации представлен следующим образом.

Нижний оксфорд: андезиты, базальты, их туфы, известняки. Мощность 120-450 м.

Верхний оксфорд-кимеридж: известняки, доломиты (участками содержащие линзы и конкреции силицитов), базальты, андезиты, их брекчии, гиалокластиты, туфы. Мощность 400-1200 м.

Титон-неоком: базальты, андезиты, их брекчии и туфы. Мощность 200-550 м.

Нижний оксфорд представлен двумя различными по составу свитами, каждая из которых имеет развитие в определенной структурной зоне. Первая, представленная карбонатными отложениями, широко развита в пределах Шамшадинского антиклинория, где отложения нижнего оксфорда залегают трансгрессивно на терригенных образованиях келловей и бата, а в случае размыва последних — непосредственно на плагиолипаритах верхнего байоса.

Вторая, развитая в Алавердском антиклинории и по западному борту Иджеванского синклинория, представлена, главным образом, потоками андезитов и андезито-базальтов с суммарной мощностью до

450 м. Карбонатные породы здесь представлены слоями и пачками (4–25 м), захороненными среди вулканитов.

Верхний оксфорд-кимеридж представлен мощной серией, характеризующейся чередованием вулканических и карбонатных пород в резко меняющемся соотношении. Она хорошо прослеживается с запада на восток от Иджеванского хребта до бассейна р. Хндзурут. 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, вулканогидных конгломератов и брекчий. Подобное соотношение существенным образом меняется в пределах Шамшадинского антиклинория. В приводораздельной части Агстев и Ахум карбонатные породы все еще преобладают, однако далее к востоку, в бассейне р. Ахум, доминируют вулканические образования, среди которых залегают многочисленные линзы карбонатных пород. Роль последних несколько повышается в районе сел Навур и Идакар, но к востоку вновь сводится к минимуму. Аналогичное соотношение наблюдается в бассейнах рек Тавуш и Хндзурут, где, за исключением нескольких участков, карбонатные породы не образуют значительных скоплений.

В этом же направлении с возрастанием объемов вулканического материала увеличивается мощность описываемой свиты. Она составляет 400 м на Иджеванском хребте и 650–1200 м в пределах Шамшадинского антиклинория.

Титон-неоком представлен артаминской свитой вулканических пород, которая развита в бассейнах рек Ахум и Тавуш. Сложена она потоками и покровами базальтов и андезитов (преобладают), а также их брекчиями и туфами. Артаминская свита фаунистически не охарактеризована, и 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 стратиграфической изученностью границы верхней юры и нижнего мела. В связи с этим особо отметим, что поярусное расчленение разреза вулканогенно-карбонатной формации едва ли возможно. В особенности оно затруднительно в зонах пространственного сочленения карбонатных и вулканических пород, т.е. образований с качественно различными механизмами и скоростями наращивания мощностей.

Вулканогенно-карбонатный парагенез сохраняется непосредственно к востоку и юго-востоку в пределах азербайджанской части Сомхето-Карабахской (Сомхито-Агдамской) зоны. Максимум вулканической деятельности был проявлен в кимеридже, когда мощность вулканического материала, содержащего крупные, но быстро выклинивающиеся линзы карбонатных пород, достигала 1000 м (Абдулаев, 1963). Ниже приводим опорные разрезы вулканогенно-карбонатной формации (рис. 6).

Главные типы пород

Вулканические образования. В составе вулканического компонента формации присутствуют следующие главные типы.

Базальты и андезито-базальты потоков массивного строения имеют мощность от нескольких метров до 15–25 м. По простиранию они прослеживаются на многие сотни метров, иногда несколько километров. Внешне это темно-серые, реже зеленовато-серые породы с заметными вкрапленниками и часто с обильными миндалинами. Структура под микроскопом порфировая, вкрапленники представлены преимущественно темноцветным минералом (судя по габитусу – пироксеном и оливином), замещенным карбонатом и хлоритами, а также микровкрапленниками плагиоклаза (в базальтах). В андезито-базальтах увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза – до 20% объема. Размеры последних до 1 x 0,3 мм, с разной степенью интенсивности они альбитизированы.

Основная масса описываемых пород имеет буро-зеленую окраску, апоинтерсертальную структуру; представлена нацело хлоритизированным вулканическим стеклом, пропитанным опаковой пылью. В ней хаотически разбросаны микролиты и лейсты разложенного плагиоклаза, имеющего размеры от 0,02 до 0,5 мм. Они замещены альбитом, цеолитами, кальцитом. Миндалины обильны. Форма их округлая, эллипсоидальная, диаметр от 0,1 до 15 мм. Различаются миндалины простого и сложного строения. Первые (с размерами 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.

Базальты и андезито-базальты потоков подушечного строения широко развиты в Шамшадинском антиклинории, где являются преобладающим типом эффузивных образований. Мощности потоков "пиллоу" составляют 4–12 м. Суммарная мощность подушечных лав в междуречье Ахум-Тавуш достигает 600 м. Потоки сложены округлыми прилегающими друг к другу лавовыми обособлениями с переменным количеством лавокластического заполнителя. В потоках характерно приспособление вновь образованных подушек к нижней, ранее сформированной поверхности. Размеры подушек варьируют в широких пределах – от 0,15 до 1,2 м в поперечнике, но чаще развиты сфероиды величиной 0,45–0,65 м. По форме они разнообразны: округлые, караваеобразные, шаровидные с разной степенью уплощенности (преобладают округлые слегка уплощенные подушки).

По петрографическому составу подушечные лавы идентичны потокам массивного строения. Отличия заключаются в более интенсивной, но неравномерно проявленной альбитизации и цеолитизации, большем количестве миндалин, средне- и мелкозернистой структуре основной массы, частым наличием среди интенсивно кальцитизированных и халцедонизированных порфировых выделений реликтов оливина и пироксена. В бассейне р. Ахум среди подушечных лав локально развиты спилиты.

В потоках "диллоу" часто присутствуют реликты донных карбонат-

ных осадков. Различаются два типа их: это межподушечные включения известняков и ксенолиты, расположенные непосредственно на поверхности лавовых сфероидов.

Подушечные лавы нередко переходят в подушечные брекчии. Среди последних развиты две ~~главные~~ разновидности:

- состоящие из сравнительно слабо поврежденных подушек и их обломков с гиалокластической связующей массой;
- аналогичные образования, в которых преобладают обломки подушек.

Гиалокластиты представляют собой сравнительно отсортированную разновидность заполнителя подушечных лав, образованного при шелушении "пиллоу". В обнажении они неоднородны: встречаются как массивные, так и их слоистые типы различных цветов и оттенков - зеленовато-бурые (пятнистые), оливково-зеленые, а в сильно монтмориллонитизированных разновидностях - светло-коричневые. В их составе развиты две главные разновидности.

1. Слабо отсортированные массивные и толстослоистые крупнообломочные разновидности, которые нередко содержат обломанные подушки и их мелкие фрагменты. В шлифах видно, что порода состоит из плотно расположенных апогиалиновых обломков с размерами от 0,3 до 10-12 мм. Преобладают величины 2,2-6 мм. Форма обломков угловатая, в мелких фрагментах границы нечеткие. Мелкие обломки образованы желтовато-зеленым хлоритом и монтмориллонитом, в котором иногда сохранены реликты слаборазложившегося базальтового стекла. В сравнительно крупных фрагментах более отчетливо проявлен характер гиалокластического материала - наличие обломанных (в форме черепков со сглаженными или рваными причудливыми очертаниями или полусфер) и реже цельных глобулей, хлоритизированного и монтмориллонитизированного гиалобазальта. Гиалокластиты содержат более крупные литокластические фрагменты, среди которых много разновидностей с гиалопилитовой основной массой. Заполнитель разнороден и представлен хлоритом, монтмориллонитом, цеолитами, халцедоном, карбонатами.

2. Тонкослоистые хорошо отсортированные гиалокластиты, которые не содержат в заметном количестве иную вулканическую примесь. В них более интенсивно протекала монтмориллонитизация витробазальтового компонента, проявленная максимально во фрагментах алевритовой размерности. Смешанные (известковые и доломитистые) разновидности этих же гиалокластитов развиты в зонах сочленения вулканического и карбонатного компонента формации - междуречье Агстев-Ахум. Гиалокластиты подвергались монтмориллонитизации. При интенсивном течении процесса они преобразуются в монтмориллонитовые глины (Мандалян, 1979).

Андезиты слагают потоки массивного, брекчиевого и реже подушечного строения. В их составе развиты две главные разновидности

а) Плагиоклазовые андезитовые порфириды характеризуются массивной текстурой и внешне заметными порфиоровыми выделениями плагиоклаза. В шлифах видно, что порода имеет порфиоровую структуру с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники обильны,

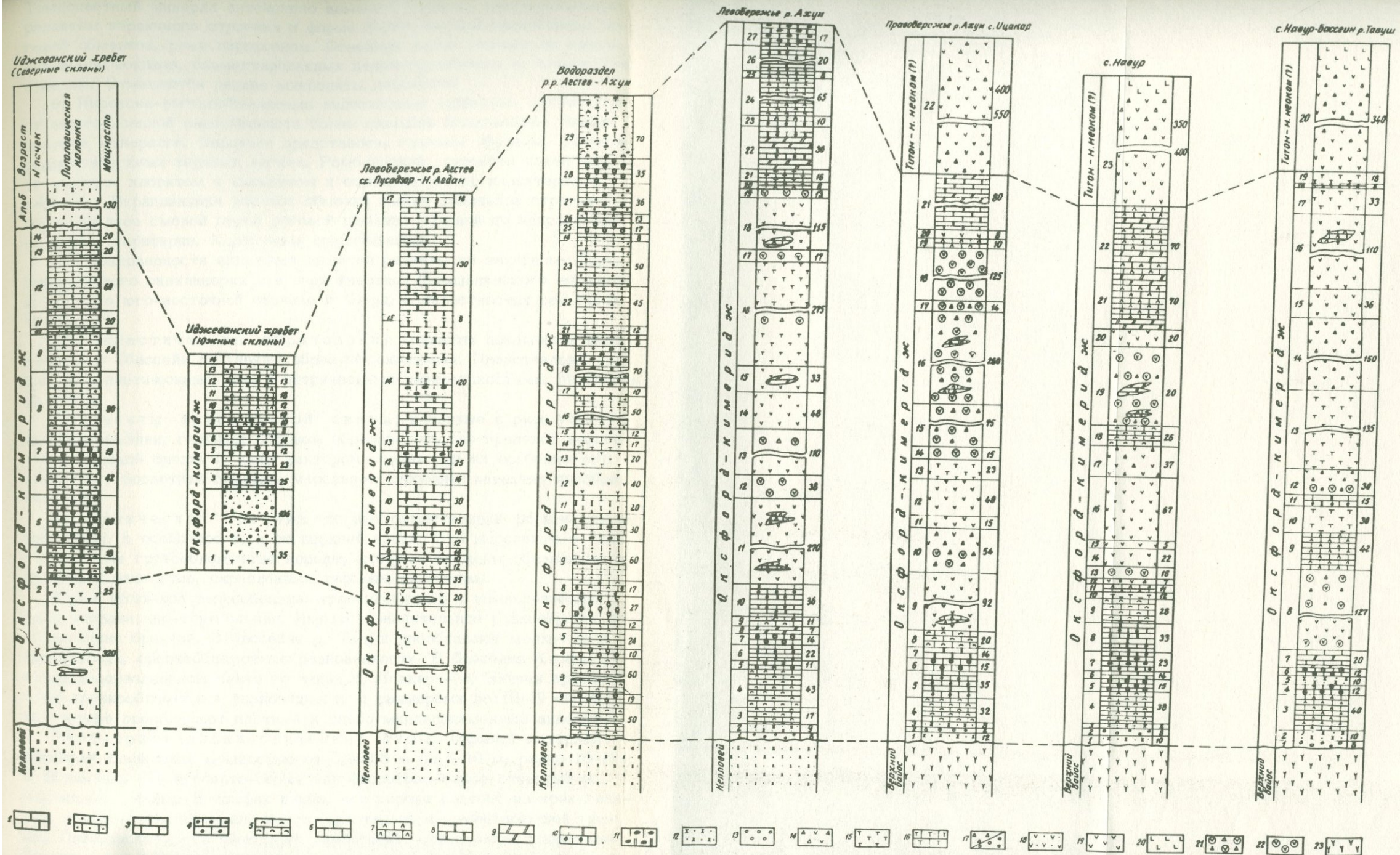


Рис. 6. Опорные разрезы вулканогенно-карбонатной формации: 1 - известняки; 2 - микрозернистые известняки; 3 - оолитовые известняки; 4 - стусковые известняки; 5 - органогенно-детритовые известняки; 6 - органогенно-обломочные известняки; 7 - биогермные известняки; 8 - доломиты; 9 - известковые доломиты; 10 - доломитизированные известняки; 11 - кремнистые линзы и конкреции в известняках и доломитах; 12 - конгломераты; 13 - песчаники; 14 - вулканические брекчии; 15 - вулканоидные конгломерато-брекчии; 16 - вулканоидные доломиты; 17 - Туфы и их сильно известковые разновидности; 18 - гиалокластиты; 19 - подушечные лавы; 20 - подушечные брекчии; 21 - базальты и андезиты базальтов потоков массивного строения; 22 - андезиты потоков массивного строения; 23 - кварцевые плагиопорфиры

представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, представленный таблитчатой призматической формой с зональным строением. По методу симметричного угасания в зоне $\perp$ (010) плагиоклаз определяется как андезин (№ 36). Темноцветный минерал интенсивно изменен. Судя по многочисленным реликтам первичного строения и форме зерен, он был представлен роговой обманков, реже пироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, сцементированных пелитизированным вулканическим стеклом. Отмечаются редкие микролиты пироксена.

б) Пироксен-роговообманковые андезитовые порфириты отличаются от вышеописанной разновидности более высоким содержанием темноцветных минералов. Пироксен представлен, главным образом, короткопризматическими зернами авгита. Ромбический пироксен почти нацело замещен хлоритом и кальцитом 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 андезитов заметно развиты по западному борту Иджеванского синклиниория и в ряде участков Шамшадинского антиклинория — по юго-восточной окраине г. Берд, в окрестностях сел Крги, Чинари.

Пирокластические образования развиты локально и лишь участками (бассейн р. Тавуш) образуют скопления. Представлены они как литокластическими, так и витрическими разновидностями. Мощность до 120 м.

Вулканиды артаминской свиты, развитые в ряде участков кровли формации, главным образом образовались вне пределов воздействия морской среды. С этим фактором связан ряд их особенностей: красно-пестроцветная окраска, массивное строение, характер преобразований.

Вулканические брекчии играют существенную роль в строении свиты, в особенности, в ее верхней части. Это массивные и толстослоистые грубообломочные породы, которые сложены обломками андезитов и базальтов, скрепленных туфовым цементом.

Форма обломков разнообразна: трапециевидная и камнеподобная, реже неправильно-треугольная. Имеется значительное разнообразие и по величине брекчий. В бассейне р. Тавуш преобладают мелко- и, в особенности, среднеобломочные разновидности. В бассейне р. Ахум и на приводораздельном плато по линии с. Ицакар — с. Чинчин преобладают крупнообломочные разновидности с размерами до 10–12 см. В их составе преобладают плотные и слабо миндалекаменные андезиты.

Лито-кристаллокластические туфы. Туфовый материал образует накопления мощностью от 0,3–0,5 м до 5–10 м, редко 15–18 м. В обнажении это буровато-серые или фиолетово-серые слоистые и массивные породы. В шлифах видно, что порода состоит из трех главных компонентов: обломков пород, кристаллов и цементирующей массы. Литокластический компонент доминирует, представлен хлоритизированными и в разной степени ожелезненными андезитами и андезито-базальтами. Миндалины выполнены халседоном, хлоритом, редко каль-

цитом. Туфы слабо отсортированы. Размеры литокластов варьируют в широких пределах – от 0,25 до 5–8 мм. В обломках кристаллов преобладает плагиоклаз (андезин), реже встречается пироксен. Связующая масса представлена мелкораздробленным материалом тех же обломков, погруженным в тонкозернистую хлоритовую массу с реликтами пеплового строения. Эффузивные породы представлены андезитами, оливиновыми и гиперстеновыми базальтами, долеритами (Мнацаканян, 1970).

Основные черты верхнеюрско-нижнемелового вулканизма северной части Армянской ССР. Вулканическая деятельность верхней юры – нижнего мела проявлялась неодинаково как по масштабам, так и по форме вулканических проявлений. В нижнем оксфорде вулканические проявления, имевшие место в подводных мелководных условиях, дади мощные толщи эффузивов и лишь участками – пирокластические накопления базальт-андезитового состава. В верхнем оксфорде-кимеридже происходит усиление вулканической деятельности и перемещение очагов к востоку, в Шамшадинский прогиб. Здесь в междуречье Агстев-Тавуш имели место трещинные излияния, давшие мощные потоки "пиллоу"-лав. Образование последних сопровождалось формированием подушечных брекчий и гиалокластитов. Этот тип подводного трещинного вулканизма, протекающий на фоне карбонатной седиментации, местами сопровождается локальными проявлениями взрывного вулканизма. На облик вулканитов наложили отпечаток сопровождающие вулканизм аутометаморфические и гидротермальные поствулканические процессы, а также явления диагенеза. Они выражаются, прежде всего, в интенсивной кальцитизации, альбитизации, цеолитизации, хлоритизации, монтмориллонитизации. В особенности интенсивно протекала кальцитизация. С этим явлением, как и с контаминированностью лавы донными карбонатными осадками, связаны высокие содержания кальцита. По данным химических анализов максимальное его содержание достигает 35–36%. Таким образом, намечается взаимосвязь этого процесса с седиментационной средой. Несомненно, в протекающих поствулканических процессах должен был участвовать кальций седиментационного источника (карбонатные илы, поровые воды, выжимающиеся из карбонатных осадков в процессе уплотнения и др.). Альбитизация развита неравномерно – от интенсивной, наблюдаемой в спилитах, до частичного замещения лейст плагиоклаза. В последнем случае проявлен этот процесс в образовании пятен, узких полос, развивающихся от периферии зерна к центру.

Монтмориллонитизация наиболее интенсивно проявлена в мелкообломочных разновидностях гиалокластитов, к которым и приурочены залежи монтмориллонитовых глин. Смена палеографической обстановки, частично имевшая место в конце вулканического цикла (рост вулканических поднятий и наземно-островные условия), несомненно, проявилась и в макротекстурных особенностях вулканитов. С этим фактором связана хорошо выраженная столбчатая отдельность лав, отсутствие подушечных лав и гиалокластитов, а также красноцветная и пестроцветная окраска. Характерные изменения вулканитов – это биотитизация, хлоритизация и селадонитизация темноцветных, пелитизация и хлоритизация плагиоклазов (Мнацаканян, 1970). Процессы кальцити-

Таблица 5

Химические составы эффузивов вулканогенно-карбонатной
формации и результаты их пересчетов на безводную и
бескарбонатную основу

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	39,65	33,50	41,90	32,20	52,00	45,00	46,98	54,90
TiO_2	1,03	1,09	1,28	0,88	1,15	0,45	0,60	0,96
Al_2O_3	13,34	13,00	17,57	11,60	16,88	18,62	18,01	17,18
Fe_2O_3	3,47	1,99	2,92	3,06	2,42	3,45	2,74	3,85
FeO	2,52	1,82	0,98	1,75	2,12	6,08	5,28	4,95
MnO	0,14	0,14	0,14	0,16	0,14	0,13	0,13	0,18
MgO	2,89	3,87	2,37	3,82	3,10	8,44	8,52	3,24
CaO	19,78	25,13	16,25	24,83	9,99	7,27	6,30	7,33
Na_2O	2,30	2,25	4,20	2,00	3,25	4,68	5,00	3,28
K_2O	0,40	0,23	0,81	0,44	0,25	0,47	0,34	0,90
P_2O_5	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
п.п.п.	2,90	1,44	2,65	3,06	2,61	2,48	3,00	2,40
CO_2	11,27	16,10	7,80	15,76	2,20	2,00	1,95	н.об.
вл.	0,35	0,26	0,70	0,75	3,32	1,32	1,64	0,76
Сумма	100,04	100,82	99,57	100,31	99,43	100,69	100,49	99,93
Окислы								
SiO_2	55,72	53,95	53,31	53,10	58,78	48,93	51,36	56,43
TiO_2	1,45	1,74	1,63	1,45	1,30	0,49	0,66	0,99
Al_2O_3	18,75	20,48	22,52	19,12	19,07	20,29	19,72	17,59
Fe_2O_3	4,88	3,18	3,71	5,04	2,73	3,74	3,00	3,98
FeO	3,54	2,91	1,25	2,88	2,39	6,58	5,78	5,11
MnO	0,20	0,22	0,18	0,26	0,16	0,14	0,14	0,19
MgO	4,06	6,19	3,01	6,30	3,50	9,14	9,33	3,32
CaO	7,62	7,36	8,02	7,83	8,12	5,11	4,17	7,57
Na_2O	3,23	3,60	5,34	3,30	3,67	5,07	5,47	3,89
K_2O	0,55	0,37	1,03	0,72	0,28	0,51	0,37	0,93
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Продолжение табл. 5

[illegible]

Окислы	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	43,38	42,08	45,33	49,97	53,09	51,43	39,27	49,41
TiO_2	1,05	0,58	1,18	0,96	0,81	0,84	0,84	0,51
Al_2O_3	18,00	12,17	17,21	17,04	19,34	19,53	13,30	20,28
Fe_2O_3	5,15	4,00	4,37	5,10	4,58	4,80	3,90	2,28
FeO	3,02	0,72	2,01	3,52	1,28	1,92	3,92	3,51
MnO	0,12	0,30	0,04	0,06	0,04	0,03	0,56	0,05
MgO	6,58	4,00	5,13	7,39	3,52	4,58	9,09	4,86
CaO	7,00	16,05	10,65	4,34	5,27	5,50	12,25	7,900
Na_2O	4,70	1,00	1,80	4,80	6,00	6,00	3,70	4,15
K_2O	0,80	0,50	1,10	0,95	0,37	0,16	0,40	0,40
P_2O_5	0,11	0,11	0,23	сл.	0,10	0,14	0,30	0,16
n.n.n.	0,56	9,23	1,81	4,12	4,39	3,71	4,10	0,51
CO_2	4,60	9,60	7,20	н.об.	н.об.	н.об.	7,00	2,55
вл.	1,18	0,30	0,62	1,90	0,77	0,97	1,65	4,04
Сумма	101,25	100,64	98,68	100,15	99,56	99,61	100,68	100,62
Окислы								
SiO_2	54,41	60,86	55,54	53,00	56,30	54,27	50,40	54,84
TiO_2	1,18	0,83	1,44	1,02	0,86	0,89	1,07	0,57
Al_2O_3	20,23	17,59	21,08	18,12	20,51	20,60	16,90	22,51
Fe_2O_3	5,71	5,78	5,35	5,42	4,86	5,06	4,95	2,53
FeO	3,40	1,04	2,46	3,74	1,36	2,02	4,98	3,90
MnO	0,13	0,43	0,05	0,06	0,04	0,03	0,71	0,06
MgO	5,13	5,78	6,28	7,83	3,73	4,83	11,55	5,39
CaO	3,53	5,52	4,25	4,61	5,59	5,80	4,23	5,16
Na_2O	5,28	1,45	2,20	5,10	6,36	6,33	4,70	4,60
K_2O	0,90	0,72	1,35	1,10	0,39	0,17	0,51	0,44
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Окислы	25	26	27	28	29	30	31
SiO_2	49,92	56,55	56,00	57,00	58,35	58,32	60,70
TiO_2	1,05	0,39	0,54	0,54	0,71	0,66	0,69
Al_2O_3	17,77	17,15	17,00	15,75	14,92	13,75	15,83
Fe_2O_3	6,27	4,76	5,38	8,28	6,61	5,28	6,12
FeO	3,11	2,56	1,40	0,94	2,44	2,25	2,08
MnO	0,15	0,05	0,33	0,18	0,32	0,26	0,25
MgO	6,87	2,80	4,01	3,60	3,25	3,01	3,11
CaO	5,70	4,75	4,80	4,28	5,48	6,39	3,82
Na_2O	4,00	4,52	6,70	5,50	3,70	4,21	2,75
K_2O	0,89	2,00	0,45	1,40	2,36	2,91	1,39
P_2O_5	сл.	0,18	0,18	0,16	0,18	0,23	0,19
n.n.n.	4,00	2,80	1,30	2,10	1,10	0,80	1,23
CO_2	н.об.	н.об.	1,30	н.об.	н.об.	1,80	1,35
вл.	0,20	1,32	1,20	0,50	0,60	0,50	0,82
Сумма	99,93	99,83	100,59	100,23	100,02	100,37	100,33
Окислы							
SiO_2	52,14	59,05	57,96	58,51	59,47	61,46	62,78
TiO_2	1,10	0,42	0,56	0,55	0,72	0,70	0,71
Al_2O_3	18,56	17,90	17,60	16,15	15,20	14,49	16,39
Fe_2O_3	6,55	4,98	5,57	8,49	6,73	5,57	6,31
FeO	3,25	2,68	1,45	0,96	2,49	2,37	2,14
MnO	0,16	0,05	0,34	0,18	0,33	0,28	0,26
MgO	7,18	2,93	4,15	3,69	3,31	3,17	3,21
CaO	5,95	4,97	4,97	4,39	5,58	4,45	3,94
Na_2O	4,18	4,73	6,93	5,64	3,77	4,44	2,83
K_2O	0,93	2,29	0,47	1,44	2,40	3,07	1,43
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. При приведении анализов к 100%, для исключения прихваченных карбонатных илов (кальцитовых и доломитовых) содержания окислов кальция и магния скорректированы в соответствии с содержаниями CO_2 .

зации, альбитизации и монтмориллонитизации, очень характерные для вулканитов оксфорда-жимериджа, здесь выражены весьма слабо или вовсе не проявлены.

По химическому составу (табл. 5) вулканиты верхней юры-неокома представлены базальт-андезитовой ассоциацией, содержащей в подчиненном количестве спилиты (в основании - нижней части формации), а также шшониты и латиты. При общей известково-щелочной направленности состава они характеризуются субщелочным уклоном и высокой глиноземистостью. Показательно также, что при характерном превышении натрия над калием, значительная часть анализов располагается выше низкокалиевых частей полей базальтов, андезитов-базальтов и андезитов. В небольшой части вулканитов проявлена толентовая тенденция.

К юго-востоку, в Азербайджане, в составе вулканитов возрастает количество кислых продуктов и соответственно выделяется базальт-андезит-дацитовая формация. Она развита в Шамхорском, Карабахском, Лачинском поднятиях и Дашкесанском прогибе и относится к известково-щелочной ветви дифференциатов. Вулканитам присущи "постоянные отношения калия к натрию и сумма щелочей" (Абдулаев, Гаджиев и др., 1978).

Известняки

Известняки являются наиболее распространенными осадочными породами вулканогенно-карбонатной формации и представлены многими разновидностями. За основу их подразделения принята классификация М.С. Швецова с небольшими изменениями, отражающими особенности карбонатообразования на исследованной территории.

1. Органогенные известняки

Сгустковые известняки. В обнажении это массивные породы серой и темно-серой окраски. Макроскопически сгустковый характер выражен неотчетливо и проявлен в наличии тонкозернистых эллипсоидальных пятен, сливающихся с общим фоном породы. Изучение в спи-

Местоположение проб эффузивных пород вулканогенно-карбонатной формации приводится в направлении с запада на восток:

- левобережье реки Агстев: 5-6, 29 - верхние течения Талигет;
- водорадел Агстев-Ахум: 1, 2, 3 - в 900-950 м к северо-востоку от кочевки Схторут;
- бассейн среднего течения р. Ахум: 4, 6, 23 - окрестности лесхоза Караюх; 5, 8, 30, 31 - к северо-востоку от кочевки Хачахбюр;
- междуречье Ахум-Тавуш: 7, 9, 10, 11, 24 - северо-западные окрестности с. Ицакар; 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 25, 26 - окрестности села Навур;
- бассейн р. Тавуш: 20, 21, 22 - южная окраина райцентра Берд; 27, 28 - окрестности с. Верхний Кармирахпюр.

фах показывает, что сгустковые известняки состоят из сгустков (65–75%) органических остатков (5–25%) и цемента (10–20%). Различают-ся три типа сгустков:

- сгустки неоднородного строения, сложенные органогенным детритом и обрывками водорослей, которые интенсивно источены сверлящими водорослями. По периферии сгусток состоит из микрозернистого кальцита с реликтами микрокомковатого строения. Размеры сгустков 0,15–0,35 мм;

- другая часть 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 – канальцами, выполненными светлым кальцитом. В сгустках, а также промежутках между ними присутствуют небольшие (диаметром 0,08–0,12 мм) сферки, имеющие тонкую внешнюю оболочку темного микрозернистого кальцита и, очевидно, представляющие собой оогонии низших водорослей;

- водорослевые желвачки типа микроонколитов.

Органогенный детрит, а точнее часть детрита, сохранившаяся от водорослевой грануляции, представлен полуокатанными обломками криноидей, обрывками синезеленых водорослей, фораминиферами.

Образование сгустковых известняков обусловлено действием нескольких факторов. Часть сгустков представляет собой продукт жизнедеятельности водорослей, выделявших стяжения карбоната, а другая возникла в результате переработки органогенного детрита сверлящими водорослями. Описанные известняки слагают выдержанные пачки мощностью от 5 до 50 м.

Органогенно-детритовые известняки представлены следующими разновидностями.

а. Сгустково-детритовые известняки макроскопически неотличимы от сгустковых известняков. В шлифах обнаруживается, что породообразующая роль водорослей здесь менее значительна. Известняки этого типа слагаются сгустками – 35–45% (здесь присутствуют все три типа сгустков, имеющиеся в сгустковых известняках), органогенным детритом (35–45%), цементом (20–30%). Во многих разновидностях сгустково-детритовых известняков отчетливо наблюдается водорослевое обволакивание, проявленное в навивании водорослевых нитей на детрит и мелкие сгустки.

б. Криноидные известняки – это серые и серовато-бурые крупнозернистые породы. Слагают тела массивной формы, залегающие в известняках различного состава. В шлифах видно, что они почти нацело (85–90%) состоят из плотно прилегающих члеников криноидей с размерами от 0,35 до 6 мм. Членики перекристаллизованы с постепенным превращением в крупные монокристаллы с реликтами первичного сетчатого строения. В небольшом количестве (5–7%) присутствуют гранулированные и перекристаллизованные обломки кораллов, ежей, а также мшанок и брахиопод.

в. Криноидно-поли детритовые известняки отличаются от криноидных несколько большим количеством иного детрита – обломков морских ежей, кораллов, гастропод, брахиопод, фораминифер. В

них встречаются также микроонколиты и зачаточные оолиты. Обе разновидности криноидных известняков максимально развиты на Иджеванском хребте, в массиве г. Будур, урочище Схторут, в окрестностях села Ицакар. Мощности их составляют от 3 до 20 м.

г. Эхинодерматовые известняки макроскопически неотличимы от криноидно-полидетритовых; лишь местами в них наблюдаются крупные светлые пятна – обломки морских ежей. В шлифах видно, что порода сложена обломками морских ежей (преобладают) и криноидей. Первые представлены ячеисто-сетчатыми обломками щитков и иглами, вторые – члениками. Размеры детрита изредка составляют 4–5 мм. Мощности известняков составляют 2,5–8 м.

д. Пелециподово-полидетритовые известняки состоят из неотсортированного органогенного детрита (0,20–1,5 мм), в составе которого преобладают удлинённые обломки раковин пелеципод, имеющих тонковолокнистое пучковидное и ячеисто-призматическое строение. Остальная часть детрита представлена криноидеями, остракодами, фораминиферами, сгустками синезелёных водорослей. Цемент составляет 8–10%. Мощность 3–5 м.

е. Спиколово-полидетритовые известняки представлены плотными, очень крепкими слоистыми породами зеленовато-серого цвета. Они состоят из органогенного детрита (50–60%), кремневых спикул губок (25–40%) и цемента (5–20%).

Детрит представлен обломками криноидей, остракод, кораллов и мшанок. Спикулы в целом не являются преобладающим элементом породы, но участками образуют значительные скопления. Они сложены мелко-, среднезернистым халцедоном, который участками слагает почковидные стяжения. Размеры спикул варьируют в широких пределах: диаметр – 0,04–0,2 мм, длина – 0,2–0,8 мм, а отдельные крупные разновидности достигают длины 1,5–2,5 мм. Часто имеет место процесс кальцитизации спикул, сопровождаемый образованием небольших кремневых конкреций.

Мелкодетритовые (шламовые) известняки – это серые и серовато-бурые тонкослоистые породы – от марающих мелпоподобных до плотных. Они слагаются преимущественно тонкоперетёртым органогенным детритом, имеющим малые размеры (0,02–0,05 мм).

Лишь в редких крупных обломках различаются признаки, свойственные криноидеям, кораллам, остракодам. В породе нередко присутствуют мелкие (0,02–0,04 мм) комочки темного афанитового кальцита, рассеянные по всей массе шлама. Мелкодетритовые известняки образуют выдержанные по простиранию пачки небольшой мощности (1–6 м).

Биогермные известняки слагают мелкие органогенные постройки линзо-холмообразной формы, залегающие среди известняков и вулканического материала. В обнажении это массивные породы, нередко пористые и кавернозные. Они характеризуются четкими контактами с вмещающими их слоистыми известняками. Многие черты первоначального строения органогенных построек (биостелов, биостромов) затушеваны вторичными процессами – перекристаллизацией, доломитизацией. Первый процесс наиболее интенсивно проявлен в центральных частях построек. В результате преобразований от первичного строения

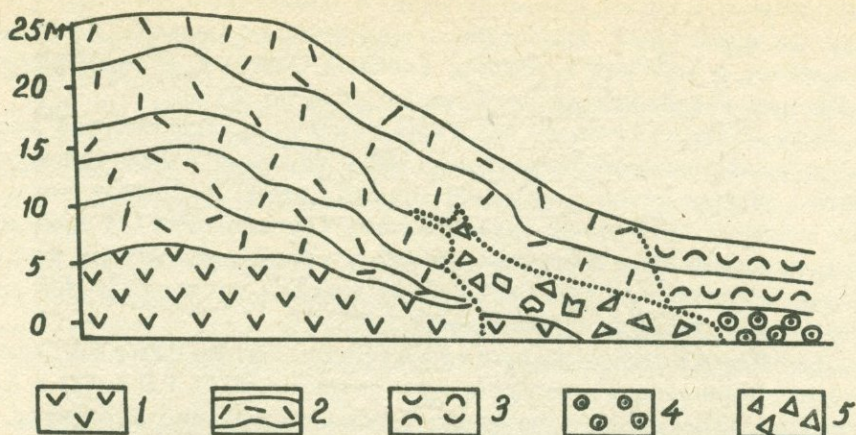


Рис. 7. Строение оксфордского биогерма. Юго-восточная окраина г. Берд: 1 – вулканический поколь биогермов; 2 – биогермный известняк; 3 – органогенно-детритовый известняк; 4 – оолитовый известняк; 5 – известняковые брекчии – обломочный шлейф биогерма

нередко сохраняются небольшие реликтовые участки. Изучение в шлифах и пришлифовках показывает, что наиболее активными пороодообразователями являются синезеленые водоросли, гидроиды, кораллы, строматопороидеи, известковые губки. В нижней части формации биогермные известняки не образуют заметных скоплений за исключением окрестностей г. Берд. Мощности органогенных построек различные – от 3–5 до 8 м и в редких случаях, как на юго-восточной окраине г. Берд, – 18–20 м (рис. 7). Здесь они сложены преимущественно водорослями, губками, а также кораллами. Характерно наличие известняковых брекчий, а также внутренних скоплений – прослоев микрозернистых и оолитовых известняков.

2. Хемогенные известняки

Оолитовые известняки – это серые слоистые породы, в которых оолитовая структура часто заметна макроскопически. В шлифах видно, что порода состоит из оолитов (65–80%), комочков микрозернистого кальцита (10–15%), органогенного 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 неправильно-округлая. Она всецело определяется формой ядер. Последние представлены мелким детритом, комочками микрозернистого кальцита, зернами пирита. Концентрическое строение, как правило, выражено отчетливо. Количество оболочек не менее 3–5. В некоторых разновидностях ядра оолитов образованы мельчайшими обломками андезитов и андезито-базальтов. Подобные оолиты, в составе которых преобладают зачаточные разновидности (т.е. с 1–2 концентриками), слагают пласты мощностью до 8 м.

Микрозернистые известняки — это серые и темно-серые слоистые породы с оскольчато-раковистым изломом. Главная масса породы сложена микрозернистым (0,01–0,02 мм) и афанитовым (0,005 мм) кальцитом. Имеется небольшая (5–15) примесь тонко перетертого мелкодетритового материала и точечные выделения пирита. Мощность микрозернистых известняков варьирует в значительных пределах — от 2–3 до 12 м.

3. Известняки — продукты седиментационной обработки первичного раковинного материала

Известняки органогенно-обломочные (окатаннозернистые). По размерам обломков среди них выделены три главные разновидности.

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.

Крупнообломочные разновидности органогенно-обломочных известняков состоят из окатанных, реже полуокатанных и гранулированных обломков раковин, скрепленных известковым цементом. Обломки представлены гастроподами, губками, иглокожими, кроме того нередко обрывки синезеленых водорослей. В подчиненном количестве встречаются кораллы, иглы ежей, фораминиферы, мшанки.

Мелкообломочные разновидности слагаются окатанным, интенсивно гранулированным детритом. Состав однообразен. Порода слагается преимущественно фораминиферами, в подчиненном количестве присутствуют удлинённые обломки створок остракод и водорослевые желвачки. Микрообломочные разновидности органогенно-обломочных известняков сложены хорошо окатанными и округлыми, сферическими обломками. Такая особенность обусловлена тем, что основная масса обломочного материала сложена раковинами фораминифер-милиоид. В подчиненном количестве присутствуют окатанные и полуокатанные обломки морских ежей, обрывки водорослей. Цемент представлен сильно перекристаллизованным микрозернистым кальцитом (8–15%).

Все три разновидности описанных известняков широко развиты в изученной формации и имеют мощность до 15 м.

Таковы главные типы известняков вулканогенно-карбонатной формации.

Химические анализы известняков приведены в табл. 6, 7. Сопоставление этих данных с петрографической характеристикой тех же известняков позволило установить следующее.

1. Завышенные содержания кремнезема в известняках связаны прежде всего с наличием кремневых конкреций или спикуп губок, а также вулканической примеси.

2. С разнообразной вулканической примесью (лавокластической, пирокластической, вулканогенно-терригенной) связано повышенное содержание глинозема и суммы щелочей (до 0,35–0,41%). В свою очередь несколько повышенное содержание K_2O (до 0,20%) обусловлено наличием интенсивно монтмориллонитизированного и хлоритизированного вулканического стекла.

Рациональные карбонатные анализы известняков

№ п/п	Минер. нераст. ост.	R_2O_3	CaO	MgO	п.п.п.	Сумма	Кальцит	Долом
1	8,40	0,32	51,30	н.об.	40,0	100,02	91,31	-
2	2,96	0,58	53,20	н.об.	41,29	98,03	94,69	-
3	4,16	0,52	53,25	н.об.	41,79	99,72	94,78	-
4	7,44	0,44	51,35	н.об.	40,44	99,67	91,40	-
5	4,98	0,44	47,50	2,75	42,10	97,77	82,05	12,56
6	9,06	0,32	49,40	н.об.	39,66	98,44	87,94	-
7	4,32	0,28	53,20	0,68	41,08	99,56	93,22	3,10
8	4,44	0,32	53,20	н.об.	41,06	99,02	94,70	-
9	3,50	0,30	53,20	н.об.	42,32	99,32	94,69	-
10	14,04	0,60	47,50	н.об.	36,08	98,22	84,55	-
11	15,40	0,68	47,50	н.об.	36,44	100,14	84,55	-
12	15,64	0,34	44,10	1,37	37,44	98,97	75,89	6,26
13	2,62	0,40	52,30	1,38	43,66	99,36	89,63	6,30
14	1,28	0,28	51,30	2,38	43,00	98,24	85,44	10,87
15	14,24	0,80	43,70	2,05	37,82	98,61	72,73	9,37
16	6,36	0,86	49,40	1,37	40,54	98,53	87,23	6,20
17	2,94	1,08	53,20	н.об.	42,74	99,96	94,69	-

Местоположение проб: 1-8 - водораздел Агстев-Ахум, 9-12 - пр.
вобережье р. Ахум, 13-14 - юго-восточная окрестность г. Берд, 15
-17 - с.Енокаван.

Химические анализы известняков

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	2,24	9,23	10,23	1,50	6,66	4,85	0,82	0,76	2,35
TiO_2	сп.	сп.	сп.	0,06	0,08	0,04	0,02	0,01	0,05
Fe_2O_3	0,32	1,45	0,62	0,57	2,70	1,62	0,45	0,52	0,80
FeO	0,19	0,64	сп.	0,41	0,77	0,45	0,27	0,15	0,45
Al_2O_3	1,07	1,81	0,72	0,67	4,28	1,39	0,20	0,67	1,30
CaO	53,06	42,80	48,00	51,88	47,50	50,16	55,12	54,90	51,95
MgO	0,90	4,34	0,32	1,92	1,33	2,55	0,9	0,36	2,42
MnO	сп.	сп.	0,13	0,17	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03
P_2O_5	сп.	сп.	0,21	сп.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	сп.
Na_2O	0,05	н.об.	0,17	0,22	0,25	0,19	0,06	0,16	0,15
K_2O	0,15	0,14	0,13	0,09	0,20	0,22	0,06	0,08	0,20
вл.	0,02	0,02	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,01	0,02
п.п.п.	41,75	49,14	38,81	42,40	36,40	38,60	42,34	42,60	41,40
Сумма	99,75	99,57	99,83	99,9	100,21	100,1	100,26	100,17	100,12

Местонахождение проб: 1-2 - с.Енокаван; 3, 5, 6, 9 - с. Ицакар; 4 - с.Мовсес; 7-8 - г. Иджеван.

Вместе с этим весьма показательно ничтожное содержание окиси марганца (преимущественно следы - сотые доли), что характерно для верхнеюрских известняков Армении.

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 существенных различий. Как правило, наибольшее количество нерастворимого остатка содержат карбонатные породы, расположенные в непосредственной близости от очагов подводного вулканизма, тогда как на удалении его содержание резко падает. В карбонатных породах развиты следующие минералы тяжелой фракции: пироксены (авгит, ги-

перстен, титан-авгит, диопсид, энстатит), амфиболы, гематит, магнетит, пирит, ильманит, а также хлориты, цоизит, циркон, редко пикотит.

Характерными компонентами легкой фракции являются: вулканическое стекло, обломки измененных вулканических пород, обломочный и аутигенный кварц, хлориты, халцедон.

Таким образом, главными источниками питания, с которыми связано формирование своеобразной (пироксен – роговая обманка, хлорит – вулканическое стекло) ассоциации, являлись основные – средние вулканы – продукты синхронного вулканизма.

Лишь в нижней части формации, на участках, где подводный вулканизм не был проявлен, в составе карбонатных пород выделяется чисто терригенная ассоциация минералов (кварц – средние и кислые плагиоклазы – магнетит – эпидот – циркон), которая связана с размывом среднеюрского плагиолипаритового комплекса и кислых граувакк келловоя. По составу этот материал неотличим от аналогичных образований в составе терригенной формации келловоя. Вверх по разрезу эта ассоциация постепенно убывает и с развитием подводного вулканизма подавляется пироксен-роговообманковой ассоциацией.

Палеогеографические условия образования известняков. Выделение генетических типов известняков позволяет в значительной мере восстановить батиметрию бассейна в период образования вулканогенно-карбонатной формации. В первую очередь это относится к оолитовым и органогенно-обломочным (окатаннозернистым) известнякам, которые служат четкими показателями мелководья бассейна, в том числе приливно-отливных отмелей. Прежде чем перейти к условиям образования сгустковых и сгустково-детритовых известняков, коротко остановимся на роли водорослей в качестве палеогеографического индикатора. Известно, что преобладание среди органических остатков водорослевых образований или наличие следов жизнедеятельности водорослей обычно указывает на мелководье бассейна. В.П. Маслов (1956) следующим образом определяет батиметрическое положение водорослей:

а) Сверлящие водоросли. Присутствие в породах сверлящих водорослей свидетельствует о существовании ранее мелкого водоема, до дна которого достигает свет, т.е. от 0 до 100 м глубиной (главным образом до 50 м).

б) Обволакивающие водоросли. Водорослевые желваки, образованные навиванием нитей синезеленых 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 комплекса синезеленых водорослей, образовались в условиях морского мелководья. Об этом же свидетельствует значительное (по протяженности) развитие биогермных образований, в особенности построек с синезелеными водорослями. К юго-востоку от изученной площади, в Азербайджане, также отчетливо проявлена мелководность позднечюрского бассейна, в котором временами обособлялись гипсоносные лагуны. Приведенный комплекс данных свидетель-

ствуется о том, что осадкообразование и процессы подводного вулканизма протекали в условиях морской мелководной обстановки в интервалах глубин от первых и нескольких десятков метров до 200–250 м в небольших впадинах.

Доломитовые породы. В вулканогенно-карбонатной формации доломиты и доломитизированные известняки распространены широко, хотя и уступают по этому показателю известнякам. В отдельных участках Иджеванского синклинория (левобережье р. Агстев) их больше, чем известняков. По макроструктурным признакам они подразделены на две группы: пластовые и непластовые доломиты.

1. Пластовые доломиты наиболее распространены. К этой группе доломитов принадлежит несколько разновидностей.

Толстослоистые доломиты, которые максимально развиты по левобережью р. Агстев, характеризуются низкой пористостью. Мощность каждого пласта составляет от 0,7 до 2,4 м. По простиранию они прослеживаются на многие десятки и сотни метров, а изредка и на несколько километров. Суммарная мощность их достигает 350–400 м. Среди толстослоистых доломитов распространены две главные разновидности: с однородной (сливной) и пятнисто-брекчиевидной (порфировидной) макротекстурами.

Доломиты с однородной (сливной) макротекстурой в обнажении имеют серовато-бурую и кирпично-желтую окраску. Они характеризуются неравномерной, преимущественно крупнозернистой структурой. Размеры зерен доломита находятся в пределах от 0,06 до 0,8 мм, однако преобладают крупные (0,1–0,4 мм).

Наряду с цельными или неполностью развитыми ромбоэдрами присутствуют зерна трапиевидной и причудливой многоугольной формы. Образование последних обусловлено многофазностью процесса доломитизации, которая приводит к повторному и неоднократному обрастанию доломита новыми каемками, регенерации неполностью развитых или растворенных зерен. Одновременно имеет место обрастание 1–2, реже 3–4 небольших ромбоэдров новой оболочкой (или двумя) с образованием агрегатов сложной геометрической конфигурации. Зонарное строение весьма характерно и выражено 1–2 оболочками, местами побурелыми. Характерно раздоломичивание, оно также проявляется многофазно. Органические остатки (криноидеи, кораллы, остракоды) и оолиты редки и почти нацело замещены доломитом. По химическому составу описанный тип принадлежит к доломитам и известковым доломитам.

Пятнисто-брекчиевидные (порфировидные) доломиты. В обнажении это плотные, реже мелкопористые породы с своеобразной пятнисто-брекчиевидной (порфировидной) текстурой, которая хорошо наблюдается в обнажении и штуфах. Порода состоит из мелкозернистой массой желтовато-бурого доломита, в которую погружены брекчиевидные выделения серого доломита с размерами от 2–3 мм до 2,5 см. В шлифах видно, что они сложены плотно прилегающими зернами крупно- и среднезернистого доломита различной формы: ромбоэдрической, многоугольной, неправильной. Характерно зонарное строение. Структура брекчиевидных выделений неравномерно-зернистая с многочисленными переходами от гранобластовой мраморовидной к мозаичной. По-

Таблица 8

Рациональные карбонатные анализы доломитовых пород

№ п/п	Данные химического анализа					Пересчитанные величины		
	Н.О	R ₂ O ₃	CaO	MgO	n.n.n.	Сумма	Кальцит	Доломит
1	0,40	1,00	31,00	21,22	46,50	100,12	2,65	96,98
2	0,32	1,30	31,78	19,93	47,06	100,39	7,26	91,08
3	8,78	1,25	28,76	19,17	43,22	101,18	4,76	87,61
4	1,30	1,0	30,18	20,70	47,00	100,18	2,50	94,60
5	1,56	1,68	31,04	20,08	46,58	100,94	5,57	91,76
6	1,08	1,30	31,00	21,0	46,09	100,47	3,12	99,97
7	1,58	0,61	31,14	19,31	45,73	98,37	7,83	88,25
8	2,62	0,69	32,33	19,26	45,42	100,32	8,90	87,95
9	1,58	1,21	30,99	19,62	45,98	99,38	6,62	89,66
10	0,20	1,30	33,78	18,73	46,10	100,11	14,81	85,60
11	1,20	1,04	33,72	18,19	46,35	100,57	14,14	83,14
12	1,10	0,70	33,46	18,00	46,57	99,83	14,99	82,26
13	0,70	0,52	32,78	19,19	46,80	99,99	10,87	87,69
14	0,12	0,70	31,73	19,37	46,54	99,46	8,56	88,52
15	1,20	0,42	34,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
16	1,20	0,42	32,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
17	0,44	0,87	32,78	18,28	47,32	99,69	13,11	83,53
18	0,96	0,35	34,37	18,55	45,66	99,79	15,21	84,77
19	1,05	0,70	33,53	18,54	46,00	99,82	14,81	84,62
20	0,92	0,61	31,84	17,85	47,61	99,83	16,25	81,57
21	1,80	0,87	31,58	18,83	46,26	99,33	9,62	86,05
22	1,30	0,61	33,43	17,37	46,60	99,31	17,61	79,38
23	1,20	0,70	31,72	18,28	47,30	100,29	13,15	83,53
24	2,98	1,04	30,09	20,24	46,20	100,55	3,49	92,50
25	0,61	1,48	30,84	19,91	47,54	100,38	3,84	90,99
26	0,54	0,62	32,79	18,65	47,40	99,99	11,02	85,23
27	1,00	0,52	33,18	18,10	46,75	99,50	14,18	82,72
28	1,70	0,52	32,33	16,59	48,15	99,29	16,50	75,82
29	1,70	0,43	32,19	18,33	47,40	100,05	11,94	83,77
30	0,84	0,52	31,09	19,84	47,85	100,14	6,14	90,67
31	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
32	0,17	1,90	32,63	17,46	46,70	98,86	14,85	79,69
33	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
34	2,08	1,32	34,20	15,07	45,96	98,63	24,59	69,87

Примечание. Анализы 1-25 характеризуют пластовые доломиты, остальные - линзо-штокообразные тела. Местоположение: 1-4 - ур. Схторут; 5-24 и 30-34 - Лусадзорское месторождение; 25-27 - с. Ицакар; 28-29 - с. Мовсес.

Химические анализы доломитовых пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,52	0,34	0,73	17,59	3,62	1,84	1,90	2,09	2,24
TiO ₂	сл.	сл.	0,13	0,40	сл.	сл.	0,03	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	н.об.	н.об.	0,32	6,17	1,72	0,82	н.об.	0,15	0,51
Fe ₂ O ₃	0,01	н.об.	н.об.	1,43	0,65	0,74	1,85	2,89	0,60
FeO	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,16	0,64	1,28
CaO	32,53	30,93	30,15	24,82	33,01	33,00	33,02	31,61	29,72
MgO	18,42	20,38	19,90	16,15	17,57	18,34	18,20	18,03	19,69
MnO	0,16	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,05	0,08	0,17
Na ₂ O	0,08	0,06	0,06	0,15	0,28	0,18	0,05	0,10	0,04
K ₂ O	0,10	0,06	0,08	0,25	0,16	0,20	0,10	0,16	0,10
P ₂ O ₅	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,03	0,05	0,05
SO ₃	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,05	0,04
n.n.n.	47,50	47,30	47,30	35,30	43,60	45,21	45,44	44,50	45,97
Сумма	100,60	99,69	100,13	100,69	100,8	100,5	100,83	100,42	100,5

Местоположение проб: 1-6 - Лусадзорское месторождение; 7-8 - водораздел Агстев-Ахум; 9 - с. Ицакар.

мимо крупных выделений наблюдаются отдельные ромбоэдры доломита (размерами 0,15-0,30 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. Редкие органические остатки сильно перекристаллизованы.

Своеобразные текстурные особенности этого типа доломитов, возможно, связаны с повторной доломитизацией и некоторой перекристаллизацией первичного материала.

Тонкослоистые доломиты. В обнажении это плотные породы с характерным песчаниковидным изломом и мерцающим блеском. Цвет светло-коричневый или кремовый, а выветрелых разновидностей буровато-кремовый. В шлифах видно, что порода складывается плотно прилегающими зернами доломита с преимущественными размерами 0,06-0,12 мм. Форма их в основном ромбоэдрическая, редко лапчатая. Зонарное строение в ромбоэдрах выражено слабо, многофазность процесса доломитизации не проявлена. В массе доломита имеются также небольшие (3-8%) скопления зерен кальцита, выявленных с помощью

диагностического окрашивания. Тонкослоистые доломиты залегают в виде маломощных слоев (0,2–0,6 м), прослеживающихся по простиранию на несколько десятков метров. Они пространственно связаны с мелкодетритовыми (шламовыми) известняками и, очевидно, являются продуктами доломитизации последних. По химическому составу они относятся к известковым и сильно известковым доломитам (табл. 8–9). Мощность пачек составляет 3–12 м.

Подытоживая характерные черты пластовых доломитов, остановимся на следующих их особенностях:

- стратифицированность доломитов, т.е. приуроченность их к отложениям верхнего оксфорда–кимериджа;
- слабая и равномерно выдержанная пористость;
- пятнистое расположение в пространстве, залегание в виде крупных и мелких массивов среди доломитистых и доломитизированных известняков;
- разномасштабная, в том числе и крупномасштабная структура, а также характерная для многих разновидностей многофазность процесса доломитообразования.

2. Непластовые доломиты. К этой группе относятся доломитовые породы, залегающие в виде разнообразных линзо- и штокообразных тел и гнезд.

Линзо-штокообразные доломиты – это серые крупнопористые и кавернозные породы, залегающие в биогермных, органогенно-детритовых, сгустковых известняках в виде неправильных тел сложной конфигурации, секущих слоистость вмещающих их известняков. Мощность подобных доломитов колеблется в широких пределах – от нескольких метров до 25 м; по простиранию они прослеживаются на несколько десятков метров и затем резко выклиниваются. Линзо-штокообразные доломиты содержат многочисленные участки слабо доломитизированных и перекристаллизованных известняков. По химическому составу характеризуются большими колебаниями в содержании окиси магния. В шлифах видно, что порода сплагается зернами различной формы, размерами 0,15–0,40 мм. Зонарное строение проявлено не очень отчетливо, очень характерны неравномернозернистая гранобластовая и мраморовидная структуры. Органические остатки обильны, в шлифах хорошо видны процессы замещения их доломитом. Недоломитизированные скелетные остатки в разной степени перекристаллизованы.

Доломит в виде линзовидных прослоев и гнезд образует тела расплывчатой 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 наблюдается пятнистость, обусловленная наличием в породе серых или темно-серых участков известняка, незамещенного доломитизацией. Пористость слабая. В шлифах видно, что порода сложена ромбоэдрическими, реже лапчатыми зернами доломита с преимущественными размерами 0,15–0,20 мм. Зонарное строение выражено отчетливо. В промежутках между ромбоэдрами вырисовываются обломки 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. 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 доломитов максимально развит в окрестностях с. Енокаван.

Доломитизированные известняки. Доломитизация известняков протекала разнообразно: от формирования редких ромбоэдров до интенсивной участковой доломитизации. В микроструктурном отношении различаются 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. Этот тип доломитизации приурочен к микрозернистым и шламово-микрозернистым известнякам. По-видимому, доломитизация здесь является чисто седиментационной или же возникшей в диагенезе при взаимодействии кальция осадка с магнием морской воды, без какого-либо другого воздействия.

б) Доломитизация второго типа отличается от предыдущей не только большими размерами зерен (0,8–0,25 мм), но и характером. В шлифах отчетливо наблюдается как ромбоэдры доломита развиваются по органическим остаткам, полностью или частично замещая их. Форма зерен преимущественно ромбоэдрическая, зонарное строение проявлено в них отчетливо.

в) Третий тип доломитизации связан с вторичным замещением известняков крупными ромбоэдрическими зернами величиной 0,15–0,45 мм. Ромбоэдры имеют ярко выраженное зонарное строение. Доломит развивается по органическим остаткам, оолитам, первичному и вторичному цементу, порам и трещинам. Очень характерна многофазность доломитизации, проявленная в формировании сложных агрегатов причудливой конфигурации. В промежутках между стадиями доломитизации имели место явления раздоломичивания. Доломитизация нередко сопровождается ожелезнением, окремнением, хлоритизацией. Доломитизированные известняки этого типа распространены повсеместно, в особенности, на участках интенсивного вулканизма, где карбонатные породы перемежаются по разрезу с вулканическим материалом или залегают внутри последнего в виде небольших линз.

Отметим, что 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.

Вторичные изменения доломитов весьма разнообразны по характеру, масштабам и времени их проявления.

Окремнение доломитов протекало неодинаково: от формирования мелких и субмикроскопических агрегатов до крупных линзовидных тел.

Хлоритизация в доломитах проявлена двояко. В обнажении процесс устанавливается по присутствию в доломитах небольших (0,3–1,5 см) зеленовато-серых или темно-зеленых включений и примазок. В шли-

фах устанавливается, что хлоритизация протекала по вулканическому стеклу и обломкам вулканитов, слагающих нерастворимый остаток доломитов. Реже в доломитах присутствуют небольшие трещины и полосы, выполненные инфильтрационным хлоритом, в котором не обнаруживаются какие-либо реликты исходного вещества.

Раздоломичивание проявлено многообразно. При интенсивном его течении формируются кристаллы кальцита, корродирующие и замещающие доломит. Чаше развито слабое раздоломичивание, проявленное в развитии в ядре ромбоэдра пылевидных агрегатов кальцита. С явлением раздоломичивания связано формирование небольших скоплений доломитовой муки. По характеру процесса различается гипогенное и гипергенное раздоломичивание.

Кальцитизация и палыгорскитизация проявлены в зонах интенсивного дробления доломитов и доломитизированных известняков, в которых вместе с кристаллами исландского шпата присутствуют хлопьевидные и листоватые агрегаты палыгорскита.

О генезисе доломитов. Вопрос о происхождении доломитов принадлежит к числу наиболее сложных проблем литологии. В рассматриваемых условиях эта сложность усугубляется спецификой вулканогенно-осадочного литогенеза. В данном случае главная масса доломитов, расположенная в Иджеванском синклинии (левобережье р.Агстев), формировалась на некотором удалении от очагов интенсивного вулканизма. К востоку в Шамшадинском антиклинории (в бассейнах рек Ахум и Тавуш) наблюдается непосредственный парагенез доломитовых пород с эффузивно-гялокластитовой ассоциацией. Как следует из описания пластовых доломитов, в них наряду с отчетливыми признаками диагенетического доломитообразования обнаруживаются также черты более поздней доломитизации. Формирование пластовых доломитов представляется в виде сложного и многостадийного процесса.

В первую стадию (раннедиагенетический этап) происходит интенсивное замещение известковых органогенных осадков по общей схеме $Mg + 2 CaCO_3 = CaCO_3 \cdot MgCO_3 + Ca$. При этом главная часть магния поступала в карбонатные илы в результате их взаимодействия с придонной водой, которая в условиях сухого и жаркого климата в сравнительно замкнутых участках бассейна приобретала несколько повышенную минерализацию. Формированию полузамкнутых участков в мелководном бассейне могли способствовать и потоки лав, играющие роль естественных перемычек. Судя по отсутствию гипсов, полного обособления лагуны и формирования интенсивно минерализованной рапы здесь не имело место*. Однако соленость вод была достаточной для диагенетической доломитизации, протекавшей не сплошь и с разной степенью интенсивности**. С этим же фактором также связана частичная доломитизация рифовых и межрифовых отложений.

* Оно имело место в верхнем кимеридже в Дашкесанском синклинии.

** Помимо степени обогащенности вод магнием в этом процессе имеет значение и состав органогенных илов в связи с разной воспри-

Вторая стадия (этап позднего диагенеза) связана с сохранением в слегка уплотненных карбонатных накоплениях поровых и реликтовых морских вод. По мере погружения их и перекрытия новыми слоями карбонатных осадков или потоками лав осуществляется взаимодействие между реликтовыми водами и карбонатными осадками с образованием доломита. Этот этап доломитизации в особенности интенсивно протекал в биогермных постройках. Степень доломитности в них, очевидно, определяется также наличием высокомагнезильного кальцита, связанного извлечением магния из морской воды породообразующими кораллами и водорослями.

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 и активизация 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 на ранее сформированные структурные особенности. Важно отметить, что одновременно с вторичной (наложенной) доломитизацией карбонатных пород часто происходит затухание диагенетических структур.

Помимо главного фактора — осадочных проявлений доломитообразования, в этом вопросе может также представить интерес возможная миграция магния, освобожденного при преобразовании вулканического материала, в карбонатные осадки и породы. Можно наметить два вероятных способа такого выноса:

- изменения темноцветных минералов (оливин, ромбические пироксены, амфиболы), способствующие выносу магния;
- раскристаллизация (поздняя девитрификация) вулканического стекла, при которой совместно с железом магний выносятся из вулканиитов.

Выщелоченный при преобразовании вулканического материала магний мог легко проникать в карбонатные осадки или породы (особенно в случае чередования по разрезу вулканиитов и карбонатных накоплений) и производить дополнительную доломитизацию. Таким образом, формирование доломитовых пород в данном случае протекало на фоне подводного вулканизма. Это не исключает некоторого участия вулканических процессов в доломитонакоплении в качестве побочного фактора, как это считается возможным в океанических осадках. Вместе

с этим можно отметить их участие в диагенетической доломитизации. В данном случае замечено, что кораллы, синезеленые водоросли, гастроподы легче замещаются доломитом, чем членики криноидей, морские ежи и остракоды.

с этим ясно, что позднеюрское доломитонакопление обусловлено общей аридизацией, охватившей средиземноморский бассейн, включая его периферию – Крымо–Кавказскую зону. Доломиты здесь выходят за пределы вулканогенно–осадочных формаций и пространственно замещаются гипсами, солями, а также терригенными красноцветными накоплениями (Цейслер, 1977). Первостепенная роль диагенеза в формировании доломитовых пород отражает направленный эволюционный процесс – сокращение седиментационных доломитов при общей тенденции затухания морского доломитообразования с течением геологического времени (Ронов, 1964, 1983).

Смешанные карбонатные породы с вулканической примесью представлены двумя разновидностями: туфоизвестняками (туфодоломитами) и карбонатно–эффузивными образованиями.

Туфоизвестняки состоят из карбонатного материала и пирокластической примеси – 12–25%. Карбонатный компонент представлен, главным образом, микрозернистыми, органогенно–детритовыми и оолитовыми известняками. Пирокластическая примесь в туфоизвестняках сложена литокластическим и витрическим компонентом с размерами от 0,1 до 20 мм. Первый из них представлен угловатыми фрагментами хлоритизированных андезито–базальтов и андезитов, которые часто оплавлены и имеют кайму, состоящую из непрозрачной рудной массы. Вулканические стекла представлены пористыми, интенсивно хлоритизированными фрагментами, сходными по составу со стеклом эффузивных пород. Поры в обломках выполнены кальцитом, хлоритом, а изредка – кремнеземом. Судя по однообразному составу, характеру изменений и развитию пористых фрагментов, вулканическая примесь представляет собой продукт взрыва. Туфоизвестняки характеризуются значительными колебаниями в содержании пирокластической примеси и пространственно переходят в относительно чистые разновидности известняков. Это наблюдается на удалении от очагов эксплозии в области развития карбонатных пород (окрестности г. Иджевана по левобережью р. Агс-тев), где туфоизвестняки слагают небольшие прослои и мелкие пачки, отличающиеся от главной массы известняков зеленовато–серой окраской. В целом по формации туфоизвестняки развиты слабо, что связано с ограниченными масштабами эксплозивной деятельности.

Смешанные карбонатно–эффузивные образования слагаются смесью известняков (или доломитов) и эффузивного, в большей мере лавокластического материала. Их смешение имело место в результате механического и термально–гидрохимического воздействия вулканической магмы на карбонатные осадки. Это выражается в сваривании или спекании этого разнородного материала, интенсивном и неравномерном преобразовании карбонатного компонента, включая перекристаллизацию, обогащение вулканической примесью и минеральными новообразованиями. В обнажении они имеют неоднородную окраску со множеством оттенков: серо–зеленую, зеленовато–бурую, коричневую, лиловую. Местами в них наблюдается пятнистость, обусловленная наличием серых или желтовато–серых участков слабо преобразованного известняка или доломита. Специфическая природа смешанных пород в обнажении распознается с трудом. По этой причине их принимают за

известковые туфы или вулкано-терригенные породы, а иногда – за продукты гидротермальной карбонатизации. Морфология смешанных пород сложна, она определяется взаимодействием двух главных факторов: масштабами обогащения карбонатных накоплений вулканическим материалом и степенью нарушения их первичного залегания. Это – линзы и тела прихотливых контуров, перемежающиеся с вулканическим материалом (рис. 8), а также отдельные блоки и мелкие включения, залегающие в вулканитах. Наряду с горизонтально залегающими телами развиты также наклоненные и крутопадающие растасканные линзы и пропластки, рассеянные в вулканическом материале. Образование их связано со смещением донных осадков по фронту надвигания потока, с их выжиманием или сползанием в растекающую лаву, как и с внедрением в осадки силлов. Укажем, что в пределах крупных линз смешанные образования не всегда являются преобладающим компонентом. В них наблюдаются частые переходы в слабо и интенсивно перекристаллизованные карбонатные породы с небольшим содержанием вулканической примеси, а также в сильно ожелезненные разновидности типа красных известняков.

По составу компонентов и характеру смешения выделены следующие главные разновидности смешанных карбонатно-эффузивных образований (Мандалаян, 1981).

– Породы, состоящие из смеси плотных или шлаковидных базальтов и андезито базальтов с карбонатным материалом – известняками или доломитами. Во многих участках смешанных пород наблюдается интенсивное спекание или сваривание этого разнородного материала, которое сопровождается преобразованием карбонатных осадков (перекристаллизация, ожелезнение, хлоритизация), и обогащение их вулканическими

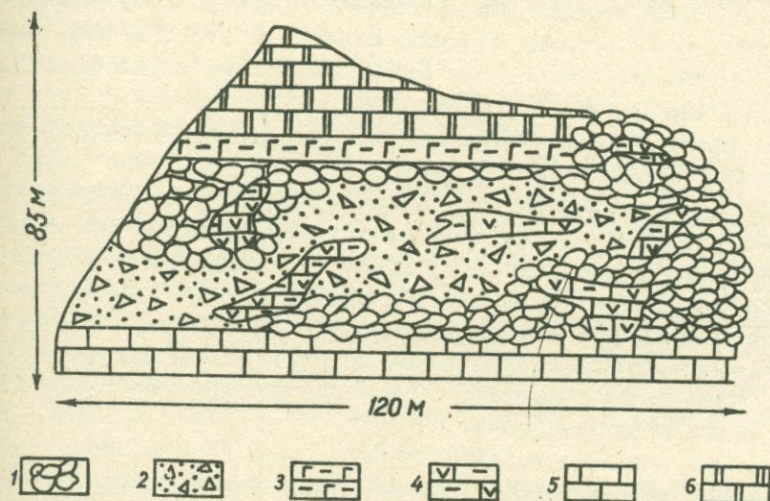


Рис. 8. Пространственное взаимоотношение карбонатных пород и вулканитов у.с. Ицакар: 1 – подушечные лавы; 2 – подушечные брекчии; 3 – гиалокластиты; 4 – смешанные карбонатно-лавокластические образования; 5 – известняки; 6 – доломиты



Рис. 9. Смешанная порода, состоящая из обломков эффузивов, вулканического стекла и преобразованного карбонатного компонента. Шлиф., ув. 32, ник. 1

фрагментами (рис. 9). Одновременно с этим происходит кальцитизация вулканического компонента – замещение с образованием псевдоморфоз по темноватым минералам вкрапленников и основной массы. В гораздо меньшей степени этому процессу подвержены плагиоклазы. Там, где карбонатные осадки обогащены мелкообломочным лавокластическим материалом, смешанные породы обнаруживают сходство с известковистыми литокластическими туфами. Главное отличие состоит в меньшем разнообразии состава фрагментов и более отчетливо выраженном характере изменения карбонатного компонента.

– Породы, состоящие из смеси карбонатных илов с гиадокластическим материалом, образованным в процессе растрескивания и дробления стекловатых корок подушечных лав. Он представлен апогиалиновыми обломками и осколками монтмориллонитизированного и интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, очень редко цельными глобулами. В соизмеримом количестве в составе вулканической примеси имеется иной материал – мелкие фрагменты с диабазовой, интерсерпентальной и пилотакситовой структурами, а также более крупные обломки подушек. Карбонатный компонент нередко преобразуется в зеленовато-бурые и лиловые образования.

Описанные два типа составляют главную массу смешанных карбонатно-эффузивных образований. В карбонатном компоненте их обычно присутствуют халцедон, сфен, лейкоксен, хлориты, цеолиты, монтмориллонитовая примесь.

– Псевдоминдалекаменные образования, представленные небольшими включениями карбонатного осадка в лаве, которые флюидально огибаются микролитами плагиоклазов, в том числе и альбита (в спили-

тах). Подобные миндалевидные включения расположены во внешней части подушек, включая корку закала, а в потоках компактного строения большей частью развиты в подошве – в зонах соприкосновения с нижележащими карбонатными породами. В пределах каждой подушки псевдоминдалины расположены неравномерно – от единичных включений до их исключительно плотного расположения. В участках их развития, как правило, постоянно присутствуют более крупные включения карбонатных пород. Диаметр миндалевидных включений варьирует в пределах 0,2–6 мм. Изучение в шлифах показывает, что эти включения представлены седиментационным компонентом – карбонатными илами разной степени сохранности. Формирование их связано как с выполнением пор и газовых пустот карбонатными илами, так и разламыванием и "оплавлением" осадка в горячем потоке.

Приведенные типы смешанных пород в обнажении залегают как обособленно, так и в сочетании. Процесс сложного взаимодействия вулканического расплава с карбонатными накоплениями, приводящий к их термической обработке, в той или иной мере нарушает первичную природу осадков. Помимо главных факторов – скорости охлаждения вулканической магмы и масштабов теплоотдачи в карбонатные илы – определенную роль играет состав скелетных обломков. При прочих равных условиях в первую очередь перекристаллизуются кораллы, гидроиды, гастроподы. Несколько лучше сохраняются водоросли, остракоды, иглокожие. Наиболее устойчивыми оказываются фораминиферовые илы и их смесь с тонкодетритовым материалом, содержащим глинистую примесь.

Химические анализы смешанных пород (табл. 10) хорошо отражают разнообразие состава исходного карбонатного материала (известняки, доломиты) и его количественное соотношение с вулканической примесью. Описанные типы смешанных пород широко развиты в междуречье Ахум–Тавуш.

Изучение смешанных карбонатно-эффузивных образований имеет важное значение для исследования завулканизированных особенностей вулкано-осадочного парагенеза. Отметим главные из них:

1. Становится очевидным, что характер латеральных изменений, как и колебаний мощностей карбонатных пород, в значительной мере обусловлен непосредственным взаимодействием вулканического расплава с карбонатными накоплениями. Отрицательное воздействие вулканизма проявляется в разубоживании осадков вплоть до выклинивания и одновременно в трансформации их значительной части в другие формы, трудно поддающиеся диагностике.

2. Изучение смешанных пород ставит перед исследователем сложный вопрос о месте и способе локализации вулканического расплава в интервале осадок – наддонная вода.

3. Воздействие седиментационной среды (материала осадков) на формирующиеся вулканические продукты представляется в виде последовательного ряда таких сложных явлений, как:

- а) автобрекчирование остывающего вулканического расплава в результате его локализации во влажных карбонатных накоплениях с обогащением их лавокластическим компонентом, включая крупнообломочные гиадокластиты и брекчии. При этом весьма существенно раз-

Химические анализы смешанных пород

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	19,83	24,18	32,20	33,50
TiO_2	0,57	0,34	0,83	1,09
Al_2O_3	9,31	9,88	11,60	13,00
Fe_2O_3	1,80	1,80	3,06	1,99
FeO	1,72	3,16	1,75	1,82
CaO	32,01	17,75	24,83	25,13
MgO	5,35	14,51	3,82	3,87
MnO	0,43	0,10	0,16	0,14
Na_2O	1,00	2,35	2,00	2,25
K_2O	0,70	0,49	0,44	0,23
P_2O_5	0,23	н.об.	н.об.	н.об.
н.п.п.	1,54	2,36	3,06	1,44
H_2O	1,74	1,27	0,75	0,26
CO_2	26,00	21,64	15,76	16,10
Сумма	100,54	100,83	100,31	100,82

Примечание: обр. 1 – смесь гиалобазальта с известковым илом; обр. 2 – смесь андезито-базальта с доломитовым илом; обр. 3–4 – псевдоминдалекаменный спилит-кальцит.

личать подобные образования от аналогичного по петрографическому составу вулканогенно-терригенного и пирокластического материала;

б) локализация вулканического расплава в толще донных карбонатных осадков приводит к переотложению карбоната в пустотах и полосках формирующихся эффузивов. Процесс этот имеет, очевидно, не только механическую природу, если иметь в виду значительную роль водных паров и других летучих в преобразовании лав.

Кремнистые породы (силициты). В вулканогенно-карбонатной формации все проявления силицитов приурочены к карбонатным породам, которые локализованы по периферии крупных очагов подводного вулканизма. Как правило, силициты не встречаются среди вулканитов. Вместе с вмещающими породами они слагают ряд кремнисто-карбонатных градаций, содержащих в подчиненном количестве вулканический материал. Главная из них – кремнисто-известняково-доломитовая грация (мощностью 420 м), развита в Иджеванском синклинории, по ле

вобережью р. Агстев. Другое скопление силицитов расположено на водоразделе Агстев–Ахум, где развита кремнисто–известняковая градация, содержащая участками доломиты и доломитизированные известняки. Мощность ее от 50 до 180 м. Непосредственно к востоку, по направлению к реке Ахум, известняки, содержащие пласты и конкреции силицитов, замещаются по латерали эффузивными образованиями. В составе последних преобладают подушечные лавы и гиалокластиты, в том числе интенсивно монтмориллонитизированные разновидности.

По характерным макро– и микроструктурным особенностям в составе силицитов выделены следующие разновидности (Мандалян, 1964, 1979).

Линзовидные тела серых и светло–серых, очень крепких силицитов, ориентированные по слоистости вмещающих их карбонатных пород. Мощность каждого тела (линзы) изменяется в пределах от 8–10 см до 1 м, достигая 2–2,5 м. По простиранию они прослеживаются на 25–30 м, в отдельных случаях – до нескольких сот метров.

Изучение в шлифах показывает, что большая часть кремневых образований имеет сферолитовую структуру, образованную небольшими (0,04–0,15 мм) округлыми тельцами. Ядра их сложены тонкозернистым халцедоном, пигментированным темно–бурым веществом, а оболочка – халцедоновыми и кварц–халцедоновыми агрегатами радиально–лучистого строения. Местами 2–3 сферолита, сливаясь, образуют агрегаты, напоминающие глобигерины. Часто встречаются также разновидности, очень напоминающие радиолярии, однако, просмотр большого количества шлифов, изготовленных по разным сечениям породы, показывает, что во всех случаях мы имеем совершенно одинаковые тельца сферолитов. Такие структуры являются неорганическими, и их образование, видимо, связано с раскристаллизацией опалового геля. Описанный тип кремнистых пород максимально развит по левобережью р. Агстев в пределах Лусадзорского месторождения доломитов.

Слоистые силициты с пороодообразующими организмами. В обнажении это серые и темно–серые слоистые силициты, залегающие в карбонатных породах. Наряду с отчетливой горизонтальной слоистостью, выдержанной на десятки метров, в них наблюдаются также переходы к прерывистым слоям и линзовидным образованиям. В шлифах видно, что порода слагается мелко–среднезернистым халцедоном, участками раскристаллизованным в кварц–халцедоновую массу. Характерно наличие кремневых спикул губок, образующих заметные скопления. Радиолярии, как правило, редки и представлены единичными сферками, рассеянными в кремнистой массе. Лишь в нескольких участках они составляют 5–12% от общего количества кремневых организмов. Кроме того, в силицитах присутствуют фораминиферы, обломки кораллов и криноидей, которые частично или нацело замещены кремнеземом, а также ромбоэдрические зерна доломита. Мощность описанных пород изменяется в пределах от нескольких сантиметров до 0,85 м и изредка достигает 1,2–1,4 м. Описанный тип силицитов участками образует своеобразное построение, слагающееся из некоторого числа двухкомпонентных ритмов. Нижний компонент выражен серым и темно–серым силицитом, состоящим из тонко– и мелкозернисто–

го кварца и халцедона с многочисленными кремневыми спиклами. Мощность — от 5–6 до 10–18 см.

Верхний компонент представлен пепельно-серой, кремнистой породой, несколько большей мощности (13–20 см). Сложена порода кварц-халцедоновым кремнеземом (75–85%) и известковым материалом (15–25%). Последний состоит из члеников криноидей, остатков водорослей, фораминифер, морских ежей. Спиклы редки.

Общая мощность ритма, слагающегося из 2 вышеописанных компонентов, составляет 15–30 м. Количество ритмов разное — от 8–10 до 25, с суммарной мощностью от 2,5 до 8–15 м. Эта разновидность силицитов максимально развита в междуречье Агстев-Ахум (ниже перевальной части дороги Иджеван-Берд) и парагенетически связана с зонами развития спонголитов и спикловых известняков. Это толстослоистые породы зеленовато-серого цвета, в которых содержание спиклового кремнезема составляет соответственно 56–75 и 20–40%. Спиклы губок сложены радиально-лучистым и волокнистым халцедоном. Размеры их варьируют в широких пределах: диаметр — 0,05–0,15 мм, длина — 0,2–0,8 мм, а в отдельных крупных разновидностях — до 2,5 мм. Карбонатный материал слагается обломками криноидей, морских ежей, кораллов, а также водорослевыми желвачками, фораминиферами и оолитами. Вулканическая примесь (0,5–10%) в спонголитах и спикловых известняках представлена неокатанными и полуокатанными обломками эффузивов базальт-андезитового ряда, в том числе интенсивно хлоритизированными гиадокластитами. Мощности спонголитов и спикловых известняков составляют 1,2–14 м. В описанных породах весьма интенсивно проявлено диагенетическое растворение спиклов, которое сопровождается миграцией освобожденного кремнезема и интенсивным замещением известковых раковин. При этом наиболее интенсивному диагенетическому окремнению подвергались членики криноидей, а в меньшей степени иной раковинный материал. Диагенетическое переотложение высвобожденного кремнезема приводит к формированию субмикроскопических прожилковидных полос халцедона и выполнения пустот. При его максимальном проявлении спиклы почти нацело растворяются и замещаются кальцитом. В этом случае в спонголитах формируются небольшие кремневые линзочки и конкреции, а в спикловых известняках — кремневые корки и желваки.

Радиолярит-спонголиты, т.е. породы, сложенные смесью спиклов кремневых губок и радиолярий с преобладанием первых, развиты в карбонатной толще Иджеванского хребта и представлены слоями небольшой мощности (0,5–1,8 см). В шлифах на фоне микро-мелкозернистой халцедоновой массы отчетливо наблюдаются овальные и удлиненные (палковидные) сечения спиклов и близкие к сферическим срезы радиолярий. Их суммарное содержание составляет более 40–50% площади шлифов.

Кремнистые конкреции и желваки широко развиты в известняках и доломитах. Это серые и темно-серые силициты, имеющие разнообразную форму: амебовидную, рогульчатую, лепешковидную и округлую. Размеры их от 0,5–2 до 7–8 см. По разрезу они распределены неравномерно и образуют скопления в отдельных горизонтах

Химический состав кремнистых пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	99,0	99,36	96,34	88,85	96,28	97,85	91,66	87,20	96,20
TiO ₂	сл.	0,02	0,02	сл.	сл.	сл.	0,02	0,02	сл.
Al ₂ O ₃	0,7	1,86	1,73	0,60	0,49	0,54	0,65	0,35	0,28
Fe ₂ O ₃	сл.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,02	0,08	0,29
FeO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,10
CaO	сл.	1,08	0,75	4,55	0,81	0,42	3,25	6,33	0,51
MgO	сл.	0,38	0,38	0,75	1,05	0,52	0,68	0,75	1,14
MnO	сл.	н.об.	н.об.	0,01	сл.	сл.	сл.	0,01	сл.
Na ₂ O	0,14	0,014	0,04	0,29	0,14	0,20	0,12	0,05	0,05
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,10	0,07	0,19	0,10	0,05	0,05
P ₂ O ₅	н.об.	0,04	0,07	0,10	0,11	0,11	н.об.	н.об.	н.об.
n.n.n.	н.об.	0,85	0,18	3,88	0,89	0,81	3,35	5,37	2,11
Сумма	99,84	100,77	99,54	99,43	99,96	100,30	99,85	100,21	100,00

Примечание. Анализы 1, 2, 7, 8 – характеризуют пластообразные тела с абиогенной структурой, остальные – слоистые силициты, содержащие пороодообразующие организмы.

кремнисто-карбонатных градаций. Кремнистые конкреции присутствуют также в карбонатных линзах, захороненные среди подушечных лав и гиалокластитов. По микроструктурным особенностям они весьма разнообразны. Характерны микрозернистая, сферолитовая и органогенная структуры. В составе кремневых включений и вмещающих известняков часто в изобилии присутствуют спиккулы. Имеются также примеры независимости от этого фактора.

Химический состав кремнистых пород. В преобладающей части силицитов (табл. 11) содержание SiO₂ превышает 85% и находится в пределах 90–99%. Колебания содержаний в них обусловлены, главным образом, примесью кальцита и доломита и лишь в нескольких пробах – наличием глинозема. Содержание последнего, как правило, не превышает долей процента. Силицитам свойственно низкое содержание железа. У большинства проанализированных образцов количество Fe₂O₃+FeO не превышает малых долей процента, а более завышенные содержания присущи, как правило, спонголитам. Весьма показательны ничтожные содержания MnO (следы – 0,01) и P₂O₅ (следы – 0,11).

По данным 45 спектральных анализов среднее содержание алюминия

составляет 0,17%; марганца – 0,003%. В некоторых разновидностях абиогенных силицитов определяется содержание бора (0,2%) и цинка (до 0,01). Особо отметим, что низкие содержания марганца вообще характерны для верхнеюрских-неокомских силицитов Армении, что, помимо других признаков, отличает их от верхнемеловых аналогов.

Условия образования. Генетическая связь кремнистых пород с вулканизмом общеизвестна. Бесспорным является то обстоятельство, что главным источником кремнезема в вулканогенно-осадочных формациях является подводный вулканический процесс во всех его проявлениях.

Более ясными представляются процессы кремнеобразования в глубоководных вулканогенно-кремнистых формациях (спилитово-яшмовая и др.), в которых кремнистые осадки, в том числе радиоляриты, тяготеют к спилитовым сериям. Обычно кремнистые породы этого типа – крипто-, микрозернистые и содержат многочисленные радиолярии. По содержанию органических остатков в их составе встречаются четыре литологических типа: радиоляриевые, спонгиевые и переходные разновидности – спонгиево-радиоляриевые и радиоляриево-спонгиевые. В составе силицитов присутствуют также туффитовые и железистые яшмы (Вишневская, 1984).

Менее ясны процессы кремнеобразования в вулканогенно-карбонатных формациях. Известно, что в некоторых из них наряду с первичными кремнистыми породами встречаются кремни, образовавшиеся путем замещения известняков и туфов (Хворова, 1963).

Значительное разнообразие кремнистых пород наблюдается и в изученной формации. Часть кремней (образования, содержащие кремниевые спикеры и имеющие микрозернистую структуру) несомненно имеет осадочное происхождение и связана преимущественно с органогенной осадкой кремнезема. В этом отношении показательны слоистые силициты ритмичного строения, в которых присутствуют многочисленные кремниевые спикеры, а также радиолярии. В увеличении концентрации кремнезема в придонных водах немаловажную роль играл процесс монтмориллонитизации вулканического стекла, протекающий с высвобождением

SiO_2

Осадочное происхождение приемлемо и для желваков округлой формы, приуроченных к определенным горизонтам. Образование их, возможно, связано с коагуляцией и осаждением кремнезема в виде округлых лепешек геля, которые затем затвердевали в кремнистые желваки. Формирование значительной части конкреций и пропластков связано с диагенетическими процессами перераспределения и миграции в известковых илах спикерного кремнезема. Об этом свидетельствует наличие в них многочисленных спикер, подвергшихся десилификации. Образование линзовидных тел со сферолитовой и другими типами неорганических структур, по всей вероятности, связано с гидротермальной деятельностью вулканизма. Можно предполагать, что это протекало двояко:

- в связи с разгрузкой в бассейне вулканических терм, пересыщенных SiO_2 и формированием силицитов типа кремнистых травертинов или гейзеритов;
- путем высачивания терм в карбонатные осадки (и породы) с замещением последних.

Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры-неокома характеризуется сложностью внутреннего строения, которая проявлена в пространственной смене (в латеральном направлении и по разрезу) главных типов пород: карбонатных и вулканических. Эта особенность связана с заложением в мелководном бассейне с небольшими амплитудами прогибания расколов, сопровождающихся преимущественно трещинными излияниями основного и среднего состава, продукты которых представлены преимущественно известково-щелочными сериями.

По соотношению двух главных породообразующих компонентов отчетливо обособляются три главных типа разрезов:

1. Преобладает вулканический, в том числе лавокластический компонент, а карбонатный представлен редкими линзами и прослоями среди вулканитов.

2. Оба типа пород чередуются в пространстве в соизмеримых соотношениях.

3. Преобладают карбонатные породы, тогда как вулканический материал и продукты его перемыва развиты локально.

Такая особенность строения обусловлена неравномерным пространственным распределением очагов подводного вулканизма, а также их миграцией в период становления формации. Особо отметим, что пространственная смена вулканических и карбонатных пород имеет весьма сложный характер. Проникновение вулканического расплава в осадки часто приводит к нарушению стратификации карбонатных накоплений, вплоть до их выклинивания, и сильному обогащению лавокластической примесью. Подводная вулканическая деятельность, протекавшая, главным образом, в морской мелководной обстановке, оказывала прямое воздействие на формирование одних породных ассоциаций и косвенное — других. Подводный вулканизм является главным поставщиком кремнезема. Эта типичная для вулканогенно-осадочных формаций связь в данном случае приобретает сложные формы. Она не ограничивается седиментационной стадией, а продолжается длительный промежуток времени, включая период литификации карбонатных пород.

С подводным вулканизмом непосредственно связано образование гиадокластитов, которые, подвергаясь перемыву и сортировке, формируют слоистые пачки. По мере преобразования стекловатой фазы они переходят в монтмориллонитовые глины.

Иная специфика имела место во взаимоотношении вулканизм — карбонатообразование. Интенсивное карбонатонакопление, протекавшее в пределах Сомхето-Карабахской зоны, является отражением литологической специализации верхнеюрского времени в средиземноморском сегменте Мезотетиса. В данном случае воздействие вулканического фактора, на фоне которого протекала карбонатная седиментация, накладывало некоторый отпечаток на течение этого процесса. Прежде всего это выражается в наличии смешанных карбонатных-лавокластических и карбонатно-пирокластических накоплений, специфике обломочной примеси известняков и доломитов и отчасти в некоторых особенностях химизма и преобразований карбонатного компонента. Как ха-

ракторный генетический тип вулканогенно-карбонатная формация сохраняет главные черты на значительном протяжении к юго-востоку от изученной площади в Азербайджане. Это проявлено также в Дашкесанском синклинории, который простирается от верховьев р. Дзегамчай на западе до р. Инджа-чай на востоке. Особый интерес вызывает наличие в верхнем кимеридже Агджакендской синклинали толщ гипсов с прослоями известняков, песчаников и реже глин. У с. Верхний Агджакенд гипсы слагают пластообразные и линзообразные залежи (80-100 м), имеющие промышленное значение (Атаева, 1969). В связи с этим заметим, что галогенные и сульфатные породы присутствуют в ряде карбонатных формаций поздней юры Тетиса, причем, как это определяет В.М. Цейслер, эвапориты не выходят за пределы площади карбонатных накоплений и поэтому рассматриваются в составе ассоциаций карбонатных формаций (Цейслер, 1977).

Из полезных ископаемых вулканогенно-карбонатной формации в первую очередь отметим крупные месторождения доломитов мраморизованных известняков, месторождения и проявления силицитов, испандского шпата, монтмориллонитовых глин (Мандалян, 1979). В карбонатных породах у с. Мосес локализовано свинцово-цинковое оруденение.

Вулканогенно-известняковые формации, выделенные на примере палеозойских и более древних образований, отличаются некоторыми особенностями осадкообразования и металлогении (Хворова, 1963, 1965; Формозова, 1967). Сравнение этой группы формаций с изученной показывает определенные различия. Отметим главные из них:

- преимущественно базальт-андезитовый состав вулканитов при ограниченном развитии кислых разновидностей;
- неравномерное распределение кремнистых пород, которые лишь в нескольких участках являются ведущим членом парагенеза, а в других - имеют небольшое развитие;
- отсутствие разновозрастных с формацией железо-марганцевых руд.

Другие отличия связаны с факторами эволюции карбонатонакопления в геологической истории Земли. Это преимущественный диагенетический характер доломитообразования, особенности строения и экологии породообразующих организмов и др.

Глава 4

КАРБОНАТНО-ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (верхнего оксфорда-среднего валанжина) КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Геологический очерк

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация верхнего оксфорда-среднего валанжина Кафанского антиклинория характеризуется большой мощностью (1500–2600 м) и площадным развитием на обширной территории бассейнов рек Охчи и Воротан. Она максимально развита по крыльям Кафанского антиклинория, тогда как в его ядре (окрестности г. Кафан) представлена нижней частью (верхний оксфорд-кимеридж) и в резко сокращенной мощности – 80–200 м. Эта формация трансгрессивно залегает на различных горизонтах вулканических и вулканогенно-осадочных образований средней юры (главным образом, верхнего байоса) и перекрывается известняками неокома. Она складывается двумя мощными свитами: нижней (верхний оксфорд-кимеридж) мощностью 700–1200 м и верхней (титон-средний валанжин) мощностью 800–1400 м (Акопян, 1962).

Различия в их составе не повсеместны по площади и затрагивают отдельные детали вещественного состава: внешние признаки, особенности гранулометрии, масштабы некоторых преобразований. Кроме того, в составе верхней свиты участками имеет место резкое возрастание мощностей карбонатных пород. С литолого-формационной точки зрения это единый вулканогенно-осадочный геокомплекс с аналогичными или близкими типами пород и идентичной палеогеографической обстановкой накопления.

Строение Кафанского антиклинория осложнено разрывными нарушениями разных порядков. С юго-запада он ограничивается Хуступ-Гиратахским разломом глубокого заложения, имеющим северо-западное простирание. Разлом отчетливо фиксируется на большом расстоянии от р. Аракс к бассейну р. Шишкерт и р. Охчи и далее в бассейне р. Воротан. Плоскость разлома круто падает на юго-запад под углом 70–80°. В полосе разлома имеет место рассланцевание, развитие трещиноватости, тектонических брекчий и формирование мелких опрокинутых складок.

Ниже приводим опорные разрезы карбонатно-вулканогенно-обломочной формации (рис. 10).

Главные типы пород

Вулканические породы имеют большую мощность и площадное развитие на всем протяжении карбонатно-вулканогенно-обломочной формации. В их составе широко развиты потоки массивного строения, разделенные в разрезе пирокластическими и карбонатными накоплениями. Подушечные лавы и их производные, слагающие эффузивно-гялокластитовую ассоциацию, максимально развиты по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория.

Эффузивы потоков массивного строения по внешнему облику весьма разнообразны. В обнажении это неравномернозернистые (от мелко- и скрытозернистых до крупнозернистых) породы плотного и миндалекаменного строения. Породам присуща серая, темно-серая, а в сильно преобразованных разновидностях также зеленовато-серая и лиловая окраска. На фоне однородного массивного строения вулканических тел имеются переходы к глыбовому и брекчиевому строению. По составу они варьируют от базальтов (гиперстеновых, плагиоклаз-пироксеновых) и диабазов через андезито-базальты и андезиты (плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые) до пипарито-дацитов. По преобладающему составу вулканических продуктов это андезито-базальтовая формация, в которой преобладают андезито-базальты и андезиты, "состоящие из фенокристаллов плагиоклаза (№ 56-71), клинопироксена авгитового ряда, единичных вкрапленников гиперстена (или разложенного оливина) и тонкоструктурного базиса гялопилитового, пилотакситового, реже вариолитового сложения". (Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, 1981).

По результатам обработки 89 химических анализов верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса С.О.Ачикгёзьян с соавторами пришли к выводу об их принадлежности к известково-щелочной высокоглиноземистой серии со следующими характеристиками пород.

Базальты в среднем содержат SiO_2 - 50,6%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,2\%$, принадлежат к нормальному петрохимическому ряду, натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6$), высокоглиноземистые, лейкократовые.

В андезито-базальтах в среднем содержится SiO_2 - 55,2%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,7\%$; принадлежат они нормальному петрохимическому ряду, натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,2$), высокоглиноземистые.

Андезиты содержат в среднем SiO_2 - 60,7%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,3\%$, принадлежат к нормальному ряду калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,4$), высокоглиноземистые.

Дациты имеют ограниченное развитие. Они в среднем содержат SiO_2 - 66,2%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\%$, принадлежат к нормальному петрохимическому ряду калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,2$), весьма высокоглиноземистые.

О принадлежности описанных эффузивов к известково-щелочной серии в первую очередь свидетельствует величина индекса затвердевания Куно $\text{SI} = 18,0$, а также значение индекса Пикока, равного 59,2 (Ачикгезьян, Зограбян, Мирзоян, Саркисян, 1983).

Пирокластические образования развиты на многих стратиграфических уровнях. Преобладающая часть пирокластов представлена в равной степени уплотненными и сцементированными разновидностями. Спекшиеся туфы развиты локально. Систематика пирокластических образований проведена с учетом агрегатного состояния, гранулометрических особенностей и вещественного состава. Ниже приводим описание главных типов.

Пирокластические брекчии состоят из обломков плотных и миндалекаменных андезитов, андезито-базальтов, а также базальтов, сцементированных туфовым заполнителем. В обнажении это слабо отсортированные породы с лилово-серой и серовато-зеленой окраской. Форма обломков преимущественно угловатая, реже полуугловатая с некоторой сглаженностью контуров. Преимущественные размеры их 6–15 см, более крупные обломки редки. Исключение составляют глыбовые разновидности, локально развитые на участке по левобережью реки Халадж (рис. 11) и в бассейне р. Воротан. Связующая масса пирокластических брекчий представлена туфовым заполнителем крупно- и мелкопесчистой и в меньшей мере псаммито-алевритовой размерности. В ее составе преобладают литокластические разновидности (пористые андезиты и андезито-базальты) с подчиненным количеством кристаллокластического и витрического компонента.

Цементация имеет гидрохимический кристаллизационный характер и происходит за счет разложения самих обломков, в особенности расщепленного компонента, а также действия поствулканических терм и грунтовых вод. В результате этого в промежутках между обломками и по ним развивается корковый и пленочный цемент, представленный лимонитом, халцедоном, кальцитом, селадонитом, хлоритом, цеолитами и пренитом. В ряде разновидностей пирокластических брекчий присут-



Рис. 11. Крупнообломочные пирокластические брекчии в окрестностях с. Антарашат

ствуется также раковинный детрит, оолиты и микрозернистошламовый ил. Пирокластические брекчии имеют мощность до 150 м, а в отдельных участках порядка 250–300 м. Максимальные мощности их зафиксированы в промежутках между г. Кафан и с. Арцваник, в окрестностях с. Хдранц, бассейне р. Севакар.

Литокластические туфы представлены двумя главными разновидностями. Первая из них, развитая локально, неотличима по составу от туфового заполнителя пирокластических брекчий. Характерна красноцветная окраска, иногда переходящая в зеленовато-серую и обусловленная интенсивным ожелезнением обломков и в цементе. Показательно отсутствие или слабое развитие иного материала: окатанных песчинок вулканитов или известняков, как и седиментационного карбонатного материала в цементе. В составе туфов заполнителя присутствуют осколки плагиоклазов (лабрадор, андезин), зерна клинопироксена, а также скопления лимонита, магнетита и лейкоксена. Из особенностей состава отметим высокое содержание суммарного железа и низкое – окиси кальция (табл. 12, анализы 1–5).

Описанные породы нередко пространственно переходят в пирокластические брекчии. Особенности вещественного состава позволяют считать, что в главной массе эта разновидность туфов, как и часть пирокластических брекчий, формировалась на вулканических островах или временно осушенных участках вулканического побережья. Мощности туфов составляют 2,5–10 м, в единичных случаях – 25–30 м. По мере размыва внутрибассейновых вулканических поднятий или обрушения их склонов этот материал захороняется в морской среде.

Вторая разновидность литокластических туфов, образованная непосредственно в морской обстановке, отличается от первой рядом особенностей. Это слоистые породы различной окраски: серой, зеленовато-серой или зеленовато-бурой, а в сильно известковистых разновидностях – желтовато-серой. В их составе главная роль также принадлежит литокластическому компоненту – пористым и плотным фрагментам андезито-базальтового и андезитового состава. Форма их обычно неправильная, неправильно-угловатая, реже таблитчатая или изометрическая с сглаженными контурами. По гранулометрии туфы разнообразны и слагаются смесью фрагментов, имеющих величину от 0,08 до 10 мм. Преобладают обломки с размерами от 0,35 до 8 мм, а крупные присутствуют в подчиненном количестве. Постоянно встречается органогенный детрит – обломки криноидей, морских ежей, гастропод, пеллеципод, кораллов, а также единичные спиккулы губок. Связующая масса туфов (3–25%) представлена тонкораздробленным материалом литокластов с подчиненным количеством преобразованного вулканического стекла, а также минеральными новообразованиями. В ней нередко присутствует седиментационный компонент, представленный микрозернистым кальцитом с тонким детритом и редкими оолитами.

Из особенностей химизма туфов (табл. 12, анализы 7–9) показательно высокие содержания кальцита и несколько заниженное – по сравнению с первой разновидностью – суммарного железа. Первая особенность отчетливо контролируется высоким содержанием седиментационного карбоната; вторая – также отражает различия в исходной

Химические анализы пирокластических пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57,86	54,80	55,30	53,47	53,78	52,12	53,11	51,65	38,21
TiO ₂	0,69	0,76	0,97	0,99	1,15	0,70	1,00	0,89	0,65
Al ₂ O ₃	16,73	17,24	16,38	15,33	16,24	17,00	15,60	17,12	12,95
Fe ₂ O ₃	6,00	5,83	4,99	8,86	4,14	5,60	4,33	5,87	5,05
FeO	3,12	3,75	2,13	3,73	3,62	2,14	1,98	1,85	1,29
CaO	3,88	4,57	5,24	6,48	5,00	6,99	9,80	8,13	17,88
MgO	3,00	4,53	4,20	3,21	6,18	4,29	4,28	4,68	4,84
MnO	0,13	0,11	0,12	0,17	0,10	0,10	0,10	0,12	0,32
Na ₂ O	2,21	2,12	3,10	4,75	2,90	2,25	2,77	2,75	1,83
K ₂ O	0,65	0,83	1,14	0,05	1,17	0,60	1,15	0,80	0,65
SO ₃	0,44	0,70	0,08	н.об.	0,20	0,10	0,10	0,18	0,05
P ₂ O ₅	0,10	н.об.	н.об.	0,14	н.об.	0,10	н.об.	н.об.	н.об.
н.п.н.п.	4,97	5,09	6,60	7,03	5,90	7,90	6,37	6,90	16,77
Сумма	99,85	100,13	100,25	99,85	100,38	99,89	100,59	100,39	100,49

Местоположение проб: 1, 2 – в 2 км северо-восточнее с. Норашени; 3, 4 – 750 м западнее с. Гедаклу; 5 – окрестности с. Арцваник; 6, 7 – 350 м западнее с. Гехануш; 8, 9 – 1,7 км восточнее с. Шабадин.

обстановке формирования. Описанные туфы перемежаются по разрезу с тефроидами, туффитами, туфоизвестняками. Мощность их в пределах 0,8–22 м.

Нередко они связаны взаимопереходами с тефроидами – зеленовато-серыми слоистыми породами, неотличимыми по составу от пирокластов. В тефроидах, однако, наблюдается некоторая сглаженность контуров зерен, сортировка и слабая окатанность пирокластических фрагментов, возникшая при промывке тефры. Кристаллокластика представлена преимущественно плагиоклазами (андезин, лабрадор), в меньшей мере пироксенами (авгит, реже гиперстен и диопсид) и единичными зернами роговой обманки. Количество ее небольшое, за исключением нескольких участков, как, например, у с. Гехануш, где развиты плагиоклазовые тефроиды. Тефроиды содержат гальки и неокатанные крупные обломки вулканитов. В разрезе формации они встречаются на разных стратиграфических уровнях: от основания до кровли.

Литокристаллокластические туфы отличаются от описанной разновидности большим содержанием обломков кристаллов, а также меньшими размерами литокластических фрагментов. Последние представлены структурно разнообразными обломками базальт-андезитового ряда. Кристаллы и их обломки представлены полевыми шпатами (андезин, лабрадор), реже пироксенами. Цемент сложен перетертым и преобразованным (хлоритизация, кальцитизация, слабая эпидотизация и цеолитизация) туфоалевролитовым материалом. Кроме того, в составе цемента нередко присутствует микрозернистый известковый ил и его смесь с тонкодетритовым материалом. Описанные туфы чаще развиты в нижней части разреза формации (уч. Гехануш – Чакатен, бассейн р. Воротан). Мощность их составляет 3–12 м.

Спекшиеся туфы не имеют площадного развития и встречаются в нескольких пунктах на разных стратиграфических уровнях. Грубообломочные спекшиеся туфы мощностью до 7,5 м развиты в окрестностях сел Чапни, Сэнаг. Это брекчиевидные зеленовато-коричневые или серовато-бурые породы, состоящие из обломков (2–6 см) пузыристых андезитов, сцементированных флюидалной кристалловитрокластической массой. В окрестностях сел Гедаклу и Хдранц А. Х. Мнацаканян описаны своеобразные кирпично-красные, близкие к агглютинатам шлаковые брекчии, в которых резко преобладают обломки шлаков и отсутствует промежуточная цементирующая масса. Под микроскопом они имеют вид спаянного агломерата – кусочков шлаков с лимонитизированным вулканическим стеклом, различающихся структурой основной массы.

Туффиты также сложены в основном пирокластикой, однако содержат примесь вулканомиктового, терригенного и карбонатного материала. По характеру примеси среди них выделены следующие разновидности.

Вулканомиктово-пирокластические туффиты состоят из смеси пирокластики (преобладает) и обработанного вулканомиктового материала. Пирокластический компонент представлен литокластическими фрагментами основного-среднего состава, хлоритизированным вулканическим стеклом и обломками кристаллов. В составе последних преобладают плагиоклазы (андезин, лабрадор), имеющие удлинённо-таблитчатую и оскольчатую форму, реже присутствует моноклинный пироксен. Вулканомиктовый материал (12–20%) представлен хорошо окатанными или полуокатанными песчинками и гравием андезитов и базальтов. Эта разновидность туффитов, примыкающая к зонам развития литокластических и литокристаллокластических туфов, имеет мощность до 12 м.

Туффиты с карбонатным цементом состоят из материала вулканомиктово-пирокластических разновидностей с примесью известкового компонента (до 25%). Последний представлен микрозернистым кальцитом, тонкодетритовым материалом, а также редкими оолитами и крупными обломками раковин. Эта разновидность туффитов, пространственно связанная с зонами карбонатных накоплений, переходит в туфоизвестняки или известняки с пирокластической примесью.

Терригенно-пирокластические туффиты состоят из смеси той же пирокластики с терригенным материалом (до 20%), образованным при размыве древних пород – среднеюрских вулканитов. Величина окатанных зерен находится в пределах 0,15–3,5 мм. В их составе определены андезиты-дациты, дациты, кварцевые дациты, липариты-дациты, а также бипирамидальный кварц и плагиоклазы. Терригенно-пирокластические туффиты образуют скопления в нижней части разреза формации – в окрестностях сс. Чакатен, Гехануш, Каварт, Антарашат. Мошность их составляет 0,2–10 м.

Эффузивно-гиадокластитовая ассоциация, развитая максимально по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория, является продуктом субаквальных трещинных излияний. Эта ассоциация складывается подушечными лавами, подушечными брекчиями и гиадокластитам, а также продуктами перемыва и стадияльных преобразований последних (Мандалян, 1978).

Подушечные лавы в разрезе формации присутствуют на разных стратиграфических уровнях: от ее основания до верхней части (табл.13). Это типичные сфероидальные образования с протяженностью потоков от нескольких десятков метров до 0,5 км. Они складываются двумя разновидностями подушек:

а) слабо сплюснутыми подушками (преобладают) с соизмеримым соотношением длины к высоте (до 2,5 : 1). Их длина колеблется в пределах 0,4–1,2 м чаще составляет 0,6–0,8 м;

б) уплощенными разновидностями (менее развиты) с более контрастным соотношением длины к высоте (от 2,5 : 1 до 4 : 1). Длина подобных подушек находится в пределах от 0,65 до 1,5 м, в единичных случаях – 2,2 м.

Подушки в потоках обычно располагаются параллельно длинным осями или под небольшим углом к ним. В потоках отчетливо наблюдается приспособление нижней части вновь образованных сфероидов к микро-рельефу, сформированному уже остывшими подушками. В результате прогибания под собственной тяжестью в подошве полупластической массы будущего сфероида образуется выемка, соответствующая выпуклости подстилающих подушек. Нередко наблюдается также проникновение языка будущего сфероида в промежутки между нижерасположенными остывшими подушками.

Межподушечное пространство выполнено зеленовато-серым или зеленовато-бурым лавокластическим материалом, в составе которого определяется два главных компонента:

- гиадокластический материал – стекловатый продукт дробления внешней части подушек, представленный обломками псаммитовой и псефитовой размерности с подчиненным количеством алевро-пелитовой. Этот материал интенсивно хлоритизирован; заметно слабее в нем проявлена цеолитизация, монтмориллонитизация и ожелезнение;
- преимущественно литокластические нерасстеклованные обломки – продукты дезинтеграции более глубоких частей сфероидов.

В подушечных лавах нередко встречаются известняки в виде агрегатов разнообразной формы и величины: линзовидных тел, межподушеч-

Распространение подушечных лав в карбонатно-
вулканогенно-обломочной формации (Мандалаян и др., 1985)

Местоположение	Состав и парагенез	Мощность и возраст
1	2	3
Бассейн р. Хотанан, окрестности сел Верхний и Нижний Хотанан	Базальты и андезито-базальты, реже андезиты. Гиалокластиты, оолитовые и органогенно-детритовые известняки, смешанные карбонатно-лавокластические образования	От 8-10 м до 300 м. Верхний оксфорд-кимеридж
Перевальная часть дороги Верхний Хотанан-Тандзавер, правобережье р. Кашуни	Базальты и андезито-базальты. Гиалокластиты, коралловые и органогенно-детритовые известняки	260-370 м. Верхний оксфорд-кимеридж; титон-средний валанжин
Перевал "Тасс"	Андезито-базальты, андезиты, базальты. Оолитовые и водорослевые известняки, гиалокластиты, прослой монтмориллонитовых глин	От 8 до 120 м. Титон-средний валанжин
Правобережье р. Воротан	Базальты и андезито-базальты, редко андезиты. Гиалокластиты, коралловые известняки, смешанные карбонатно-лавокластические образования	От 7 до 15 м. Верхний оксфорд-кимеридж
Окрестности с. Чакатен	Базальты и андезито-базальты, реже андезиты. Пространственно переходят в подушечные брекчии, гиалокластиты, карбонатно-лавокластические образования	От 5 до нескольких десятков метров. Верхний оксфорд-кимеридж

ных включений и ксенолитов внутри подушек. Заключенный в лаве карбонатный материал претерпевал ряд изменений (перекристаллизацию, ожелезнение, хлоритизацию), а по мере обогащения вулканической примесью трансформировался в смешанные карбонатно-лавокластические образования.

Подушечные брекчии связаны пространственно с потоками "пиллоу", являются часто их непосредственным продолжением. Они сложены обломками подушек с разным количеством связующей массы, которая по составу аналогична материалу заполнителя подушечных лав. По петрографическому составу среди подушечных лав развиты базальты

Химический состав подушечных лав

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	52,09	50,88	49,55	49,27	51,28	50,24	51,64	53,48	53,08	54,90	53,29	53,69	56,15	59,20	59,05
TiO_2	0,81	1,23	1,29	1,12	0,81	1,53	1,28	1,37	1,46	0,79	1,54	0,91	0,52	0,68	0,97
Al_2O_3	16,93	16,88	17,37	18,56	18,73	19,48	20,00	20,09	18,22	18,55	17,12	18,23	18,99	19,00	15,13
Fe_2O_3	8,08	4,89	6,71	6,55	6,49	4,17	7,20	4,10	7,26	4,01	5,46	7,07	3,75	4,01	5,59
FeO	3,60	2,12	5,98	3,78	1,76	5,77	1,83	3,00	4,10	2,33	2,70	1,80	1,16	1,50	1,76
CaO	4,93	9,56	3,44	7,37	7,21	3,52	7,15	4,76	4,45	9,85	6,15	3,14	6,85	5,06	6,94
MgO	4,44	3,91	6,62	5,40	4,66	6,84	4,60	4,16	2,50	3,80	5,31	6,80	2,07	2,67	4,98
MnO	0,13	0,18	0,14	0,15	0,26	0,16	0,13	0,17	0,06	0,19	0,16	0,17	0,12	0,10	0,07
Na_2O	5,80	5,00	4,88	4,12	2,99	4,51	3,40	2,54	3,12	3,05	3,45	1,97	4,86	3,80	2,77
K_2O	0,61	1,30	0,60	0,74	0,73	0,90	0,28	0,63	0,68	0,44	1,08	0,91	1,40	1,46	0,35
P_2O_5	0,29	0,88	0,60	0,31	0,06	0,39	0,54	0,05	0,41	0,35	0,34	0,31	0,25	0,12	0,55
H_2O	0,78	1,34	0,84	0,95	2,14	1,23	1,23	3,56	1,51	0,37	1,70	2,20	1,86	0,89	1,48
n.n.n.	1,51	1,83	1,98	1,68	2,88	1,26	0,72	2,09	3,15	1,37	1,70	2,80	2,02	1,51	0,36
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Обр. 1-7 - базальты; 8-12 - андезито-базальты; 13-15 - андезиты.

андезито-базальты (преобладают), а также андезиты, которые распространены локально. Химические особенности подушечных лав иллюстрируют 15 полных силикатных анализов* (табл. 14). По значению индекса известковистости они относятся к нормальному ряду и к породам, частично пересыщенным алюминием. Примечательной чертой вулканитов является пониженная роль калия в сумме щелочей, а также частое преобладание окисного железа над закисным. Отношение K_2O/Na_2O всегда < 1 , но постоянно выше 0,1. Показателем кремнеземистости первичной магмы служит коэффициент θ , предложенный А. Сугимура и определяемый по формуле: $\theta = SiO_2 - 47(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3$. Для верхнеюрских подушечных лав θ варьирует от 33,3 до 49,4 при среднем значении 41,4, что близко стоит к аналогичным показателям вулканической зоны островной дуги.

Гиалокластиты. Помимо присутствия в подушечных лавах и брекчиях, гиалокластиты формируют самостоятельные скопления мощностью от 3–4 см до нескольких метров, изредка 12–15 м. Их крупнозернистые и неотсортированные разновидности, содержащие обломки подушек, непосредственно примыкают к зонам развития подушечных лав. Наряду с преобладающим компонентом – преобразованными апогиалиновыми обломками, в них присутствуют фрагменты с диабазовой, интерсертальной и пилотакситовой структурой, в том числе и опациitized разновидности. В бассейне реки Хотанан этот материал в соизмеримом соотношении присутствует в стекловатой массе. Перемытые и отсортированные гиалокластиты песчано-алевритовой размерности локализованы на некотором удалении от этих участков и образуют слоистые накопления среди вулканитов и известняков. В обнажении это зеленовато-серые, слабо сцементированные породы. В шлифах видно, что они состоят из угловатых или полугловатых интенсивно хлоритизированных и отчасти монтмориллонитизированных стекловатых обломков, нередко содержащих выделения плагиоклаза, а иногда темноцветного минерала. Цельные глобулы или полусферы гиалобазальта встречаются редко. Заполнитель представлен тем же стекловатым, но в большей мере глинизированным материалом пелитово-тонкоалевролитовой размерности. В его составе присутствуют также цеолиты, халцедон, лейкоксен.

Из особенностей химического состава гиалокластитов (табл. 15) обращает внимание пониженное содержание кремнезема, что обусловлено двумя причинами: присутствием в большом количестве (до 15%) связанной и гигроскопической воды и выносом кремнезема в связи с монтмориллонитизацией базальтового стекла. Характерно также резкое преобладание окисного железа над закисным, что отличает данные гиалокластиты от глубоководных разновидностей.

Монтмориллонитовые глины. Процесс монтмориллонитизации гиалокластитов прежде всего зависит от исходного состава породы. В

* Ввиду значительного содержания карбоната в анализах (от 5,5 до 18%), что связано с захватом подушечными лавами донных карбонатных осадков, а также с вторичными процессами, исходные данные анализов пересчитаны на бескарбонатное вещество.

Таблица 15

Химический состав гиалокластитов

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	42,94	43,11	41,10	44,92	42,56	42,8
TiO_2	0,98	0,98	1,23	0,97	0,97	0,90
Al_2O_3	15,09	15,58	16,29	15,44	16,03	15,19
Fe_2O_3	8,82	8,97	9,20	9,59	7,48	9,12
FeO	0,43	0,29	0,56	0,85	1,70	н.об.
CaO	6,16	6,02	11,05	6,51	9,47	5,39
MgO	8,0	8,02	7,46	4,41	5,80	9,6
MnO	0,23	0,57	0,04	0,09	0,04	0,40
Na_2O	0,9	0,9	1,30	0,60	1,50	0,9
K_2O	0,15	0,19	0,60	3,80	0,90	0,22
P_2O_5	0,07	0,02	0,23	0,36	0,34	0,11
H_2O	8,24	7,97	4,62	5,66	4,12	8,14
H_2O	5,38	5,30	2,52	4,30	3,40	6,30
н.н.н.	0,83	0,53	0,20	0,60	н.об.	0,29
CO_2	1,25	1,00	5,22	2,54	6,32	н.об.
Сумма	99,47	99,98	100,62	100,64	100,63	100,57

Местонахождение проб: 1-3 - бассейн реки Хотанан; 4-6 - правобережье р.Воротан.

небольших масштабах он затрагивает как связующую массу подушечных лав и брекчий, так и крупно- и среднеобломочные гиалокластиты. Сравнительно чистые разновидности монтмориллонитовых глин формируются при преобразовании хорошо отсортированных, тонкозернистых (0,1-0,01 мм) гиалокластитов. Наиболее отчетливо это проявлено в правобережье р. Воротан, вдоль шоссеиной дороги Горис - Кафан, в промежутке между поселком Татевской ГЭС и Тасским перевалом. Глины здесь образуют скопления мощностью от 0,1 до 7,5 м, развитые среди вулканитов. В шлифах видно, что порода состоит из однородной глинистой массы с редкими включениями хлоритизированного вулканического стекла и единичными зернами плагиоклазов и базальтической роговой обманки. Дифрактограмма природного образца глины (фракция <0,001) показывает, что породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. Он фиксируется по наличию интенсивного реф-

лекса с $d(001) = 12,3 \text{ \AA}$, который после насыщения глицерином увеличивается до $17,7 \text{ \AA}$ и смещается к $9,82 \text{ \AA}$ после прокаливании при $t = 550^\circ\text{C}$. Монтмориллонит представлен диоктаэдрической разновидностью с завышенным содержанием железа — $d(060) = 1,50$. Наличие в насыщенном глицерином образце рефлекса с $d/n = 14,7 \text{ \AA}$ и $7,15 \text{ \AA}$ свидетельствует о присутствии в подчиненном количестве хлорита. Наличие рефлекса $9,82 \text{ \AA}$ характеризует незначительное содержание слюды. Оба этих рефлекса не фиксируются на дифрактограммах природного образца из-за повышенной интенсивности монтмориллонитового рефлекса (001).

По данным электроннографического анализа глинистый минерал представлен монтмориллонитом с параметрами элементарной ячейки $a = 5,20 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$. Повышенное значение последнего связано, очевидно, с несколько завышенным содержанием железа.

Вулканоидные обломочные породы. Эта группа обломочных пород, возникающая при абразии вулканических островов, значительно отличается от тефроидных и осадочно-пирокластических образований по структурно-текстурным признакам и генезису. Основное отличие состоит в том, что размывались уже остывшие лавовые потоки и литифицированный пирокластический материал, т.е. вулканыты, сформированные в предыдущие (по отношению ко времени размыва) фазы. Вместе с ними подвергались размыву также карбонатные породы, залегающие на вулканическом цоколе и частично вышедшие к этому времени из-под уровня морской воды. Накопление этого разнообразного обломочного материала не могло идти в изоляции от седиментационной среды и вулканических процессов. В определенной мере он смешивался с карбонатными илами и отчасти с тефроидно-пирокластическими образованиями. Среди вулканоидных обломочных пород развиты следующие главные разновидности.

Вулканоидные конгломераты неравномерно развиты на разных стратиграфических уровнях (табл. 16). В обнажении это слоистые или толстослоистые породы, среди которых максимально развиты мелко- и среднегалечные, а в подчиненном количестве и крупногалечные разновидности, содержащие редкие валуны и окатанные глыбы (2–5%). Галькам присуща хорошая окатанность; среди них присутствуют как сферические (преобладают), так и уплощенные разновидности. По соотношению галек с заполняющим веществом и цементом различаются следующие типы конгломератов.

Насыщенные конгломераты, сложенные плотно или близко расположенными гальками (рис. 12), с минимальным количеством заполнителя и цемента. Участками в них наблюдаются переходы в ненасыщенные известковистые разновидности. По величине окатанных фрагментов это преимущественно мелко- и среднегалечные (2,5–5 см) образованные с единичными включениями крупных (5–7 см) галек. Валун и окатанные глыбы в них не встречены.

Шире развиты ненасыщенные и резко недосыщенные конгломераты, которые участками переходят в сильно известковистые гравийно-песчанистые отложения. Конгломераты этого типа слагают пачки мощ-

Характеристика вулканоидных конгломератов

Местоположение	Мощность	Особенности вещественного состава
Северо-западные окрестности с. Чакатен	от 50 до 180 м	Сильно известковистые средне- мелкогалечные разновидности с прослоями крупногалечных. Переходят в сильно известковистые гравелиты.
В 1,5 км западнее с. Арцваник, у речки Чапни (скв. 633)	до 85 м	Преимущественно среднегалечные разновидности, участками с известковым цементом. Переходят в конгломератобрекчии.
Окрестности с. Шагарджик; (скв. 757, 758)	от 3 до 24 м	Переходные от мелко-среднегалечных разновидностей (преобладают) к крупногалечным.
Бассейн левобережья р. Халадж; скв. 236, 727, 736, 738	от 2,0 до 14 м	Разногалечные конгломераты. Переходят в известковистые гравелиты и песчаники.
В 2,5 км юг, юго-восточнее с. Агарак	6-8 м	Преимущественно среднегалечные конгломераты, слабо известковистые.
В 1,5 км юго-западнее с. Курд-кала, в левобережье р. Кашуни	0,8-2,2 м	Известковистые мелко-среднегалечные конгломераты. Переходят в известковистые гравелиты.

ностью от 8 до 150 м. В них постоянно присутствуют небольшие (0,5-3 м) линзы известняков, обогащенных мелкогалечным и гравийным материалом, а также пачки (5-15 м) насыщенных конгломератов.

Петрографический состав галек в целом соответствует коренным разновидностям эффузивов карбонатно-вулканогенно-обломочной формации. Это плотные и миндалекаменные разновидности базальтов и андезитов, включая все промежуточные разновидности. Они составляют 70-85 % от общего количества галек. Гальки андезито-дацитов и дацитов развиты, как правило, в подчиненном количестве (2-7%). В нескольких пунктах (окрестности с. Чакатен и по левобережью р. Кашуни) количество галек, сложенных андезито-дацитами возрастает до 17%. В составе галек, сложенных пирокластами (5-15%) распространены две главные разновидности.

а) Литокластические и литокристаллокластические туфы, состоящие из пористых фрагментов основного и среднего состава, сцементированных непрозрачной гематитизированной массой.

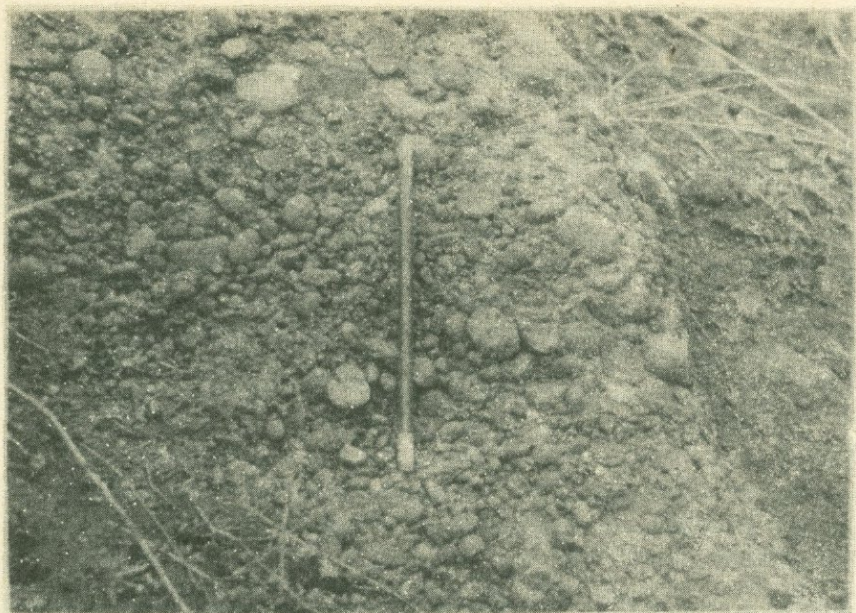


Рис. 12. Мелко-среднеобломочные вулканоидные конгломераты.
Обнажение по правобережью р. Кашуни

б) Шлаковые туфы андезитов-базальтов и андезитов, в которых пустоты выполнены цеолитами, селадонитом и халцедоном.

Известняки в составе галек присутствуют постоянно в количестве от 5 до 12%. Сложены они многими, в том числе и биогермными разновидностями.

Заполняющее вещество в конгломератах представлено главным образом отсортированным гравийно-песчаным материалом, соответствующим составу галек. В заполнителе присутствует тефроидно-пирокластическая примесь (до 7–8%), а также окатанные обломки морских ежей, кораллов, мшанок, криноидей и фораминифер. Цемент конгломератов – карбонатный. Его количество варьирует в пределах 6–18%. Он представлен микрозернистым илом и тонкодетритовым (шламовым) материалом, содержащим также оолиты, редкие спикюлы губок и водорослевые желвачки.

Конгломератобрекчии характеризуются присутствием среди окатанных галек (55–65%) иного материала – едва обработанных в морской среде фрагментов разнообразной формы: грушевидной, неправильно-прямоугольной, трапециевидной (рис. 13). Преимущественные размеры обломков находятся в пределах 2,5–6,5 см по длинной оси. Конфигурация их четкая, со сглаженными углами, а иногда с мелкими впадинами – заливчиками в крупных обломках и редкими зубринами – в мелких. Другие отличия от конгломератов состоят в следующем: увеличении количества туфово-тефроидного материала в составе обломков и заполнителя и, наоборот, убывании карбонатного цемента и известняковых галек.

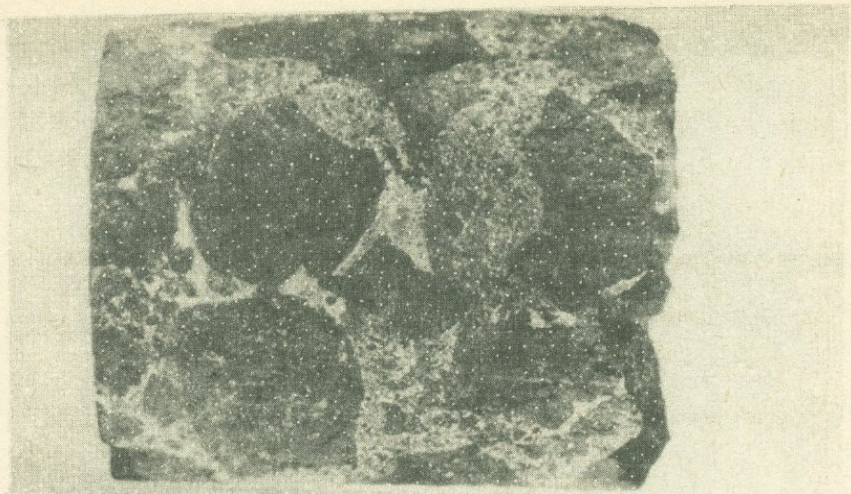


Рис. 13. Конгломератобрекчия. Керн 3/5 нат. вел.,
с. Арцваник

Формирование конгломератобрекчий, очевидно, связано с нарушением процессов абразии в связи с временным сокращением площади седиментации или резким ослаблением роли гидродинамического фактора. При вулканическом процессе с его сейсмичностью и быстрым нарушением конфигурации дна и побережья имеется немало факторов, которые способствовали бы этому. С этих позиций заслуживает внимания возникновение естественных волнорезов и плотин с формированием полузамкнутых или замкнутых участков с резко ослабленной приливно-отливной деятельностью.

Вулканоидные песчаники слагают пачки, связанные постепенными переходами с конгломератами, а также самостоятельные накопления. Мощности песчаников колеблются в широких пределах — от одного до нескольких десятков метров в нижней части формации. Они характеризуются выдержанностью петрографического состава — преобладанием песчинок базальт-андезитового ряда. В составе вулканоидных песчаников выделены следующие главные разновидности.

Грубо-крупнозернистые песчаники представляют собой слоистые зеленовато-серые или темно-серые породы, содержащие примесь гравия и небольших галек. В шлифах видно, что главная масса фрагментов хорошо окатана и имеет размеры 0,8–2,2 мм. В песчаниках нижней части разреза формации преобладают обломки андезитобазальтового и базальтового состава, а выше постепенно возрастает количество песчинок андезитового состава. Цемент карбонатный или вулканомиктовый. В первом случае он представлен микрозернистым илом с примесью тонкодетритового материала и оолитов, во втором — мелкими частицами хлоритизированного стекла, а также цеолит-хлорит-кремнистым веществом. В составе песчаников присутствуют также (до 10%) примесь тефроидно-пирокластического материала, окатанные обломки гастропод, иглокожих, кораллов.

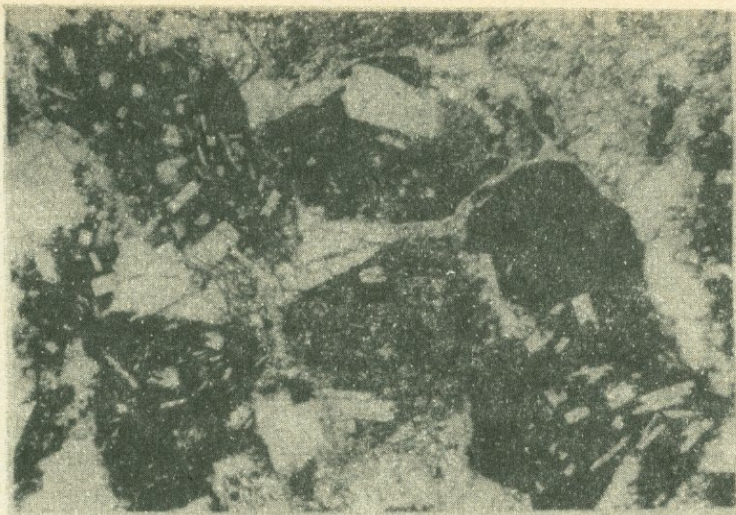


Рис. 14. Вулканоидный песчаник, сложенный полуокатанными обломками основных-средних эффузивов. Цемент карбонатный. Шлиф, ув. 32, ник. 1

Среднезернистые песчаники в обнажении имеют окраску от темно-серой до серой или лилово-серой. Это горизонтально-слоистые, изредка косослоистые породы, в которых основная масса зерен (70–75%) имеет размеры в пределах 0,25–0,65 мм. В целом по составу они идентичны грубо-крупнозернистым разновидностям. Некоторое различие состоит в возрастании количества пузыристых и шлаковидных обломков, а также кристаллов. Последние представлены плагиоклазами (андезин-лабрадор) и пироксенами (преимущественно авгит). По составу и типоморфным особенностям они соответствуют коренным разновидностям вулканитов (рис. 14).

Мелкозернистые вулканоидные песчаники и алевролиты не образуют самостоятельных накоплений и присутствуют, глазным образом, в виде прослоев среди грубо-крупнозернистых или среднезернистых разностей; от последних они отличаются умеренной окатанностью зерен, меньшим содержанием раковинного детрита, а также возрастанием количества полуокатанных кристаллов и стекловатых частиц.

Минеральный состав вулканоидных песчаников однообразен. В составе тяжелой фракции наиболее распространены железистые минералы (магнетит, гематит, пирит), а также продукты их разложения. Суммарное содержание этого компонента по данным 25 проб не опускается ниже 34,67%, а максимальное – составляет 86%. Из порообразующих минералов максимально развиты пироксены, в том числе авгит – от 0,73 до 65,33%, в среднем – 11,15%; диопсид – от единичных знаков до 4,10%, в среднем – 1,11%; гиперстен – от единичных знаков до 1,5%, в среднем – 0,75%.

Химический состав вулканоидных песчаников

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,66	51,43	53,03	47,62	46,62	39,87	55,15	54,60
TiO ₂	0,95	1,20	0,83	1,32	1,12	1,20	1,23	1,02
Al ₂ O ₃	16,26	17,36	17,20	14,40	15,20	11,98	17,03	14,61
Fe ₂ O ₃	5,69	8,39	6,77	11,39	10,0	6,50	6,57	6,97
FeO	4,48	1,60	1,34	2,39	3,28	1,12	1,28	4,07
CaO	8,31	5,19	7,49	3,49	7,28	17,15	7,10	5,32
MgO	4,63	3,46	3,21	6,10	5,28	0,59	2,76	3,94
MnO	0,27	0,09	0,07	0,24	0,23	0,06	0,09	0,14
Na ₂ O	2,87	4,25	4,0	3,0	1,25	1,75	3,0	4,75
K ₂ O	0,37	0,4	0,14	2,50	1,25	1,25	0,46	1,25
P ₂ O ₅	н.об.	0,03	0,23	н.об.	н.об.	0,05	н.об.	н.об.
SO ₃	н.об.	0,06	0,06	н.об.	н.об.	0,1	0,1	н.об.
CO ₂	4,36	0,44	2,00	3,24	5,50	10,58	2,0	2,10
влага	0,53	1,23	1,10	н.об.	2,46	0,82	0,72	0,38
н.п.н.	6,23	5,10	3,10	5,66	5,60	5,82	3,23	3,81
Сумма	100,25	100,53	100,83	100,62	100,14	99,84	100,72	100,96

Местонахождение проб: 1-2 - с.Каварт; 3-5 - с.Гехануш; 6-7 - с.Тандазер; 8 - с.Шрвенанц.

Обыкновенная роговая обманка присутствует спорадически при среднем содержании 0,30%.

Аксессуары практически отсутствуют. Эта особенность в большей мере связана с первоначальной обедненностью ими основных-средних вулканитов. С появлением в вулканоидных песчаниках примеси терригенного материала, связанного с размывом кислых эффузивов, заметно возрастает количество кварца, циркона, эпидота.

Химический состав вулканоидных песчаников (табл. 17) отображает их близость к материнским породам - основным и средним эффузивам. Прежде всего это относится к содержанию кремнезема, глинозема, постоянному превышению натрия над калием, окисного железа - над закисным. Некоторые различия обусловлены наличием карбонатного материала (цемент, раковинный детрит).

Известняки в разрезе формации развиты неравномерно, хотя и присутствуют почти на всех стратиграфических уровнях. В нижней

и средней части они слагают многочисленные, но преимущественно маломощные (0,15–5 м) или сравнительно небольшие (от нескольких до 12–15 м) и невыдержанные прослои и пачки. Исключение составляют крупные пачки, развитые в окрестностях сел Антарашат, Шагарджик, поселков Бех и Джрахор, а также в бассейне р.Воротан – у Чертова моста и в окрестностях Татевской ГЭС. Еще большая неравномерность в развитии известняков наблюдается в кровле формации. Известняки отсутствуют на значительной площади по юго-западному крылу Кафанского антиклинория, тогда как по северо-восточному – они распространены максимально. Это отчетливо проявлено по водоразделу Халадж-Кашуни, где суммарная мощность известняков, покрывающих большие площади, достигает 300–400 м. По таким характерным показателям как генетический тип и состав порообразующих организмов они обнаруживают полное сходство с известняками вулканогенно-карбонатной формации, которые детально описаны в главе 3. Некоторые их специфические черты, отражающие местные условия седиментации и вулканизма, заключаются в следующем:

- 1) большей обогащенности известняков вулканокластическим и вулканоидным песчано-гравелитовым материалом;

- 2) ограниченных масштабах доломитизации и окремнения.

Ниже приводится краткое описание главных выходов известняков (табл. 18) и химические анализы известняков (табл. 19).

Смешанные карбонатные породы. В изученной формации имело место обогащение карбонатных илов разнообразным вулканическим материалом, вплоть до образования смешанных типов пород. В разных масштабах этим процессом охвачены многие участки карбонатных накоплений, причем его интенсивность обусловлена прежде всего типом вулканической деятельности, ее периодичностью и пространственным расположением вулканических очагов.

Туфоизвестняки – в обнажении это зеленовато-серые или зеленовато-бурые породы с отдельными серыми участками чистого известняка. В шлифах видно, что порода состоит из смеси карбонатных пород (более 50%) с пирокластическим материалом (15–35%). В составе последнего максимально развиты опадитизированные и ошлакованные литокластически фрагменты с преобладающими размерами 0,15–15 мм, в которых поры выполнены известковым илом. Среди кристаллокластики преобладают плагиоклазы, а в меньшей мере развиты пироксены и роговая обманка. Витрический компонент представлен, главным образом, мелкими (0,3–2,8 мм) фрагментами преобразованного вулканического стекла. В составе смешанных образований присутствует также тефроидная и вулканоидная песчано-гравелитовая примесь, а также редкие гальки эффузивных пород. Содержание этого материала обычно повышается в оолитовых и органогенно-обломочных известняках, т.е. карбонатных накоплениях, для формирования которых требуется повышенная динамика водной среды. Пласты туфоизвестняков имеют мощность от 0,3 до 8 м. В небольших прослоях они выдержаны на расстоянии, тогда как в крупных пачках наблюдаются неоднократные переходы в известковистые туфы или в известняки с небольшим со-

Характеристика наиболее крупных карбонатных линз и пачек карбонатно-вулканогенно-обломочной формации

Местоположение, возраст, мощность и парагенез	Главные и сопутствующие типы известняков	Преобразования
1	2	3
с.Гехануш. Оксфорд-кимеридж. 75-120 м. Лавы, пирокласты, вулканоидные песчаники, туфоизвестняки	Криноидные, криноидно-полидетритовые известняки. В подчиненном количестве - эхинодерматовые, оолитовые, оолитово-полидетритовые, коралловые известняки, туфоизвестняки	Перекристаллизация, ожелезнение, слабая доломитизация. Участками обогащение вулканокластикой
Юго-восточнее с.Верхний Вачаган. Оксфорд-кимеридж. 60 м. Лавы, вулканические брекчии, пирокласты	- " -	- " -
Окрестности с.Антарашат, по левобережью речки. Оксфорд-кимеридж. 17-18 м. Лавы, пирокластические брекчии, тефроиды	Органогенно-детритовые и коралловые известняки. В подчиненном количестве - оолитовые и микрозернисто-детритовые известняки	Неравномерная перекристаллизация, доломитизация и ожелезнение. Участками сильное обогащение вулканокластической примесью
Ущелье р.Воротан (с.Татев). Оксфорд-кимеридж. 55-65 м. Лавы, вулканические брекчии, реже пирокласты	Органогенно-детритовые, биогермные, оолитово-микрозернистые известняки	Ожелезнение, слабая доломитизация и перекристаллизация
Правобережье р.Воротан, на участке пос.Татевской ГЭС. Оксфорд-кимеридж. 12 м. Лавы, туфы, гиалокластиты	Органогенно-детритовые: коралловые, криноидные и эхинодерматовые известняки	Слабая доломитизация и окремнение. Участками обогащение вулканическим материалом
В 1,2 км севернее с.Шабadin. Оксфорд-кимеридж. 40-45 м. Лавы, вулканические брекчии	Органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, оолитовые известняки	Перекристаллизация, слабая доломитизация и ожелезнение

Приводораздельная часть хребта Инджабель. Титон-средний валанжин. 55-60 м. Лавы, сильно известковистые песчаники, гиалокластиты, силициты	Биогермные, оолитовые органогенно-обломочные, криноидные известняки	Окремнение, перекристаллизация, участками - умеренная доломитизация
В 0,7 км восточнее с. Нор-Арачадзор, ущелье р.Кашуни. Титон-средний валанжин. 45-50 м. Лавы, вулканоидные песчаники и конгломераты	Биогермные, органогенно-обломочные, оолитовые и органогенно-детритовые известняки	Окремнение, перекристаллизация, слабая доломитизация
г.Тапасар, юго-западные склоны г.Кяки. Титон-средний валанжин. Более 300 м. Вулканические и вулканогенно-обломочные образования, силициты	Органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, биогермные и оолитовые известняки	Слабое окремнение, перекристаллизация, участками обогащение вулканомиктовой примесью

держанием пирокластики. Химические анализы туфоизвестняков (табл. 20) отражают специфику их формирования и количественные соотношения карбонатного и пирокластического компонента.

Образование туфоизвестняков является сложным процессом, связанным с извержениями вулканов центрального типа, значительная часть которых возвышалась над уровнем моря. Попадая в водную среду, большие массы пирокластического материала разбавляли карбонатные осадки, препятствуя образованию чистых разновидностей известняков. Взамен последних формировались туфоизвестняки и их переходные разновидности.

Наряду с этим имело место также смешение с хорошо обработанным в бассейне вулканомиктовым песчано-гравийным материалом (рис. 15).

Смешанные карбонатно-лавокластические накопления представлены смесью карбонатных илов с продуктами субаквальных трещинных излияний, развитых максимально по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория. Формирование этой группы смешанных пород связано с заложением системы трещин, из которых пульсировала лава. Локализация вулканического расплава, давшего потоки "пиллоу" (а также их брекчии и гиалокластиты), неизбежно приводит к нарушению стратификации карбонатных накоплений, их преобразованию и обогащению лавокластической примесью. Последняя представлена апоглиновыми обломками, осколками хлоритизированного и отчасти монт-

Химический состав известняков

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1,20	6,67	3,78	7,75	3,23	1,45	1,12
TiO ₂	0,06	0,19	0,12	0,21	0,09	0,08	0,1
Al ₂ O ₃	1,12	1,70	1,11	2,71	1,00	0,87	0,51
Fe ₂ O ₃	0,55	0,96	0,68	1,20	0,48	1,57	0,32
FeO	0,12	н.об.	0,10	н.об.	н.об.	0,30	0,18
CaO	53,80	49,10	51,66	48,67	51,96	50,10	54,00
MgO	0,63	0,83	0,94	0,90	0,91	3,81	0,83
MnO	0,05	0,34	0,07	0,03	0,07	0,05	0,01
Na ₂ O	0,18	0,30	0,10	0,07	0,10	0,18	0,28
K ₂ O	0,05	0,18	0,16	0,30	0,16	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,01	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,01	0,01
n.n.n.	42,12	39,56	41,74	38,75	41,89	41,62	42,37
Сумма	99,86	99,83	99,55	100,59	99,89	100,27	99,88

Местонахождение проб: 1 - карбонатная линза у с.Гехануш; 2 - 650 м восточнее с.Антарашат; 3 - окрестности с. Каварт; 4 - 550 м северо-восточнее с.Нор-Арачадзор; 5 - левый склон ущелья р.Воротан, в 350 м от Чертова моста; 6 - южные склоны г.Тапасар; 7 - в 1,2км юго-западнее с.Тандзавер.

мориллонитизированного вулканического стекла, а также фрагментами внутренней части подушек.

Вторичные изменения в известняках. Перекристаллизация в известняках, ведущая наряду с изменением агрегатного состояния к увеличению размеров зерен, проявлена разнообразно: от рассеянной и прожилковой до пятнистой и сплошной. По мере ее интенсивности раковины и детрит частично теряют черты первоначального строения, а микрозернистый цемент сильно увеличивается в размерах зерен с превращением в полупрозрачный кальцит. При этом в первую очередь перекристаллизации подвержены скелетные элементы кораллов, строматопорид, известковых губок, гастропод. Иголокожие, в особенности членики криноидей, как и фораминиферы, сохранены лучше. Преобразования в оолитах ведут к частичной перекристаллизации, сопровождаемой разьединением концентров. Интенсивная перекристаллизация имела место в биогермных известняках, в особенности в коралловых разновидностях. Более интенсивной перекристаллизацией, включая

Химические анализы известняков, обогащенных
вулканической примесью

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	28,02	29,80	25,73	27,1	14,17	21,17
TiO ₂	0,52	0,55	0,11	0,69	0,23	0,60
Al ₂ O ₃	7,15	8,86	2,24	8,10	5,21	7,11
Fe ₂ O ₃	4,20	3,12	7,63	2,80	2,50	4,67
FeO	1,07	0,47	0,28	0,70	0,51	0,39
CaO	30,59	31,20	36,68	29,90	40,40	32,92
MgO	2,59	2,92	0,19	3,17	2,40	3,90
MnO	0,05	0,25	0,07	0,33	0,04	0,07
Na ₂ O	2,30	1,65	0,15	1,20	0,50	0,60
K ₂ O	0,60	0,38	0,04	0,72	0,30	0,35
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,36	0,25	0,20	0,10
SO ₃	н.об.	н.об.	0,03	0,02	0,05	н.об.
n.n.n.	2,29	1,17	0,55	3,65	2,75	3,45
CO ₂	21,17	20,10	26,41	21,80	31,0	24,90
Сумма	100,72	100,54	100,49	100,43	100,26	100,23

Примечание. Пробы 1-3 - представляют туфоизвестняки, а 4-6 - смесь известняка с гиадокластитовым материалом.

Местоположение проб: 1 - 750 м к северо-востоку от с. Каварт; 2 - 800 м к западу от с. Шагарджик; 3 - 1 км севернее с.Шабадин; 4 - 1,7 км севернее с.Верхний Хотанан; 5 - начало Тасского перевала; 6 - 800 м северо-восточнее с.Нижний Хотанан.

частичную мраморизацию, охвачены известняки, залегающие внутри лавовых потоков или прорванные крупными субвулканическими телами.

Ожелезнение в известняках проявлено неодинаково - от примазок до послойного замещения. Обилие в составе нерастворимого остатка известняков пирита, гематита и магнетита частично объясняет этот процесс. Полосчатая гематитизация известняков, прослеженная на расстоянии до 35 м в крупных карбонатных пачках, развитых в окрестностях сел Гехануш, Шагарджик и Верхний Хотанан, связана с внедрением субвулканических тел и воздействием термальных растворов. Этот процесс сопровождается перекристаллизацией и слабым окремнением известняков.

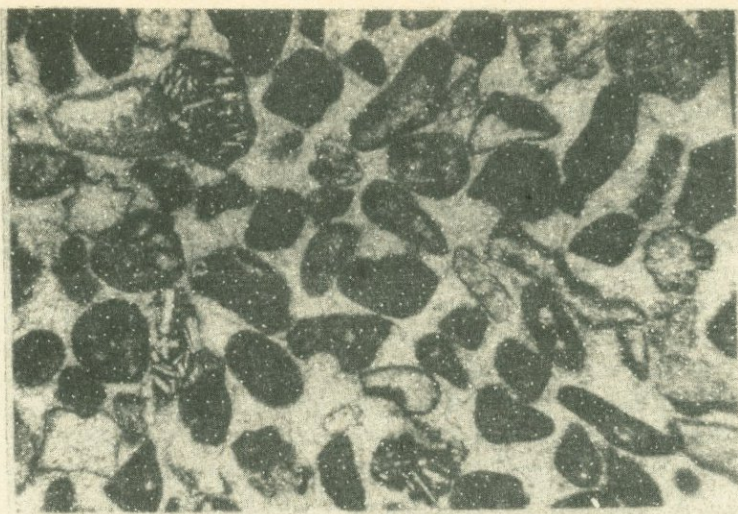


Рис. 15. Раковинный окатаннозернистый известняк, содержащий окатанные песчинки вулканических пород. Шлиф, ник. 1, ув. 20

Окремнение в известняках имеет в целом локальный характер и связано главным образом с диагенетическим перераспределением спиккулового кремнезема. В связи с этим в известняках формируются прожилково-цепочкообразные полосы кварц-халцедонового состава.

Доломитизация в известняках проявлена многообразно, она развивается по отдельным участкам известнякового пласта, по порам и трещинам. В микроструктурном отношении развиты два главных типа этого процесса.

В первом случае доломит развивается по микрозернистому кальциту, тонкому детриту и раковинам с образованием мелких (0,02–0,2 мм) ромбоэдров с четкими контурами. Зонарное строение в них не наблюдается. Формирование доломита не сопровождается другими преобразованиями и имеет диагенетический характер, связанный с взаимодействием известкового ила с надонной водой, или перераспределением его в осадке.

Вторичная, метасоматическая доломитизация известняков приводит к образованию крупных (0,25–1,1 мм) зонарных ромбоэдров, замещающих в той или иной мере разные компоненты известняка, включая цемент. Наблюдается многофазность доломитизации, проявленная в образовании сложных агрегатов, состоящих из сросшихся ромбоэдров. Доломитизация сопровождается перекристаллизацией известкового компонента, а иногда ожелезнением и слабым окремнением. Вторичная доломитизация охватывает отдельные участки в известняках, изредка на небольшом протяжении замещая пласт нацело. Однако и при этом наблюдается сильная вариация содержания доломита и формирование пятнистой текстуры в связи с наличием реликтов известняков.

Анализ приведенных особенностей и геологической обстановки позволяет наметить два вероятных способа вторичной доломитизации:

а) в связи с сохранением в карбонатных накоплениях реликтовой морской воды, содержащей ионы магния и сульфата. В процессе литификации известняков после перекрытия потоками лав или толщами осадков между реликтовой водой и частично консолидированным осадком протекала реакция замещения с формированием доломита в виде пятен и более крупных участков расплывчатой конфигурации. Максимально этот процесс проявлен в биогермных известняках

б) в связи с поздней циркуляцией в известняках реликтовых морских вод. Особо отметим, что процессу доломитизации известняков мог способствовать подток вулканического тепла, ускоряющий ход реакции замещения. Роль вулканического фактора, возможно, также сказывалась в повышении магниезиального фона растворов как в связи с выпариванием реликтовых вод, так и посредством выноса магния из вулканитов.

В целом процессы доломитообразования имели ограниченный характер. Доломиты здесь развиты слабо, а интенсивно доломитизированные известняки имеют небольшие мощности.

Кремнистые породы (силициты) локально развиты в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации и, как правило, залегают в известняках. Представлены они маломощными слоями (2 - 40 см, главным образом, 5-8 см), а также конкрециями. Реже развиты небольшие (15-25 см) линзовидные тела с расплывчатыми контурами и отростками во вмещающие их спикуловые известняки. Изучение в шлифах показывает, что силициты сложены халцедоном мелко-среднезернистой структуры, содержащим многочисленные кремниевые спикулы губок и единичные радиолярии. В составе силицитов правобережья р. Кашуни спикулы участками являются преобладающим компонентом породы. Размеры их варьируют в следующих пределах: диаметр - 0,05-0,08 мм; длина - 0,15-1 мм. Известковая примесь в силицитах представлена комочками синезеленых водорослей, члениками криноидей, ячейками кораллов, фораминиферами. В шлифах отчетливо наблюдается кальцитизация спикул, т.е. диагенетический процесс выноса и дальнейшего перераспределения биогенного кремнезема. Это явление с исключительной полнотой проявлено в линзовидных телах силицитов и в конкрециях. Оно сопровождается формированием мелких прожилковидных полос мелкозернистого и сферолитового кремнезема. По периферии этих же участков или в непосредственной близости от них четко диагностируются реликты частично растворенных спикул и последующее замещение их кальцитом. Там же иногда формируются небольшие скопления диагенетического доломита.

Содержание кремнезема в силицитах колеблется в пределах 75,8-89,2%, что связано с их различной карбонатностью. Они постоянно бедны железом (Fe_2O_3 - 0,2-0,45%, FeO - следы); алюминием (Al_2O_3 - 0,50-0,78%) и магнием (MgO - 0,8-1,77%). Марганец (MnO - следы -0,01) и пятиокись фосфора (0,03-0,65%) содержатся в крайне незначительных количествах.

Описанные силициты развиты в приводораздельной части Халадж-Кашуни (северо-восточный склон г. Тапасар, хребет Иджабель), где формируют пласты (0,1–0,25 м), неравномерно чередующиеся с известняками. Мощность подобных ритмов составляет от 5 до 12 м. На остальных участках развития карбонатных накоплений силициты представлены редкими конкрециями и единичными прослоями спиккулового кремнезема.

Сводная характеристика карбонатно-вулканогенно-обломочной формации

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация характеризуется сильной изменчивостью состава, проявленной в смене по разрезу и латерали ее главных компонентов: вулканического (лавы, пирокласты, тефроиды, гиадокластиты), вулканогенного обломочного (конгломераты, гравелиты, песчаники), а также карбонатного. По составу главных членов она обнаруживает сходство с вулканогенно-обломочными формациями. К этой группе относятся формации, в которых среди осадочных членов преобладают кластические породы, химико-биогенные же имеют подчиненное и часто локальное развитие. Они возникают в областях с интенсивным эксплозивным вулканизмом, что определяет обилие вулканокластики, подавляющей садку хемогенного и биогенного материала. Вулканогенно-обломочные формации весьма разнообразны как по палеографическим условиям, так и генетическим типам вулканогенно-обломочных образований. Каждому типу присущи "свои осадки и свои генетические типы отложений" (Хворова, 1963, 1965).

В данном случае, несмотря на преобладание вулканического материала и его обломочных производных, карбонатная садка не оказалась подавленной по всей площади. Наряду с быстро выклинивающимися линзами известняков накапливались также известковистые разновидности туфов, гиадокластитов, вулканогенных конгломератов и песчаников. Более того, участками (по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория) карбонатные накопления покрывают значительные площади и достигают мощности более 300 м. Вместе с этим на тех же стратиграфических уровнях по юго-западному крылу антиклинория в ряде участков карбонатные накопления отсутствуют, либо развиты локально*. Таким образом, изученная формация не является типичным представителем группы вулканогенно-обломочных формаций. По мере возрастания карбонатного компонента она по существу приобретает черты переходных формаций – от вулканогенно-обломочных к вулканогенно-карбонатным. Примеры подобных переходов известны и из других регионов. Они характерны для определенной ветви вулканоген-

* Наличие ксенолитов мраморизованных и ороговикованных известняков в потоках и субвулканических телах позволяет предположить, что первоначальное развитие карбонатных накоплений здесь было несколько выше того, что определяется в настоящее время.

но-карбонатных формаций. В данном случае эти переходы отражают сложное соперничество двух пороодообразующих факторов: мощного вулканизма и унаследованного литологического фактора – карбонатонакопления.

Изучение и ситематизация вулканических образований, как и продуктов их дальнейшего перемиза и смешения, позволило наметить три главных типа вулканической деятельности:

1. Вулканические проявления, давшие наряду с эффузиями, значительное количество эксплозивного материала. С ними связано появление в бассейне исходного эксплозивного материала, давшего начало как слоистым туфам, так и тефроидам. С этим же фактором связано формирование туфоизвестняков и известковистых туффов.

2. Вулканические проявления с резким преобладанием эффузивной деятельности над эксплозивной. Их продукты представлены лавами массивного и брекчиевого строения, участками разделенными небольшими скоплениями пирокластического и тефроидного материала. С этим типом вулканической деятельности связано формирование вулканических построек, возвышавшихся над уровнем моря и образующих небольшую цепь вулканических островов. По мере их размыва имело место накопление вулканоидных конгломератов и песчаников. Усиление эффузивной деятельности приводило к неоднократному восстановлению вулканических островов, являющихся, по существу, внутрибассейновыми источниками сноса. В силу неоднократного перемещения очагов вулканизма пространственное расположение последних в бассейне седиментации часто менялось.

3. Субаквальные трещинные проявления, давшие мощные потоки подущечных лав, их брекчии и разнообразные по гранулометрии гиалокластитовые накопления.

Формирование карбонатных пород происходило, главным образом, органомным путем, роль хемогенного осаждения была невелика. Как показывают литологические особенности известняков, карбонатная седиментация протекала в условиях небольших глубин – от первых десятков метров до 150–200 м. Накапливались преимущественно органомно-детритовые, оолитовые известняки, а также небольшие органомные постройки, залегающие нередко на вулканическом цоколе. Во многих участках имело место обогащение карбонатных накоплений разнообразным вулканическим материалом, вплоть до формирования смешанных разновидностей карбонатных пород: туфоизвестняков и карбонатно-лавокластических образований. Наряду с этим в бассейн седиментации поступал и терригенный материал, связанный с размывом древних образований, однако его количество оказывается несоизмеримо низким в сравнении с вулканическими продуктами, в особенности – материалом эрупций. Рост вулканических островов, возвышающихся над уровнем моря, приводил к временному сокращению площади карбонатной седиментации.

Обращает внимание практическое отсутствие доломитов и относительно слабые масштабы доломитизации известняков, если иметь в виду их широкое развитие в вулканогенно-карбонатной формации Сомхето-Карабахской зоны. Объяснение этому явлению, помимо литологи-

ческих предпосылок^{*}, следует искать и в природе вулканических явлений, имевших место в верхнеюрском бассейне Зангезура. В частности, с формированием внутрибассейновых вулканических поднятий, очевидно, было связано некоторое опреснение морских вод.

Весьма показательно также слабое развитие кремнистых пород, которые, как правило, залегают в известняках и отсутствуют среди вулканитов. Это обстоятельство, очевидно, связано с спецификой автометаморфических и диагенетических процессов и, в частности, со слабым проявлением монтмориллонитизации и альбитизации вулканитов.

Отметим также другую важную особенность вулканогенно-осадочного породообразования – смешение разнообразных по генезису накоплений. К примеру, туфы и тефроида содержат примесь гиалокластитов и наоборот. Формирование туффитов непосредственно связано с обогащением пирокластических накоплений разнообразным материалом: вулканическим, карбонатным и реже – терригенным. Аналогичная картина наблюдается и в вулканоидных конгломератах, в составе которых присутствует вулканокластическая примесь, а также в известняках. Такая особенность, очень характерная для седиментационных обстановок островных дуг, связана с пространственной близостью очагов с весьма разными типами вулканической деятельности, а также их неоднократным перемещением в период становления карбонатно-вулканогенно-обломочной формации. Особо отметим, что несмотря на обилие вулканогенно-обломочных накоплений она не сопоставима с вулканогенно-мопассовыми формациями, которые характеризуются иными особенностями. Накопление вулканогенной моласы осуществляется преимущественно в континентальных условиях, а транспортировка обломочного материала осуществляется реками и временными потоками (Мазарович, 1974).

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация юго-восточного Зангезура не содержит того разнообразия нерудных полезных ископаемых, какое присуще вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР. Причина этого состоит в том, что роль осадочных накоплений в составе формации несравненно меньше. Отметим Геханушское месторождение мраморизованных известняков, а также проявления агата и монтмориллонитовых глин.

Особо отметим, что по вещественному составу, парагенезу и структурному положению из состава карбонатно-вулканогенно-обломочной формации обособляется мощная (до 850 м) вулканогенная толща, развитая по юго-западному крылу Кафанского антиклинория в полосе Хуступ-Гиратахского разлома. Она была выделена под названием Хуступ-Чимянской толщи и по геологическому положению предположительно датировалась титон-средним валанжином. Вулканические образования этой толщи, представленные покровами и пластовыми внедрениями,

^{*} В отличие от протодоломитов диагенетические разновидности характеризуются несравненно меньшей выдержанностью состава и частыми латеральными переходами в известняки. Естественно, что частота подобных переходов в этом генетическом типе доломитовых пород выше, чем в других.

характеризуются своеобразным обликом. Это очень крепкие и плотные темно-серые и фиолетовые породы с минимальным содержанием минералов. По составу представлены диабазами, андезитами, андезито-базальтами и дацитами. Вулканические тела содержат мелкие и крупные ксенолиты разнообразных вулканитов, участками в них присутствуют корродированные вкрапленники кварца, имеющие, очевидно, ксеногенное происхождение. Лавовые брекчии менее распространены, они встречаются на северных склонах г. Хуступ, южных – г. Комбах и в окрестностях с.Верхний Гиратах. Редкие останцы известняков со втеками вулканической массы здесь преобразованы в мраморизованные и ороговикованные породы. В составе вулканогенной толщи, как правило, отсутствуют тефроидные и вулканогенные обломочные образования, туффиты, как и породы эффузивно-гиадокластической ассоциации.

Таким образом, в зоне Хуступ-Гиратахского разлома намечается резкий переход от карбонатно-вулканогенно-обломочной формации к вулканогенной толще, которую целесообразно выделить в качестве самостоятельной вулканической субформации. Судя по некоторым особенностям строения и вещественного состава, можно предполагать, что здесь были интенсивно проявлены процессы гибридизма и ассимиляции как родственных пород – разнообразных вулканитов, так и осадочных образований. Для расшифровки этого сложного структурно-магматического узла важное значение имеет установление в составе вулканогенной толщи продуктов палеогенового вулканизма, среди которых выделены породы покровной, жерловой и субвулканической фаций. По составу они слагают непрерывный ряд базальт-андезит-диабазитового состава с преобладанием андезито-базальтов и андезитов. Палеогеновый возраст этого комплекса подтверждается данными абсолютного возраста (37,25 – 40,1 млн. лет по 8 определениям) (Ачикгезян и др., 1984).

Таким образом, граница между верхнеюрским-неокомским и палеогеновым магматизмом в зоне Хуступ-Гиратахского разлома пока еще недостаточно ясна. Ее установление является важнейшей задачей в области изучения магматизма юго-восточного Зангезура.

ФОРМАЦИИ НЕОКОМА

Фаунистически охарактеризованные отложения неокома развиты на юге Армянской ССР в пределах Кафанского антиклинория. Следующая область их значительного развития это Базумский горст-антиклинорий. В обеих зонах развития отложения неокома представлены карбонатными накоплениями. Ниже приводим описание неокомских формаций.

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ НЕОКОМА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

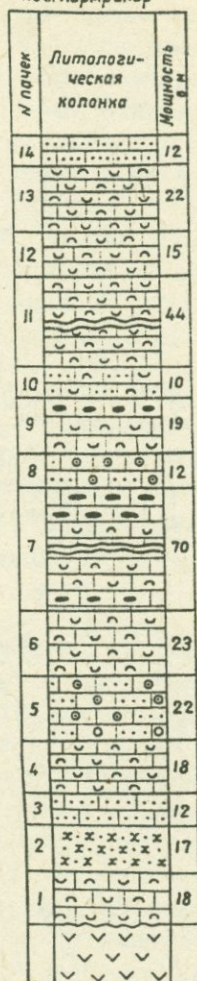
Известняковая формация в объеме верхнего валанжина-баррема развита преимущественно по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория и непрерывной полосой протягивается по линии с. Агарак - Кармиракарский перевал - с. Давид-бек. Известняки здесь залегают трансгрессивно на эффузивах кровли карбонатно-вулканогенно-обломочной формации и трансгрессивно перекрываются отложениями апта.

Известняковая формация представлена двумя свитами: нижней - агаракской (верхний валанжин-готерив) мощностью 170-200 м и верхней - кармирванкской (баррем) мощностью 120-150 м (Акопян, 1962). По всей этой площади известняковая формация характеризуется выдержанностью состава, слабой дислоцированностью и сравнительно пологим залеганием (12-18°) слоев.

Качественно иной облик присущ известняковой формации в зоне Хуступ-Гиратахского разлома, в которой наблюдается интенсивная и неравномерно проявленная деформация пластов, в том числе - нарушение стратификации в связи с внедрением многочисленных субвулканических тел. Это на значительной площади сопровождается формированием опрокинутых складок, гофрировкой и перекристаллизацией известняков, а участками - развитием тектонических брекчий. В приразломной зоне известняковая формация развита прерывисто от окрестностей с. Верхний Гиратах до водораздельной части Хуступ-Чимянского хребта. Максимальная мощность (около 400 м) зафиксирована здесь в массиве г. Хуступ. К югу и юго-востоку от него известняки неокома представлены несколькими изолированными выходами в сокращенной мощности. Ввиду отсутствия руководящих форм фауны в приразломной полосе возраст известняков датируется неокомом без подразделения на ярусы. Исключение составляют орбитулины, по которым определяется присутствие баррема в составе известняковой формации (Барсегян, Габриелян и др., 1972).

Ниже приводятся опорные разрезы формации (рис. 16, 17).

с. Арцваник
пос. Кармиракар



с. Агарак
с. Ужанис

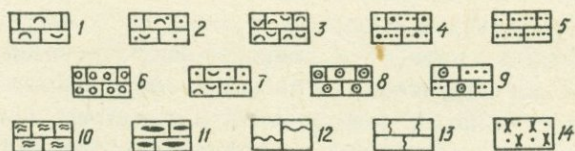
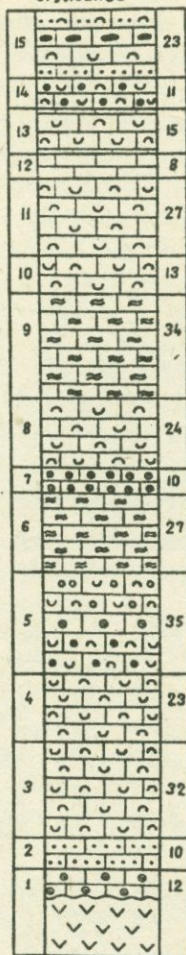


Рис. 16. Литологические разрезы известняковой формации неокома по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория: 1 – органогенно-детритовый известняк; 2 – фораминиферо-полидетритовый известняк; 3 – мелкодетритовый (шламовый) известняк; 4 – фораминиферо-микрозернистый известняк; 5 – микрозернистый известняк; 6 – органогенно-обломочный известняк; 7 – микрозернисто-шламовый известняк; 8 – оолитовый известняк; 9 – оолитово-микрозернистый известняк; 10 – биогермный известняк; 11 – кремнистые линзы и конкреции в известняках; 12 – пльчатые и рассланцованные известняки; 13 – перексталлизованные известняки; 14 – песчаник вулканомиктовый

Известняки представлены многими разновидностями. Ниже приводится их описание на основании принятой в данной работе генетической классификации.

1. Органогенные известняки.

а) Органогенно-детритовые известняки слагают прослой и пачки мощностью от нескольких десятков сантиметров до 25–30 метров. Максимально развиты они в Агарак-Кармракарской полосе и в хуступских известняках. По составу детрита среди них выделено несколько разновидностей.

Криноидно-полидетритовые известняки представлены слоистыми и массивными породами, имеющими в раскристаллизованных разновидностях "сахаровидный" излом. В шлифах устанавливается, что известняки состоят из неотсортированного органогенного детрита (0,2–4,3 мм), в составе которого преобладают членики криноидей. В связи с перекристаллизацией и отчасти – водорослевой грануляцией большая часть их утратила сетчатую структуру и превратилась в кристаллы с характерным угасанием. В меньшем количестве (18–30%) присутствует иной детрит – обломки морских ежей, строматопор, сетчатых мшанок, кораллов и пеллеципод, а также редкие зачаточные оолиты. Цемент обычно скудный, составляет 5–12%. Представлен тонкозернистым карбонатным илом и шламовым материалом.

Криноидные известняки отличаются от описанных отсутствием или слабым развитием иного детрита – обломков морских ежей, кораллов, мшанок. Кроме того, в них чаще присутствуют водорослевые желвачки, а также спикеры губок.

В мшанково-полидетритовых известняках главным породообразующим компонентом являются обломки мшанок, с размерами от 0,3 до 12 мм, причем преобладают величины около 2 мм. Представлены они, главным образом, сетчатыми и ячеистыми разновидностями – ветвистые встречаются реже. В перекристаллизованных разновидностях ячейки напоминают фораминиферы и отличаются от последних неоднородным строением и мозаичным угасанием. Остальная часть детрита представлена иглокожими (члениками криноидей, пластинками и иглами морских ежей), ветвистыми и древовидными строматопорами, губками, кораллами, реже брахиоподами и пеллециподами. Постоянно присутствуют раковинки фораминифер, тонкодетритовый материал и часто – спикеры губок. Цемент (8–15%) представлен мелкозернистым карбонатным илом, раскристаллизованным участками в более крупные зерна.

Фораминиферо-полидетритовые известняки в обнажении характеризуются отчетливой тонкой слоистостью и мелкозернистой структурой. Порода слагается мелким детритом, в составе которого преобладают поврежденные раковины фораминифер, а также их мелкие фрагменты. Остальная часть детрита представлена иглокожими, остракодами, пеллециподами, мшанками, кораллами. Цемент обильный, представлен криптокристаллическим и микрозернистым известковым илом.

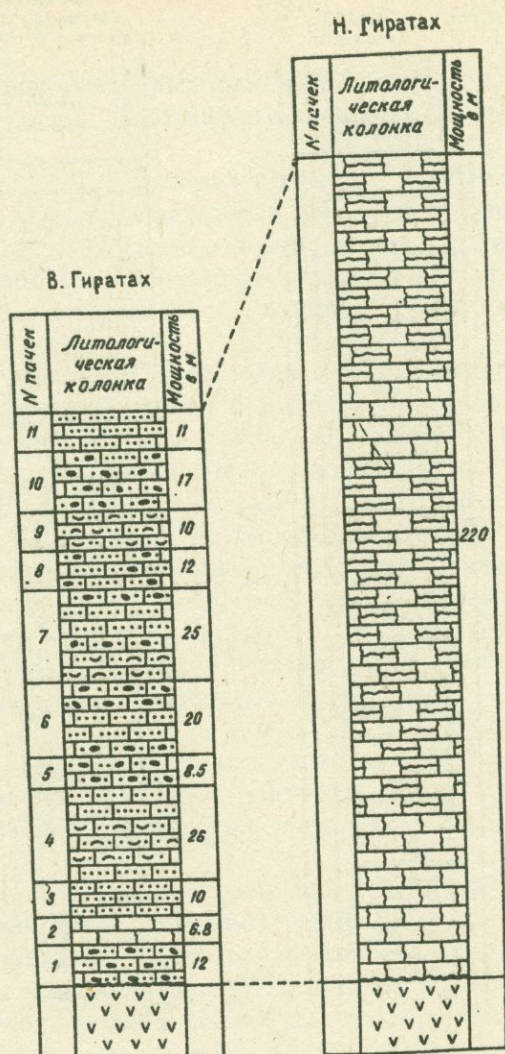


Рис. 17. Литологические разрезы известняковой формации неокома в полосе Хуступ-Гиратахского разлома в окрестностях сел Верхний и Нижний Гиратах. Обозначения те же, что и к рис. 16

Тонкодетритовые (шламовые) известняки слагают небольшие пачки (до 7,5 м) и прослои среди крупнодетритовых разновидностей известняков. В обнажении это серые слоистые известняки с песчаниковидным изломом на невыветрелой поверхности. В шлифах видно, что порода состоит из тонкопротертого раковинного детрита (60–80%) размерами 0,1–0,05 мм. В этой тонкозернистой массе неравномерно распределены сравнительно крупные обломки (0,2–1 мм) криноидей, губок, брахиопод, редкие спикюлы губок и мелкие раковины фораминифер.

б) Биогермные известняки слагают мелкие органогенные постройки, сложенные пористыми и перекристаллизованными породами, в которых с трудом распознаются первичные признаки: ячейки и полости гидроидных полипов и строматопор, структуры коралловых известняков. По площади они также слабо развиты и, быстро выклиниваясь, пространственно сменяются известняками других типов. Мощности 3–15 м. Встречены они в массиве г.Хуступ (средняя часть разреза) и в окрестностях с.Шишкерт по правобережью речки. По северному крылу Кафанского антиклинория они присутствуют лишь в агаракском разрезе.

2. Хемогенные и биохемогенные известняки.

Оолитовые известняки представлены несколькими разновидностями.

По северо-восточному крылу Кафанского антиклинория широко развиты сильно насыщенные ооидами разновидности, которые слагают выдержанные слои и пачки. Пласт оолитовых известняков мощностью от 3 до 8 м (верхний валанжин-готерив) непрерывно прослеживается от Агаракского перевала до пос.Кармиркар, т.е. на расстоянии около 15 км, а затем вновь обнажается в разрезе г.Катар. В обнажении это серые и темно-серые толстослоистые породы, в которых заметны точечные включения оолитов. В шлифах видно, что порода состоит из оолитов (70–85%) редкого детрита и цемента. Форма оолитов строго округлая, размеры их находятся в пределах 0,35–1,5 мм. Концентрическое строение проявлено четко, количество оболочек обычно не менее 3, а иногда достигает 4–5 (рис. 18).

Ядрами оолитов служат комочки микрозернистого кальцита, окатанные раковинки фораминифер, полуокатанный органогенный детрит, реже песчинки эффузивных пород и туфов, мельчайшие зерна кварца. Зачаточные оолиты присутствуют в подчиненном количестве. Кроме описанного типа широко развиты также смешанные разновидности: оолитово-микрозернистые, оолитово-полидетритовые, органогенно-обломочные (окатаннозернистые) известняки с оолитами и др.

В оолитовых известняках, развитых по юго-западному крылу Кафанского антиклинория большая часть ооидов слагается 1–2 кальцитовыми оболочками, нарастающими вокруг ядер, т.е. представлена зачаточными разновидностями. Кроме того, встречаются оолиты с неравномерным охватом ядра концентриками, т.е. окаймленные с одной стороны более тонкой оболочкой, чем с другой. В гораздо меньшем количестве (5–18%) присутствуют полноценные оолиты, имеющие 2–3 или более концентратов.

Микрозернистые известняки. В обнажении это слоистые темно-серые или серые крепкие известняки однородной (сливной) макротекстуры. В шлифах видно, что главная масса породы состоит из микро- и

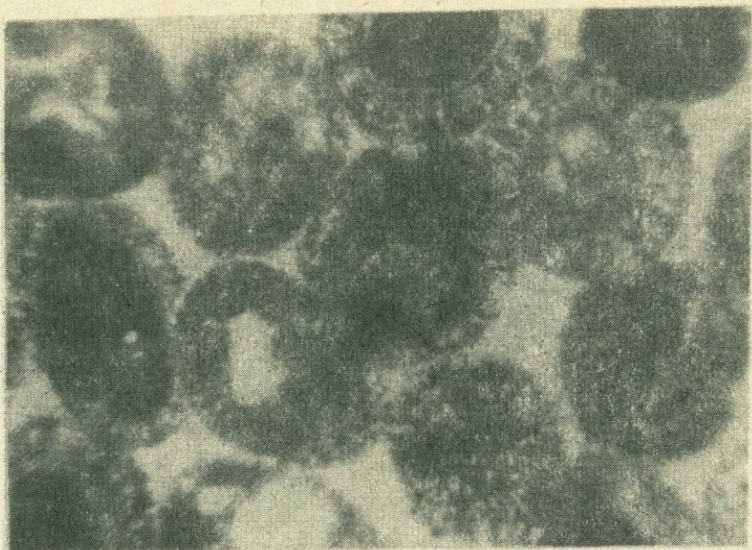


Рис. 18. Оолитовый известняк с большим количеством концентрических оболочек (3-5) в оолитах. Шлиф, ув. 30, ник. 1

криптозернистого известкового ила, сложенного кристалликами кальцита размерами от 0,01 м до 0,001 мм. В качестве примеси присутствует раковинный шлам, большая часть которого неопределима, а иногда и крупный детрит – обломки мшанок, строматопор, губок, криноидей, кораллов. Постоянно присутствуют фораминиферы, изредка встречаются отдельные оолиты.

Другая разновидность микрозернистых известняков, развитая в бассейне р. Гиратах, отличается более однородным составом микрокриптозернистого ила (темная однородная масса) при полном отсутствии крупного детрита. В породе присутствуют неравномерно рассеянные раковинки однокамерных фораминифер.

Микрозернистые известняки с детритом и шламом отличаются от предыдущих разновидностей наличием детритового материала. Последний является существенным компонентом (25-35%) и выделяется на фоне однородной микрокриптозернистой структуры породы. Представлен обломками члеников криноидей, строматопор, мшанок. В изобилии имеются мелкие раковинки фораминифер и их обломки. В другой разновидности известняков этой группы большое развитие имеет тонкоперетертый органогенный детрит (шлам) малых размеров, преобладающий в составе. Микрозернистые известняки с однородным составом детрита (иглокожими) максимально развиты по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория.

Микрозернистые известняки с оолитами в обнажении имеют темную окраску. Это слоистые породы с раковистым изломом. В шлифах видно, что порода состоит из микрозернистого ила, в котором расположены оолиты (18-25%), имеющие размеры от 0,08 до 0,7 мм.

Ядрами их служат микрозернистый кальцит и обломки раковин. Кроме того, в породе присутствуют водорослевые желвачки и хорошо окатанный раковинный детрит. Приведенные особенности состава, как и пространственная связь с оолитовыми известняками говорят о мелководных условиях их формирования. Мощность от 0,8 до 5 м.

Фораминиферо-микрозернистые известняки. По внешнему виду они отличаются от микрозернистых известняков присутствием мелких точечных включений раковинок фораминифер, видимых на поверхности пласта. В шлифах видно, что порода состоит из двух главных компонентов: однородной массы микрозернистого кальцита (50-65%) и многочисленных фораминифер. Последние представлены тремя главными разновидностями. Это слабо поврежденные или цельные раковины разнообразных фораминифер, среди которых много текстурарид и милиолид. Здесь же присутствуют также темные раковины округло-расплюсчатой формы, неравномерно рассеянные в микрозернистой массе известняка и участками образующие скопления. Можно полагать, что это раковины фораминифер, которые испытали интенсивную грануляцию, механический распад и, очевидно, растворение скелетного кальцита в иловых водах. В связи с этим раковина в той или иной мере теряет первичные признаки и превращается в темные комочки или в однородную микрозернистую массу. Кроме того, определяются мелкие округлые или слегка удлинённые кружочки однокамерных фораминифер, "просвечивающихся" на фоне темной однородной массы микро-криптозернистого ила.

3. Органогенно-обломочные (окатаннозернистые) известняки в обнажении характеризуются четкой слоистостью и комковатой структурой. В шлифах видно, что порода слагается окатанными и гранулированными обломками раковин величиной от 0,1 до 1,2 мм. Преобладающие размеры - 0,35-0,60 мм. По составу слагаются они преимущественно (75-80%) фораминиферами с подчиненным количеством иных окатанных обломков, редких оолитов и органогенного шлама. В южной зоне известняки этого типа имеют ограниченное развитие и встречены лишь в бассейне р. Шишкерт и в хуступских известняках. В противоположность этому в северной зоне они распространены по площади и представлены несколькими, в том числе и смешанными разновидностями, т.е. содержащими также окатанный органогенный детрит (20-25%) и оолиты (15-22%).

Таковы главные типы известняков неокома Зангезура. Кроме того, в составе известняковой формации развиты интенсивно перекристаллизованные разновидности, включая известняки, нацело потерявшие седиментационные признаки.

В табл. 21, 22 приведены данные химических анализов известняков. Отметим, что примесь доломита в известняках (от 4,52 до 22,62%, среднее - 10,01% по данным 25 анализов) связана с наложенной доломитизацией. Заслуживает внимания также низкое содержание марганца в известняках, что характерно для карбонатных пород верхней юры-неокома Армении.

Терригенный компонент в известняках неокома представлен разнообразно и, как правило, составляет менее 5%. Данные минерального

Рациональные карбонатные анализы известняков

№ п/п	Данные химического анализа				Пересчитанные величины			
	H ₂ O.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доло- мит
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	4,21	1,10	49,42	2,97	42,26	99,96	80,63	13,57
2	7,40	0,74	48,12	2,97	41,13	100,36	78,32	13,57
3	5,31	1,03	51,44	0,99	41,49	100,26	89,12	4,52
4	4,40	1,0	51,68	1,65	41,80	100,53	87,89	7,54
5	4,38	1,34	51,38	0,99	42,22	100,31	89,00	4,52
6	1,17	0,53	53,05	1,98	43,96	100,69	90,03	9,05
7	0,21	0,04	54,20	1,98	43,96	100,39	91,58	9,05
8	8,93	0,82	49,32	0,99	40,88	100,45	85,33	4,52
9	5,17	0,89	49,32	2,27	42,58	100,23	84,33	10,17
10	2,63	1,00	52,97	0,99	42,72	100,31	91,84	4,52
11	4,89	0,66	49,62	2,97	41,78	100,02	80,99	13,57
12	1,90	0,71	48,96	4,95	43,99	99,51	74,90	22,62
13	2,52	0,62	51,68	1,98	43,03	99,83	87,09	9,04
14	1,67	2,26	52,04	1,98	42,72	100,67	87,73	9,04
15	5,42	0,77	50,68	0,98	42,03	99,88	89,14	4,47
16	7,24	1,94	47,26	2,97	41,00	100,41	76,79	13,57
17	5,52	0,98	47,96	3,96	41,80	100,22	75,57	18,09
18	2,88	0,80	49,96	3,96	43,10	100,70	79,13	18,09
19	8,08	1,96	47,12	2,97	39,70	99,83	76,54	-13,57
20	25,08	2,79	39,44	0,99	32,10	100,40	67,75	4,52
21	1,25	0,45	53,04	1,98	43,63	100,35	89,51	9,04
22	4,62	1,11	50,68	1,98	41,88	100,27	85,31	9,04
23	8,87	2,18	46,24	2,97	40,72	100,98	75,97	-13,57
24	10,82	1,38	48,31	0,99	39,62	100,92	83,55	4,52
25	4,84	1,25	49,96	1,98	41,49	99,52	85,03	9,04

Химические анализы известняков неокома

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,78	1,17	1,16	3,10	1,12	1,01	0,84	0,90
TiO ₂	0,05	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	сл.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	0,66	0,31	1,18	0,83	0,71	1,1	0,71	0,57
Fe ₂ O ₃	0,48	0,27	0,30	0,52	0,36	0,46	0,36	0,42
FeO	0,1	0,32	0,16	0,16	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
CaO	53,90	54,30	54,50	53,36	53,59	52,97	52,97	52,50
MgO	0,75	2,30	0,66	0,52	0,64	0,66	0,88	0,66
MnO	0,05	0,05	0,05	н.об.	0,05	н.об.	н.об.	н.об.
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	н.об.	н.об.	н.об.	0,05	0,05
K ₂ O	0,01	н.об.	0,02	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,01	0,01	0,06	0,11	0,08	0,18
вл.	0,37	0,24	0,19	0,15	0,80	1,52	1,30	1,30
CO ₂	42,95	41,18	42,26	41,86	42,81	42,32	42,99	42,82
Сумма	100,23	99,91	100,54	100,51	100,29	100,15	100,08	99,40

Местоположение проб: 1 – вершина г.Катар; 2–4 – в 0,4 км севернее с.Агарак; 5–8 – Агаракский перевал.

анализа в сочетании с изучением обломочной примеси в шлифах показывают наличие нижеследующих минеральных ассоциаций.

1. Магнетит-пироксен-роговообманковая ассоциация (авгит-гиперстен-диопсид-об.рог.обманка), которая связана с размывом верхнеюрских основных и средних вулканитов. Песчинки и гравий этого же материала обильны в низах известняковой формации.

2. Ассоциация кварц-магнетит-эпидот-циркон, связанная с размывом кислых вулканитов (дацитов, липаритов). Обломки их основной массы и кварц вкрапленников также присутствуют в известняках.

3. Ассоциация эпидот-актинолит-тремолит-сфен-биотит, очевидно, связана с размывом пород метаморфического комплекса, главным образом, разновидностей с небольшим содержанием турмалина.

4. Судя по определению в шлифах в питании обломочным материалом немаловажную роль играли кварциты и песчаники палеозоя. Первые представлены полуокатанными и окатанными зернами (0,3–3,8 мм) гранобластовой структуры с вдающимися друг в друга "зубчиками" и каемками наподобие стилолитов. С этим же материалом ассоциируют продукты перемива кварцевых песчаников – хорошо окатанные зерна кварца с нормальным погасанием и без включений. Сравнение подоб-

ной обломочной примеси известняков с аналогичным материалом по палеозою показывает их полную идентичность.

Вторичные изменения в известняках проявлены неравномерно. Они максимально развиты в зоне Хуступ-Гиратахского разлома и приводят к затуханию седиментационных признаков и развитию новых особенностей. Это рассланцевание, плйчатость, формирование тектонических брекчий, мраморизация, наложенная доломитизация, развитие карбонатных прожилков. Рассмотрим характерные преобразования.

Перекристаллизация и брекчирование проявлены с разной степенью интенсивности. Ими в первую очередь охватывается органогенный детрит и слабее — карбонатный ил. В предельном случае развития этого процесса (мраморизация) порода преобразуется равномерно и нацело*. Цемент преобразуется в крупные светлые кристаллы, а органические остатки теряют следы первоначального строения и превращаются в монокристаллы кальцита. Таким образом, известняк преобразуется в крупнозернистую породу со сверкающим изломом. Тектонические брекчии сложены угловатыми и реже округлыми плотно соприкасающимися и перематыми обломками известняков, от мелких до 5–6 см в поперечнике. По контактам обломков наблюдаются вдавленность, микробрекчирование. В промежутках между ними формируется тонкоперетертый карбонатный материал, по которому развивается вторичный (гидрохимический) железистый цемент, изредка железистый доломит. Тектонические брекчии пространственно переходят в слабо брекчированные и ожелезненные известняки. Наиболее отчетливо тектонические брекчии проявлены на участке в 860 м запад-юго-западнее вершины г.Хуступ.

Плйчатость (гофрировка) известняков, являющаяся результатом деформации, вызванной давлением в плотных слоях известняков, наиболее интенсивно проявлена на обширном участке к юго-востоку от с.Верхний Гиратах (рис. 19). С разной степенью интенсивности здесь она затрагивает толщу известняков мощностью более 120 м. Этот процесс наблюдается и по юго-западным склонам г.Хуступ.

Доломитизация затрагивает отдельные участки в известняках, тогда как сплошная доломитизация пласта не имеет места. В морфологическом отношении наблюдаются ее следующие разновидности:

- рассеянная доломитизация, связанная с образованием отдельных ромбоэдров или их небольших скоплений. Величина ромбоэдров в пределах 0,15–1 мм, реже более. Характерно зональное строение. Доломит развивается по микрозернистому кальциту или по органическим остаткам;

- пятнистая доломитизация, проявленная в образовании более крупных, чем в предыдущем случае, зон или участков с размерами до 2,5–3 см. При широком распространении их в породе наблюдается пятнис-

* Работами, проведенными АрмГУ, показана пригодность мраморизованных известняков, развитых на восточной окраине с. Давид-бек в качестве облицовочного камня для гражданского и промышленного строительства, а отходов при распиловке блоков — в качестве декоративного щебня и заполнителя для тяжелого бетона.



Рис. 19. Интенсивно гофрированные известняки в окрестностях с.Гиратах

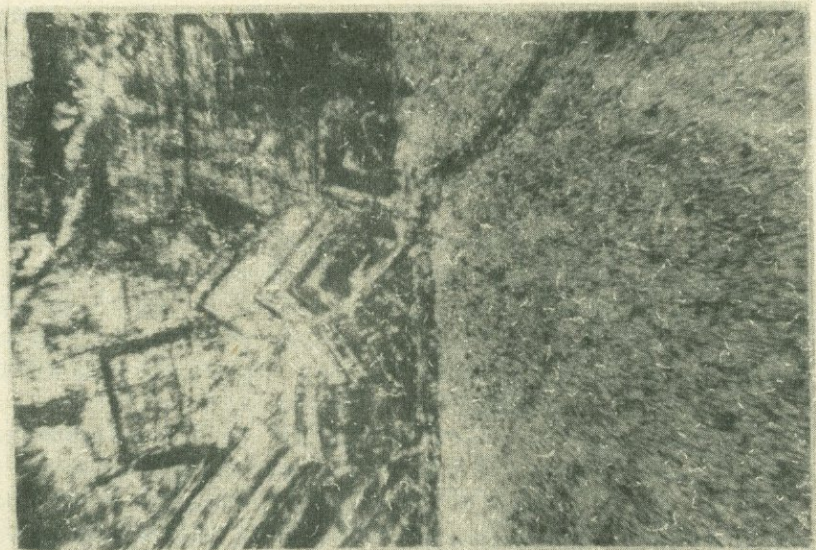


Рис. 20. Прожилковая доломитизация в известняках г.Хуступ. Шлиф, ник. + , ув. 32

тость, обусловленная развитием серовато-бурых или кремовых пятен доломита по общему серому фону известняка. Характерно зонарное строение, проявленное в наличии 2-3 бурых оторочек доломита, повторяющих контур крупных ромбоэдров;

- прожилковая доломитизация связана с формированием в известняках системы желтовато-бурых или коричневых прожилков доломита (рис. 20). Толщина их разная - от долей миллиметра до 2,5-3 см. Выполнены прожилки плотно прилегающими и участками сросшимися ромбоэдрами. Местами они слагают своеобразное построение с мозаичной и веерообразной структурой. Величина зерен колеблется от долей миллиметра до 3,5 мм. Характерное зонарное строение и наличие бурых оторочек, наподобие зонарных. Описанная доломитизация имеет наложенный характер и связана с проникновением по тектоническим трещинам магнезиальных растворов. Этот процесс протекал как в связи с замещением известняков, так и выполнением трещин путем непосредственного выпадения доломита из растворов.

В неокомских известняках, развитых по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория присутствуют кремни. Максимально они развиты в известняках полосы Кармракарский перевал - с. Давид-бек и в большей мере приурочены к отложениям баррема. Представлены пропластками (2-8 см), конкрециями и небольшими (до 18 см) слоями светло-серого и серовато-бурого цвета. Сложены они мелкозернистой кварц-халцедоновой массой, в которой рассеяны многочисленные спиккулы губок, а также частично замещенный халцедоном раковинный детрит и оолиты. Содержание SiO_2 в силицитах составляет 78,5-94%; Fe_2O_3 - 0,1-0,5%, в единичных случаях достигая 2,17%. В спонголитах (SiO_2 - 51,5-68,9%) и спиккуловых известняках (SiO_2 - 18-27%), имеющих некоторое развитие в массиве г. Кармир-ванк, весьма интенсивно протекало растворение и переотложение спиккулового кремнезема.

Условия седиментации неокомского бассейна Зангезура

Изложенные литологические особенности показывают, что в неокомском бассейне Зангезура выделяются две главные зоны, отличающиеся особенностями карбонатного породообразования. Северная прибрежная, очень мелководная зона с глубинами от 5-8 м до первых десятков (главным образом, 25-30 м) представлена фацией пляжей, береговых барров и отмелей. Она формировалась в условиях постоянного движения и перемешиваемости в связи с приливно-отливными явлениями, что нашло непосредственное отражение в формировании протяженных слоев оолитов, разламывании и интенсивном окатывании органогенного детрита, вплоть до формирования хорошо окатанных раковинных пещер.

Широкое площадное развитие оолитовых известняков с большим количеством (3-4) concentрических оболочек, а также смешанных оолитово-детритовых и оолитово-микрозернистых известняков, как и наличие нескольких горизонтов окатаннозернистых раковинных известняков однозначно указывает на самую мелководную, прибрежную обстановку осадконакопления. Подобные условия присущи известняковой формации

неокома, развитой по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория.

В направлении к югу от с.Уюги-Хут край предыдущей зоны резко обрывается и уже в окрестностях села Верхний Гиратах и далее в пределах Хуступ-Гиратахского разлома развивалась менее однорядная палеогеографическая обстановка. В северной части этой зоны имело место углубление бассейна (150–350 м) и соответственно изменение характера карбонатной седиментации – накопление микрозернистых и фораминиферовых илов с минимальным содержанием органогенного детрита и терригенных частиц.

Тонкозернистые карбонатные илы и их смешанные разновидности здесь формировались в относительно спокойной гидродинамической обстановке. При этом некоторая часть тонкозернистого материала с редким крупным детритом и единичными оолитами переносилась из сопредельной очень мелководной части бассейна, т.е. северной зоны. Далее к юго-востоку (массив г.Хуступ и прилегающие участки, включая бассейн р.Шишкерт) имело место обмеление бассейна до глубины порядка от первых десятков метров до 120–180 м. Это нашло отражение в формировании небольших биогермов и органогенных банок, большом развитии органогенного детрита, расцвете фауны – кораллов, губок, строматопор, криноидей. Роль тонкозернистых фораминиферовых илов и их смешанных разновидностей здесь гораздо ниже, чем в предыдущем интервале той же зоны. Это преимущественно мелководные отложения открытого моря с отдельными небольшими отмелями и локальными углублениями. Весьма показательно отсутствие доломитовых накоплений при благоприятной для их образования мелководной обстановке седиментации. Это явление связано с гумидизацией климата в неокоме. В этих условиях на фоне интенсивного карбонатакопления участками имела место биогенная садка кремнезема, осуществляемая губками.

Главными источниками обломочного материала являлись вулканические породы верхней юры. В несколько ограниченных масштабах в область карбонатной седиментации поступал терригенный материал, связанный с размывом древних (палеозой) осадочных пород*.

Таковы основные особенности неокомской седиментации юго-восточной части Армянской ССР. К северо-востоку известняковая формация неокома продолжается в пределы Гочазского синклинория (Азербайджанская ССР). В Малокавказской части Азербайджана отложения неокома представлены, главным образом, карбонатными породами и развиты в Мисхано-Кафанской и Севано-Карабахской зонах, а локально – в Сомхето-Карабахской. В табл. 23 приводится их краткая характеристика по работам Ак.А.Али-Заде, 1972; А.Г.Халилова, 1959; А.Г.Халилова, Г.А.Алиева, Р.Б.Аскерова, 1974 и других исследователей.

* Наличие последнего, очевидно, указывает на некоторую перестройку палеорельефа суши в период, предшествующий верхне-валанжин-барремскому карбонатакоплению.

Краткая характеристика отложений неокома Азербайджана

Возраст, местоположение, условия залегания	Вещественный состав, мощность, обстановка осадконакопления
1	2
Берриас	
Тоурагачайский синклиниорий. В составе известняковой толщи (360 м) титон-берриаса. Неясное - толща надвинута на вулканогенную серию верхнего мела	Серые и темно-серые пелитоморфные и кремнистые известняки. Морская, неясная в деталях
Гочазский синклиниорий. Район г. Лачин. На размытой поверхности верхней юры	Слоистые известняки, участками песчано-гравелитовые и окремненные. Мощность 120-142 м. Морская, преимущественно мелководная
Берриас-валанжин	
Сарыбабинский синклиниорий, по юго-западному борту. Трансгрессивно на терригенно-карбонатных образованиях бата-келловоя (?)	Мергелистые, пелитоморфные известняки, местами окремненные, с редкими остатками аптихов и белемнитов. Мощность 232 м (г. Сарыбаба). Морская, неясная в деталях
Валанжин	
Гочазский синклиниорий, район г. Лачин	Серые известняки, содержащие туфовую примесь, конкреции и прослой кремней. Мощность 100 м. Морская, преимущественно мелководная
Северо-восточное крыло Кафанского антиклинория, в бассейне р. Базарчай. Постепенные переходы от известняков титона	Вулканогенно-осадочная серия валанжин-готерива (до 200 м), представленная туфопесчаниками, туфоконгломератами, с потоками порфиритов и редкими известняками. Морская, преимущественно мелководная
Готериз	
Гочазский синклиниорий. Постепенные переходы от отложений валанжина	Слоистые окремненные известняки, участками с обильной песчано-гравийной примесью и тонкими прослоями туфов. Мощность от 60 до 120 м (г. Лачин). Морская, преимущественно мелководная

Мартунинский синклиний. Трансгрессивно на вулканитах юры (?) или валанжина (?)

Тоурагачайский синклиний – северо-восточный склон Шахдагского хребта, междуречье Шамхорчая и Гянджичая

Агдамский антиклинорий. Район сс. Каракенд, Гюламли. Трансгрессивно с базальным конгломератом в основании на вулканитах верхней юры (кимериджа)

Баррем

Гочазский синклиний. Окрестности с.Доланлар

Мартунинский синклиний, сс. Каджар и Сарушен

Юго-западная часть Севано-Карабахской зоны (бассейны рр. Базар-чай и Охчи)

Органогенно-обломочные и органические известняки, содержащие участками остатки брахиопод, пеллеципод, губок, морских ежей, кораллов, устриц, а также вулканомиктовую примесь. Мощность от нескольких десятков до 94 м. Морская, преимущественно мелководная

Песчанистые, гравелитистые известняки, участками окремненные. Морская, преимущественно мелководная

Органогенно-обломочные, псевдооолитовые известняки, известняковые конгломераты. Содержат песчано-гравийную вулканомиктовую примесь, а также обломки энкринитов, игл морских ежей, пеллеципод, брахиопод, губок, белемнитов, аммонитов. Мощность от 65 до 140 м.

Морская, преимущественно мелководная

Песчанистые известняки и сильно известковистые туфопесчаники. Мощность 22 м

Морская, преимущественно мелководная

Органогенные, органогенно-обломочные и оолитовые известняки, содержащие участками примесь галек и гравия, а также туфогенного материала. Мощность от 70 до 140 м.

Морская мелководная

Органогенные, оолитовые, псевдооолитовые, частично пелитоморфные песчанистые, реже кремнистые известняки; в верхней части – органогенно-пелитоморфные известняки. Мощность 400 м.

Морская мелководная

Южная переклиналь Кафанского антиклинория по левому берегу р. Аракс

Сомхето-Агдамская зона; Агдамский антиклинорий, окрестности сел Каракенд, Гюламли, Шелли

Органогенные известняки, участками песчанистые и глинистые; мергели, содержащие прослой ар-гиллитов и туфопесчаников. Мощность 580 м.

Морская, преимущественно мелко-водная

Органогенно-обломочные, псевдо-оолитовые и кристаллические известняки, содержащие обломки пеллепод, морских ежей, губок, реже брахиопод, мшанок, аммонитов. Содержат гальки и песчано-гравийную вулканомиктовую примесь, участками обильную. Мощность от 70 до 135 м.

Морская, преимущественно мелко-водная

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ НЕОКОМА БАЗУМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Геологический очерк

По северным склонам Базумского хребта в бассейне верхнего течения р.Дзорагет обнажена известняковая формация, сложенная в значительной мере перекристаллизованными известняками и их кремнистыми разновидностями. В структурном плане известняковая формация составляет ядро и север, северо-западное крыло Базумского асимметричного горст-антиклинория, а также его обрамление. К северу и северо-западу ее выходы ограничиваются зоной Базумского глубинного разлома юго-западного простирания. Возраст формации датируется неокмом на основании следующих данных: находок в известняках остракод нижнемелового облика, а в перекрывающих их слоях - альбских аммонитов (Акопян, 1970). При этом предполагается наличие в нижней части формации верхнеюрских известняков. Известняковая формация интенсивно дислоцирована с образованием опрокинутых складок, которые осложнены разломами. В условиях задернованности это затрудняет определение истинной мощности, которая нами ориентировочно определяется в пределах 450-650 м. Известняки прорваны небольшими телами ультраосновного, основного и кислого состава, участками среди них залегают кислые вулканы (бассейн р.Мец-Ару), а в кровле - пачки и прослой известковых алевролитов, включая их вулканомиктовые разновидности. Переходя к изложению литологических исследований (Мандалян, 1984), поясним, что известняковая формация верхней юры (?) - неокома Базумского антиклинория принимается на-

ми в объеме катнахпюрской (нижняя) и спитакской (верхняя) свит. Стратиграфически выше залегают известняки, мергели и алевролиты чахчахской свиты (альб), которая, по существу, является стратиграфическим репером. Нижний контакт известняковой формации с постилающими породами не обнажен и условия ее залегания на них, как и непосредственный субстрат формации, остаются неясными.

Главные типы пород

Катнахпюрская свита слагает нижние горизонты известняковой формации Базумского хребта. Главными типами пород являются известняки, а также кремнистые известковистые образования. Наиболее полно разрез свиты обнажен в окрестностях с. Катнахпюр, а в несколько сокращенной мощности у с. Куйбышев. В направлении к западу и северо-западу от с. Катнахпюр она перекрывается молодыми лавами и далее не обнажается. Исключение составляет небольшой выход катнахпюрской свиты в истоках реки Сарван-чай.

Необходимо отметить, что наличие мелкой складчатости и системы осложненных разрывами опрокинутых складок, а также сильная задернованность, весьма затрудняют измерение истинной мощности. В этих условиях мощность катнахпюрской свиты ориентировочно определяется в пределах 200–330 м.

В окрестностях с. Куйбышев, по северо-западному склону г. Климова катнахпюрская свита приведена в тектонический контакт с вулканитами палеогена.

Катнахпюрская свита сложена известняками и кремнисто-карбонатными породами, в большей части которых первичные седиментационные признаки нарушены последующей перекристаллизацией.

В сравнительно слабо преобразованных разновидностях это тонко-слоистые известняки с полураковистым изломом и своеобразной однородной (сливной) макротекстурой и шершавой поверхностью. Цвет серый, иногда со слабосиневатым оттенком, а в сильно преобразованных разновидностях порода приобретает буровато-желтую, светло-коричневую или темно-серую окраску. В свежем изломе иногда заметны очень тонкие, слегка вытянутые эллипсоидальные пятна, постепенно сливающиеся с общим однородным фоном породы. При больших увеличениях в шлифах видно, что известняки сложены округлыми раковинками планктонных фораминифер, являющихся порообразующим компонентом. Они слагают тельца – сферки округлой, грушевидной формы, а также более сложные слитные агрегаты амебовидной, почковидной или гроздьевидной конфигурации, состоящие из 2–3 подобных телец. Размеры раковин 0,05–0,5 мм, обычно в пределах одного участка не наблюдается большого разнообразия по величине. Наряду с цельными раковинками развиты их распавшиеся фрагменты. Иной детрит, в частности, обломки раковин бентосных организмов, отсутствует за исключением его редких находок в 1–2 пачках. Другими составными компонентами являются микрозернистый кальцит (0,01 мм) и его смесь с тонкозернистым шламовым материалом (0,05 мм), в котором рассеяны рако-

винки фораминифер и их распавшиеся частицы. Эта постоянная ассоциация, как и практическое отсутствие иного раковинного материала, позволяет предполагать, что тонкозернистый материал образован в основном за счет распада или растворения фораминифер. Подобные переходы от фораминиферовых осадков к микро-тонкозернистым илам являются характерной чертой исследованных пород.

Кремнезем в известняках представлен раковинками радиолярий (0,4–0,6 мм), развитыми неравномерно – от единичных включений до значительных (15–25%) скоплений. В небольших интервалах (0,6–2,5 м) имеет месторитмичное чередование тонких прослоев кремнисто-карбонатного материала с карбонатным. В преобладающей части раковинок первичная структура слабо сохранена, и они превращены в кварцевые сферки. На ранние преобразования раковинок (диагенез, катагенез) накладывается динамометаморфизм, проявленный в раздавливании радиолярий. В результате этого часть первоначально округлых раковинок превращается в вытянутые агрегаты, имеющие участками волнистое угасание. В лучше сохранных разновидностях иногда заметны элементы первичной структуры радиолярий – тонкая ячеистость и сетчатость, наличие шипов. Широко проявлена кальцитизация радиолярий, т.е. диагенетический вынос кремнезема и замещение раковинок кальцитом. При ее интенсивном течении первоначально кремневая раковинка целиком замещается кальцитом с сохранением ее первоначальной формы. Кроме того, кремнезем встречается в виде мельчайших (0,01 мм) кристокристаллических агрегатов в карбонатной массе. Необходимо отметить, что в дальнейшем при перекристаллизации тонкозернистая кремнистая масса приобретает микрогранобластовую или гранобластово-кварцитовидную структуру. Кремневые спикеры губок весьма редки. В известняках встречаются также темно-серые силициты, сложенные микро-кристокристаллическим кварцем и халцедоном и прорванные прожилками кварца. Содержание закисной формы железа в них несколько выше, чем в других разновидностях.

Другая, качественно иная разновидность пород – органогенно-детритовые известняки, не имеет значительного развития. Ими сложены две небольшие пачки, встречающиеся в средней части и кровле катнахпурского разреза. В первой пачке ввиду интенсивного вторичного окремнения мощность их не поддается точному измерению (около 2,8 м), во второй она составляет около 3,5–4 м. Это слоистые, зернистые известняки, образованные несколькими типами раковинного детрита: обломками гастропод, брахиопод, а также мшанок, криноидей и шламового материала. Обломки гастропод (до 3,5 мм) представлены пучковидными, тонковолокнистыми агрегатами (продольные сечения раковин). Изредка (2–3 обломка в поле шифа) присутствуют удлиненные призматические ячейки с характерной окаймкой, являющиеся, возможно, фрагментами ветвистых мшанок (поперечные и тангенциальные сечения). Крупный детрит в породе расположен плотно, иногда промежутки между ним заполнены более мелкими фрагментами. Однако микрозернистый компонент, фораминиферы и радиолярии в шифах не обнаруживаются. Описанные известняки слабо окремнены, кроме того, в них встречаются (до 5–8%) зерна обломочного кварца и кварцитов с конформно-регенерационной структурой.

Таблица 24

Рациональные карбонатные анализы известняков и кремнисто-карбонатных пород катнахпюрской свиты

№ п/п	Данные химического анализа					Пересчитанные величины			
	H.O.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	n.n.n.	CO ₂	Сумма	кальцит	доломит
1	12,7	1,36	47,99	н.об.	0,37	37,70	100,12	85,69	-
2	17,29	1,63	44,90	н.об.	0,40	35,35	99,57	80,25	-
3	10,33	1,72	48,29	0,61	0,16	38,80	99,91	85,96	2,78
4	56,12	1,18	24,00	н.об.	0,28	18,42	100,00	42,72	-
5	33,99	1,49	34,00	1,01	0,3	28,60	99,37	60,52	4,61
6	24,32	2,75	40,50	н.об.	0,1	32,26	99,93	72,09	-
7	10,82	1,38	47,24	0,99	0,42	38,70	99,55	84,08	4,52
8	45,13	1,17	28,50	1,0	0,16	24,20	100,26	50,73	4,57
9	26,13	0,85	39,00	1,18	0,16	32,23	99,55	69,42	5,39
10	30,00	1,97	37,50	н.об.	0,34	30,10	99,91	67,75	-
11	24,66	1,70	39,30	1,00	0,37	32,48	99,51	69,95	4,57
12	28,85	0,95	38,08	0,50	0,47	31,50	100,35	67,78	2,29
13	45,13	1,45	30,00	н.об.	0,37	23,70	100,65	57,40	-
14	55,47	1,38	24,00	н.об.	0,42	18,20	99,47	42,72	-
15	53,21	1,40	25,50	н.об.	0,15	19,62	99,89	45,39	-
16	9,95	1,34	47,33	1,1	0,25	39,64	99,61	84,39	5,03
17	56,23	1,45	24,00	н.об.	0,37	18,70	100,75	42,72	-
18	24,02	1,07	40,25	0,66	0,14	33,27	99,81	71,64	3,02

Местонахождение проб: 1-14 - окрестности с.Катнахпюр; 15-18 - северный склон г.Климова.

Таким образом, в монотонной толще тонкозернистых осадков в ограниченных масштабах присутствует иной элемент - органогенно-детритовые известняки, которые формируются в условиях морского мелководья и характеризуются несоизмеримо большей скоростью накопления. Отметим также, что наличие реликтов крупного детрита в некоторой части интенсивно преобразованных известняков позволяет предполагать, что таких пачек в действительности могло бы быть больше, чем две выявленные. Ниже приводим аналитические данные по карбонатным породам (табл. 24, 25).

Химические анализы карбонатных и кремнисто-карбонатных пород катнахпюрской свиты

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	15,27	26,00	42,50	23,0	38,49	53,43	9,88
TiO ₂	0,10	0,19	0,13	н.об.	н.об.	н.об.	0,12
Al ₂ O ₃	0,75	1,20	0,30	1,90	4,07	1,80	0,65
Fe ₂ O ₃	0,80	0,05	0,56	0,55	0,39	1,15	0,53
FeO	0,44	1,12	н.об.	0,56	0,28	0,56	0,40
MnO	0,01	н.об.	0,03	0,08	0,06	0,06	0,02
CaO	45,72	39,25	33,04	41,16	32,34	24,22	48,17
MgO	1,12	0,70	0,10	0,82	0,62	0,36	1,05
Na ₂ O	0,15	0,48	0,07	0,34	0,43	0,18	0,18
K ₂ O	0,10	0,34	0,06	0,24	0,16	0,33	0,1
P ₂ O ₅	н.об.	н.об.	0,09	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
CO ₂	35,90	29,90	23,50	31,23	24,66	18,52	38,53
вл.	0,35	0,15	0,10	0,08	0,05	0,05	0,10
Сумма	100,71	99,36	100,48	100,05	99,57	100,66	99,73

Местоположение проб: 1, 2, 3 – г.Климова; 4–7 – правобережье р. Мец-Ару в окрестностях с.Катнахпюр.

Спитакская свита имеет большое площадное развитие. С запада на восток она непрерывно прослеживается от бассейна р.Гер-гер к бассейнам рек Черная, Белая, Мец-Ару и далее к приводораздельной части Базумского хребта. Сложена она карбонатными и кремнисто-карбонатными породами, в кровле участками обогащенными терригенным и вулканогенным материалом, вплоть до перехода в сильно известковые алевролиты. Породы спитакской свиты налегают на известняки катнахпюрской, слагая с ней непрерывный разрез. Ввиду сходства известняков граница между свитами отбивается с трудом, часто она проводится условно.

В устье р.Белая и в бассейне р. Мец-Ару в интервале между этими свитами развиты кислые вулканы – дацитовые порфиры (по В.Т.Акопяну). Согласно этим данным кислые вулканы с некоторыми перерывами прослеживаются на расстояние 13 км. Ширина выхода их составляет от нескольких десятков метров до 250 м, причем максимально развиты они в бассейне р.Белой. Следует отметить, что природа кислых вулканитов остается неясной, очевидно, это субвулка-

нические тела, внедренные в карбонатную толщу. На это предположение нас наводит следующее:

- отсутствие вулканомиктового терригенного компонента в известняках, примыкающих к вулканитам;
- наличие в известняках спитакской свиты многочисленных мелких внедренных тел липарито-дацитов и липаритов.

Спитакская свита интенсивно дислоцирована с образованием второстепенных складок, осложненных разрывными нарушениями. Ширина выхода спитакской свиты колеблется в значительных пределах и составляет 320–550 м, а истинная мощность – 240–320 м.

По характерным особенностям известняки спитакской и катнахпурской свит обнаруживают большое сходство и отличаются, главным образом, масштабами перекристаллизации. В обнажении это слоистые и тонкослоистые породы, которые по мере перекристаллизации приобретают брекчиевидный облик и вторичную крупнозернистую структуру.

В шлифах сравнительно слабо перекристаллизованных известняков видно, что они сложены двумя главными компонентами:

- микрозернистым кальцитом, в котором рассеян фораминиферовый шлам;
- цельными или слабо поврежденными раковинками фораминифер. В отличие от известняков катнахпурской свиты радиоляриевый компонент здесь менее обилен. Структура раковинок сохраняется редко, и они принимают вид округлых или вытянутых телец с редкими реликтами первоначального строения.

Органогенно-детритовые известняки в спитакской свите слагают несколько пачек, залегающих среди микрозернисто-фораминиферовых разновидностей. Самая нижняя пачка мощностью около 5,5–6 м приурочена к основанию свиты (долина р. Мец-Ару). В обнажении это серые зернистые известняки, состоящие из неотсортированного органогенного детрита. В составе последнего определены: обломки ветвистых мшанок (продольноволокнистые и поперечные сечения ячеек) величиной от 0,5 мм до 3,5 мм; обломки брахиопод, среди которых наиболее крупные достигают величины до 8 мм; интенсивно перекристаллизованный и неопределимый крупный детрит; редкие обломки члеников криноидей; шламовый известковый материал. В органогенно-детритовых известняках, развитых в кровле спитакской свиты (мощность от 2,5 до 7 м), несколько увеличивается роль криноидного детрита. Таким образом, в составе известняков спитакской свиты несколько повышается роль органогенно-детритовых накоплений.

Химические анализы известняков спитакской свиты приведены в табл. 26, 27.

Обломочная примесь в карбонатных породах известняковой формации Базумского хребта развита неравномерно. Ее содержание в тонкозернистых известняках, как правило, небольшое (менее 1%), тогда как в органогенно-детритовых известняках она возрастает до 2–3%, изредка достигая 5–6%. Изучение в шлифах показало наличие в составе обломочной примеси следующих разновидностей пород:

- базальтовое сидеромелановое стекло, подвергшееся первоначально – палагонитизации, затем – хлоритизации, монтмориллонитизации,

Рационально карбонатные анализы известняков и
кремнисто-карбонатных пород спитакской свиты

№ п/п	Данные химического анализа						Пересчитанные величины		
	Н.О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	п.п.п.	CO ₂	Сумма	кальцит	доломит
1	38,86	5,14	29,70	0,49	0,40	25,07	99,66	52,86	2,24
2	31,73	1,95	37,50	-	0,18	29,35	100,71	66,75	-
3	26,24	2,75	38,08	0,98	0,28	30,60	100,93	67,78	4,57
4	9,43	1,57	48,5	0,75	0,43	38,85	99,53	86,33	3,42
5	14,47	1,59	46,20	0,63	0,55	36,19	99,42	82,24	2,88
6	32,48	2,07	33,10	2,01	0,42	28,38	99,46	58,91	6,58
7	9,82	1,64	49,10	0,48	0,22	39,11	100,37	87,40	2,20
8	10,12	1,44	48,25	0,75	0,30	39,65	100,41	85,88	3,42

Местонахождение проб: 1-3 - истоки реки Мец-Ару; 4-5 - в 350 м к югу от кочевки с. Качаган; 6-8 - в 250 м к востоку от кочевки с. Шнох.

иногда гидрослюдизации. Подобный стекловатый материал, вероятно, имеет гиалокластитовую природу. В сочетании с ним развиты обломки стекловатых базальтов и андезито-базальтов, а также редкие зерна частично альбитизированного основного плагиоклаза;

- обломки интенсивно преобразованных (пумпеллит-хлорит-кальцит) гиалиновых андезитов.

- обломки основной массы кислых эффузивов - натриевых липаритов и липарито-дацитов, в том числе - кварцевых порфиров, а также обломки кварца (бывших порфировых вкрапленников), содержащие нередко участки основной массы;

- обломки кислых-средних плагиоклазов (альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз);

- обломки древних кварцитов и кварцито-песчаников;

- катаклазированные зерна кварца с хлоритовыми агрегатами и газово-жидкими включениями. Наиболее вероятной представляется их связь с размывом древних интрузий или гнейсов эопалеозоя.

В количественном отношении в составе терригенного материала преобладают обломки основных-средних вулканитов, составляющие не менее 65-70% от их общего количества. В целом по составу обломочной примеси известняков катнахпюрской и спитакской свит не имеются существенные различия.

По данным 40 проб резко преобладающая часть тяжелой фракции (около 98-99%) состоит из пирита, гидроокислами железа, гематитом,

Таблица 27

Силикатные анализы карбонатных и кремнисто-карбонатных пород спитакской свиты

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	14,40	20,76	12,33	65,26	50,94
TiO ₂	0,10	н.об.	0,10	н.об.	н.об.
Al ₂ O ₃	0,38	1,10	0,42	0,23	4,09
Fe ₂ O ₃	0,47	0,50	0,55	0,85	0,10
FeO	0,36	0,44	0,27	0,85	0,28
CaO	46,55	42,25	47,66	17,38	24,08
MgO	0,71	0,54	0,86	0,94	0,65
MnO	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06
Na ₂ O	0,36	0,18	0,40	0,40	0,28
K ₂ O	0,21	0,24	0,25	0,65	0,33
вл.	0,12	0,08	0,14	0,14	0,12
CO ₂	36,99	34,21	37,47	13,78	19,04
Сумма	100,69	100,35	100,56	100,52	99,97

Местоположение проб: 1-2 - истоки р. Мец-Ару; 3 - кочевка с. Качаган; 4-5 - в 250 м к востоку от кочевки с. Шлох.

магнетитом. Породообразующие и аксессуарные минералы представлены, как правило, единичными зёрнами и редко присутствуют в больших (0,3-0,5%) количествах.

Постоянное наличие неокатанных зерен пироксенов, а также роговой обманки в сочетании с глобулами базальтового стекла и обломками соответствующих им или близких по составу эффузивов показывает, что равномерное, хотя и слабое поступление материала происходило за счет разрушения основных-средних вулканитов. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество кислой пирокластики. С этими же источниками связано образование известковых туфоалевролитов, развитых в кровле спитакской свиты. Это продукты эксплозий, имевших место на некотором удалении от Базумского антиклинария.

Следующая минеральная ассоциация кварц (в том числе бипирамидального габитуса) - циркон - эпидот связана по источнику с размывом кислых вулканитов средней юры и их осадочно-пирокластических производных.

И, наконец, ассоциация эпидот – турмалин – гранат (в сочетании с обломками кварцито-песчаников и сильно катаклизированного кварца), которая связана по источнику с размывом древних образований – палеозоя и кристаллического фундамента. В составе обломочной примеси известняков она играет заметно меньшую роль.

Вторичные изменения в известняках разнообразны и интенсивны. Прежде всего это относится к таким явлениям, связанным с динамометаморфизмом, как рассланцевание, макро- и микроплойчатость, площадная перекристаллизация, включая мраморизацию, а также развитие карбонатных прожилков. Весь этот комплекс преобразований протекал аналогично изменениям неокотских известняков зоны Хуступ-Гиратахского разлома с тем лишь отличием, что в пределах известняковой толщи Базумского антиклинория отсутствуют хорошо сохраненные крупные блоки известняков, как это имеет место в разрезе г.Хуступ. Процессы затухания первичных структурных особенностей здесь протекали более равномерно и интенсивнее. При этом необходимо иметь в виду и то обстоятельство, что раковинки фораминифер обладают повышенной устойчивостью к деформациям и тепловому воздействию.

Доломитизация известняков аналогична тому, что наблюдается в зоне Хуступ-Гиратахского разлома. Образование небольших зон и прожилков имеет отчетливый наложенный характер. Некоторое отличие состоит в меньших масштабах этого явления. По данным анализов и шлифов, содержание доломита в известняках колеблется от долей процента до 6,55%.

Окремнение известняков проявлено отчетливо, а участками (северный склон г.Климова, празые истоки р. Дзорагет) – весьма интенсивно с образованием окварцованных зон. Содержание кремнезема в последних достигает 66–85%. Окварцевание сопровождается перекристаллизацией известняков и формированием кварцевых жил.

Полимиктовые известковые алевролиты – это светло-серые и зеленовато-серые породы, пространственно переходящие в сильно известковые разновидности и известняки. Характерна микро-слоистая текстура. Изучение в шлифах показывает, что по составу обломков (0,04–0,1 мм) они весьма разнообразны и сложены следующим материалом: преобразованными обломками вулканического стекла; сильно кальцитизированными обломками основной массы эффузивов базальтового и андезито-базальтового состава; хорошо окатанными обломками основной массы кислых эффузивов и, в сочетании с ними, обломков кварца; обломками кислых-средних полевых шпатов; редкими обломками древних кварцитов. Цемент карбонатный, представлен седиментационным компонентом – шламово-фораминиферовыми и фораминиферо-микрозернистыми илами, изредка содержащими единичный крупный детрит.

Известковистые вулканомиктовые алевролиты – это сероцветные преимущественно слоистые породы, выдержанные по составу обломков. Среди последних максимально развиты следующие разновидности пород, представленные, главным образом, полуокатанными фрагментами:

– палагонитизированное, хлорит-монтмориллонитизированное и за-

тем частично гидрослюдизированное вулканическое стекло;

- хлоритизированные андезито-базальты и андезиты;
- пирокластика дацитового и липарито-дацитового состава;
- обломки полевых шпатов (средних).

Карбонатный цемент (18-30%) представлен микрозернистым кальцитом и тонкозернистым шламом с фораминиферами. В нем присутствуют: лейкоксен, пирит, вторичный доломит, цеолиты. Вверх по разрезу постепенно увеличивается содержание кислой пирокластики, достигшее максимума в составе вышележащей Чах-Чахской свиты (альб).

Условия осадконакопления и некоторые выводы

Прежде чем перейти к вопросу о палеогеографических условиях формирования исследованных известняков, подытожим их основные литологические особенности.

1. Значительное однообразие состава по площади и разрезу, важная породообразующая роль планктона, наличие радиоляриевого компонента.

2. Отсутствие признаков, указывающих на перерывы, обмеление или временное осушение бассейна. Отсутствие оолитовых, водорослевых известняков, а также биогермов.

3. Единичное развитие известняков, сложенных обломками раковин бентоносных организмов - криноидей, морских ежей, коралпов, пелеципод.

4. Отсутствие или ничтожное развитие седиментационной или диагенетической доломитизации. Неравномерный и в целом слабый привнос терригенного материала, постепенно увеличивающийся вверх по разрезу. Значительное разнообразие источников питания обломочным материалом при преобладании юрского сноса.

Приведенный комплекс литологических признаков показывает, что исследованные карбонатные накопления и их кремнистые разновидности представляют фации открытого, несколько удаленного от суши глубоководного моря. По существу, они являются пелагическими осадками, накапливающимися в результате вертикального осаждения планктонных организмов, часть которых в придонных слоях подвергалась дезинтеграции и растворению, давая начало микрозернистому компоненту и фораминиферовому шламу. Необходимо отметить, что пелагические карбонатные накопления в Мезотэтисе имели значительное развитие. Помимо их разнообразия по составу породообразующего планктона и наличию той или иной примеси (кремнистой, терригенной), ряд вопросов генезиса - скорости осаждения осадков и конкретных интервалов глубин дискуSSIONЕН в деталях. Судя по особенностям строения, известняки Базумского антиклинория не сопоставимы с известняками "аммонитико rosso", которые распространены в мезозое Альпийского геосинклинального пояса Западной Европы.

В нашем случае наличие в монотонной толще тонкозернистых илов качественно иного элемента - органогенно-детритовых известняков, сложенных обломками бентосных организмов, свидетельствует о гравитационном перемещении осадков с морского мелководья в глубоководные участки. Это происходит в результате оползания, осыпания,

деятельности мутьевых потоков, оно приводит к быстрому накоплению осадков. В таких случаях средняя скорость осаждения, зависящая от частоты смещения масс и объема, резко увеличивается. Отсутствие в составе перенесенного материала самых мелководных отложений, таких как оолиты и раковинные пески, дает основание полагать, что в нашем случае главным источником известняковой кластики являлись осадки нижней части шельфа.

А.П. Лисицын обращает внимание на то, что при турбидитовых потоках вместе со взвешенным материалом перемещается и водная масса, насыщенная взвесью; происходит как бы интрузия чужеродных (часто поверхностных и даже распресненных) вод в стратифицированную водную толщу. Применительно к нашему случаю это означает, что спорадически, вместе с детритом в глубины бассейна вносился тонкозернистый известковый материал.

Таким образом, являясь в главной массе пелагическими образованиями, изученные отложения испытывали некоторое воздействие гравитационного смещения карбонатных осадков с морского мелководья. Отчетливые примеры сочетания пелагических и гравитационно-перемещенных карбонатных отложений известны среди современных осадков Бермудского порога, впадины Тонга на Багамских банках и в южной части абиссальной равнины Хаттерас. К древним образованиям этого же типа относятся некоторые третичные отложения Италии и юрские — польской части Карпат и Швейцарских Альп. Приведенный комплекс признаков отчетливо показывает глубоководный характер карбонатной седиментации зоны Базумского антиклинория, что существенно отличается ее от Сомхето-Карабахской зоны.

В последней имело место формирование мелководных известняково-доломитовых накоплений, протекавшее на фоне мощного базальт-андезитового вулканизма (Мандалян, 1974, 1979). Вероятными фациальными аналогами карбонатных накоплений Базумского антиклинория являются известняки с радиоляриями и кальпионеллами, развитые на значительном удалении — в пределах Ерзинджана (Турция) (Bergougnan, 1976). Особо отметим, что, судя, по кратким описаниям, глубоководные известняки мальма, содержащие радиоляриты, развиты в серии Чимян-даг, где на них с угловым несогласием залегают известняки сенона. Их можно отнести к майоликовой фации, широко развитой в юре-мелу Тетиса и, в особенности, в неокоме-нижнем мелу Южных Альп, Апеннин и Динарских гор*. Сложнее обстоит выяснение обстановок седиментации в двух формациях мальм-нижнего мела, расположенных на расстоянии 70 км друг от друга в бассейне р. Келгит. В нижней части формации "Челташ-Тапе" широко развиты известняки, содержащие многочисленные обломки кораллов, иглокожих и гастропод, а также их доломитизированные разновидности с прослоями гравеллитов. Эти особенности, как и присутствие в известняках синезеленых водорослей, свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления. В связи с этим особо отметим, что здесь присутству-

* В северных Апеннинах мощность майолики находится в пределах 300–800 м (Цейслер, 1977).

ют водоросли *Acicularia* sp. и *Sargassum* sp., которые развиты и в известняках оксфорда-кимериджа Сомхето-Карабахской зоны (Мандалян, 1969). Приведенные данные показывают, что существующая в поздней юре? - неокоме Базумского антиклинория морская впадина является восточным продолжением залива Тетиса. При этом важно пояснить, что этот залив, включая его североанатолийскую часть, не является безбрежным водоемом, а представляет собой систему депрессий и подводных поднятий. Близкие к ним по составу карбонатные накопления обнаружены к северо-западу в 15 км от г.Варденис (Севанский хребет) в ассоциации с флишными отложениями альба (?) в виде тектонического блока (Аванесян, 1976), а также в среднем течении р. Тертер и ряде участков Сарыбабинского антиклинория (Книппер, 1975).

Глава 6

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА В ВЕРХНЕЙ ЮРЕ-НЕОКОМЕ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Келловей

В келловее на Малом Кавказе произошла широкая трансгрессия моря, захватившая прежде всего Сомхето-Карабахскую зону и прилегающие участки. Устойчивый морской режим сохранялся не везде; он охватил большую часть Алавердского и Шамшадинского поднятий и далее распространялся в северо-восточной части Малого Кавказа; был развит и в зоне Кафанского поднятия, где отложения келловея были впоследствии размыты, а также за пределами главного палеопрогиба - в Ереванско-Ордубадской зоне (Вайкский антиклинорий).

В северной части Малого Кавказа в начальный период в значительных масштабах формировались грубо-, крупнообломочные разнородности пород: конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники. Преобладание подобного материала и степень его сортировки указывают на сравнительно интенсивный снос материала в условиях усиленной эрозионной деятельности в области питания. Область сноса представляла собой сушу с сложным, в значительной степени расчлененным и достаточно высоким рельефом. Важно отметить, что эта особенность связана с проявлением предкелловейских тектонических подвижек, имевших место в конце средней юры (очевидно, в бате). С этим же временем связывается на Малом Кавказе внедрение кислых интрузий - Таушской, Атабек-Славянской и Гюламбарской. На характер унаследованного рельефа повлияли мощные излияния кислых эффузивов, создавшие положительные формы рельефа и, в частности, вулканические купола, часть которых по существу являлась внутрибассейновыми источниками сноса (рис. 21). Таким образом, главными поставщиками обломочного материала были местные источники сноса. Помимо кислых эффузивов в составе материнских пород значительную роль играли осадочные и осадочно-пирокластические породы (вулканоидные песчаники, кислые тефроиды и туффы) верхнего байоса-бата, связанные по источнику вещества с теми же вулканическими проявлениями. Гораздо меньшую роль в поставке терригенного материала играли вулканы основного-среднего состава и плагиограниты, а также древние осадочные породы. Карбонатная органогенно-хемогенная седиментация подавлялась интенсив-

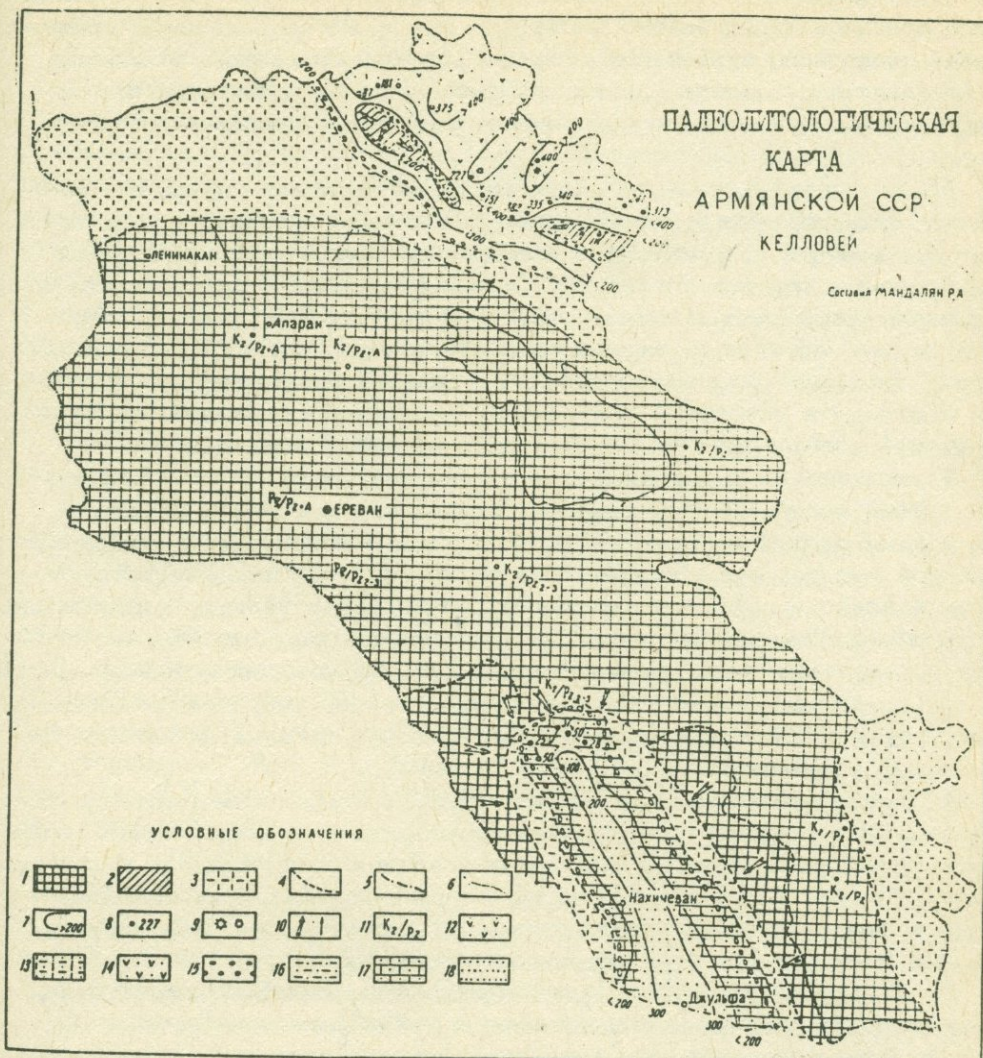


Рис. 21. Палеолитологическая карта (келловей) Армении

1 - суша; 2 - неустойчивая суша островного характера; 3 - площади предполагаемого развития области осадконакопления; 4 - граница суши и моря; 5 - достоверная граница области осадконакопления; 6 - граница фациальных зон; 7 - изопахиты; 8 - места составления разрезов и их мощность; 9 - центры вулканической деятельности; 10 - направления сноса: главные и второстепенные; 11 - отсутствие отложений келловей при налегании молодых на более древние; 12 - песчаники (преимущественно кислые, реже андезито-базальтовые граувакки) и гравелиты - 65-88%, конгломераты - 2-7%, глины, алевролиты - 3-10%, известняки - 3-18%, вулканические породы - 0-22%; 13 - песчаники (преимущественно кислые, реже андезито-базальтовые граувакки) и гравелиты - 70-85%, конгломераты - 4-11%, глины, алевролиты - 4-13%, известняки - 1-6%; 14 -

но поступающим в бассейн обломочным материалом. На фоне интенсивного привноса терригенного материала имели место локальные проявления подводного вулканизма. С этим источником связано появление в песчаниках в качестве редких обломков хлоритизированных и монтмориллонитизированных вулканических стекол и литокластических туфов.

Таковы главные типы размывавшихся материнских пород. Несомненно существовали и относительно отдаленные источники, роль которых была менее весомой. Возможно, к ним следует отнести районы современных крупных структур – Севано-Ширакской (южной части) и Арзакан-Абаранской, а также зоны, расположенные к северу от исследованной области, в частности, прилегающие участки Прикуринской зоны. Поскольку вопросы глубинного строения указанных зон остаются неясными в отношении развития верхнеюрских отложений, то приведенные соображения можно считать предположительными.

Тектонические движения имели в северной части Малого Кавказа спокойный колебательный характер и лишь изредка сопровождались расколами земной коры. Климат на изученной территории в келловейский век был теплым и умеренно влажным. Об этом свидетельствуют прежде всего значительная карбонатность пород и наличие карбонатных накоплений. Показателен также их кальцитовый характер при отсутствии доломитовых пород и следов седиментационного доломитообразования.

По характеру осадков и парагенезу в составе терригенной формации северной части Малого Кавказа отчетливо фиксируются следующие фациальные комплексы:

1. Прибрежно-морской комплекс, представленный конгломератами, гравелитами и песчаниками, включающими прослой и маломощные пачки органогенно-обломочных и оолитовых известняков с обильной терригенной примесью. В основании и низах терригенной формации местами присутствуют частично углефицированные растительные остатки, связанные по источнику с размывом отложений бата.

2. Литоральный комплекс характеризуется развитием известковистых песчано-гравелитовых накоплений с небольшим количеством мелкогалечного материала, а в застойных зонах – алевро-пелитовых осадков с конкрециями пирита. Примечательно развитие органогенно-детритовых известняков, единичных кораллов, а в отменях – оолитов.

В северо-восточной части малого Кавказа (Азербайджан) имел место интенсивный вулканизм с обилием эксплозий. В связи с этим в ряде участков Шамхорского антиклинория, Дашкесанского и Мардакертского синклиналиев терригенный снос подавлялся накоплением осадочно-пирокластических и вулканогенно-обломочных образований. Во вну-

песчаники, гравелиты – 50–55%. Вулканиды преимущественно основного-среднего состава – 45–50%; 15 – конгломераты; 16 – преимущественно песчано-глинистые отложения; 17 – карбонатно-терригенные отложения (песчанистые известняки – 75–80%, известковые песчаники – 20–25%); 18 – терригенно-карбонатные отложения (известковые песчаники – 75–80%, песчанистые известняки – 20–25%)

тренних структурах Малокавказского нагорья увеличивалась роль карбонатных накоплений.

Качественно иная седиментация протекала в Еревано-Ордубадской зоне (юго-западная часть Армянской ССР и Нахичеванской АССР). Особенности состава терригенных отложений указывают на интенсивно протекавшие в прошлом процессы химического выветривания, приведшие к вызреванию минерального состава. Осадкообразование имело место в условиях спокойного тектонического режима при отсутствии вулканических проявлений. Накопление терригенных и карбонатных осадков имело место в условиях мелководного бассейна с нормальной соленостью и теплым климатом. Таковы основные черты палеогеографии Малого Кавказа. Коротко рассмотрим особенности литологии келловоя Тавро-Кавказского сегмента Средиземноморской геосинклинальной области (табл. 28).

Для региональных сопоставлений верхней юры-неокома использованы следующие источники:

Геология СССР, т. 9, Северный Кавказ, 1968; Геология СССР, т. 10, Грузинская ССР, 1964; Геология СССР, т. 47, Азербайджанская ССР, 1972; Палеогеография СССР, т. 3, 1975; Стратиграфия СССР, Юрская система, 1972; Монографии, статьи, авторефераты (в порядке описания регионов); Азербайджан - Э.Ш. Шихалибейли, 1964, 1966; М.Р. Абдулкасумзаде, 1963. Грузия - Е.К. Вахания, 1976; Г.С. Кикодзе, 1970; Т.А. Пайчадзе, 1973; Н.Г. Цабдзе, 1970; Н.Д. Чечелашвили, Э.В. Варсимашвили, Г.С. Сибашвили, 1978; Г.А. Чихрадзе, 1956, 1981; М.Б. Лордкипанидзе, 1985; Е.М. Лопадзе, 1983. Предкавказье и Северный Кавказ - Н.И. Бойко, 1982; В.С. Деревягин, Ю.В. Омельченко, В.Н. Шведов, 1974; В.И. Седлецкий, В.С. Деревягин, С.М. Седенко, 1974.

Крым - М.В. Муратов, И.В. Архипов, Е.А. Успенская, 1960; М.В. Михайлова, 1964.

Иран - Д.И. Панов, 1970; Süssli 1976. Б.В. Полянский, Д.С. Сафронов, Т.А. Сикстель, (1975); Б.В. Полянский, 1983.

Турция - Д.И. Панов, 1972; Brinkmann, 1965; Bergougman, 1976.

В результате крупнейшей трансгрессии морским режимом в келловее оказалась охваченной обширная площадь, включая Тавро-Кавказский сегмент. В большинстве пунктов последнего келловей залегает трансгрессивно и с угловым несогласием на средне-редко нижнеюрских образованиях. Лишь в отдельных синклиналих прогибах, как и во флишевой полосе Большого Кавказа, где шла непрерывная седиментация, несогласие не фиксируется или выражено неотчетливо. Терригенные образования доминируют в келловее Крымо-Кавказского бассейна, а площади развития терригенно-карбонатных, а также терригенно-вулканических (Малый Кавказ) накоплений не выходят за пределы ассоциаций терригенных формаций. В основании келловоя, как правило, залегает базальный горизонт (конгломераты, гравелиты - до 35-40 м); выше развиты песчано-глинистые образования, содержащие местами прослой известняков и мергелей. Кверху постепенно увеличивается карбонатность терригенных накоплений, а иногда и мощность карбонатных пород.

Краткая характеристика отложений келловей
сопредельных зон Тавро-Кавказского региона

Местоположение, условия залегания	Вещественный состав, мощность, обстановка образования
1	2
Западная часть погружения межгорного прогиба Грузинской глыбы (Кутаисский р-н). Постепенные переходы от угленосного бата	Нижняя часть пестроцветной свиты верхней юры. Песчаники, глины, аркозовые и полимиктовые песчаники, гравелиты, реже конгломераты. Мощность 30-80 м. Континентально-лагунная
Верхняя Рача, бассейн верхнего течения р. Риони. Трансгрессивно на порфиритах бата	Терригенная свита келловей-нижнего оксфорда. Песчаники, аргиллиты, обогащенные в нижней части серии растительным детритом, конгломераты (в основании). Мощность 135-195 м. Морская мелководная
Гагро-Джавская зона складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Трансгрессивно на порфиритах байоса	Песчано-глинистая серия келловей - нижнего оксфорда. Содержит конгломераты в нижней части. Мощность 50-250 м. От морской мелководной до умеренно глубоководной
Стык Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской зон (Юго-Осетия). Эрцоцонская котловина, южные склоны Волхохского кряжа. Трансгрессивно на порфиритах байоса, участками на песчано-сланцевых отложениях верхнего лейаса	Терригенная серия: глинистые аркозовые и граувакковые песчаники, реже гравелиты и мелкогалечные конгломераты (в основании) и маломощные линзы коралловых известняков. Содержит обильный растительный детрит по всей мощности серии. Мощность 35-100 м. Морская мелководная
Осевая часть прогиба Большого Кавказа, южный склон Главного Кавказского хребта и прилежащие участки; Местийско-Тианетская и Шовско-Пасанаурская подзоны, Туапсе-Новороссийская зона	Нижняя часть флишевой серии. Мощность до 150 м. Морская умеренно-глубоководная и глубоководная

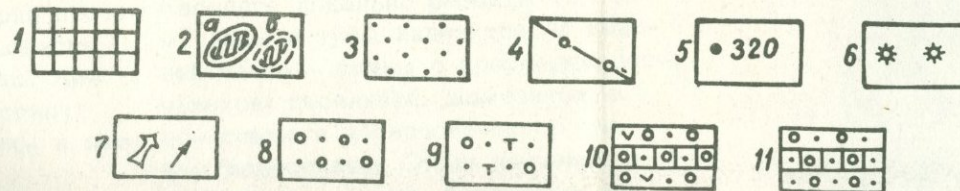
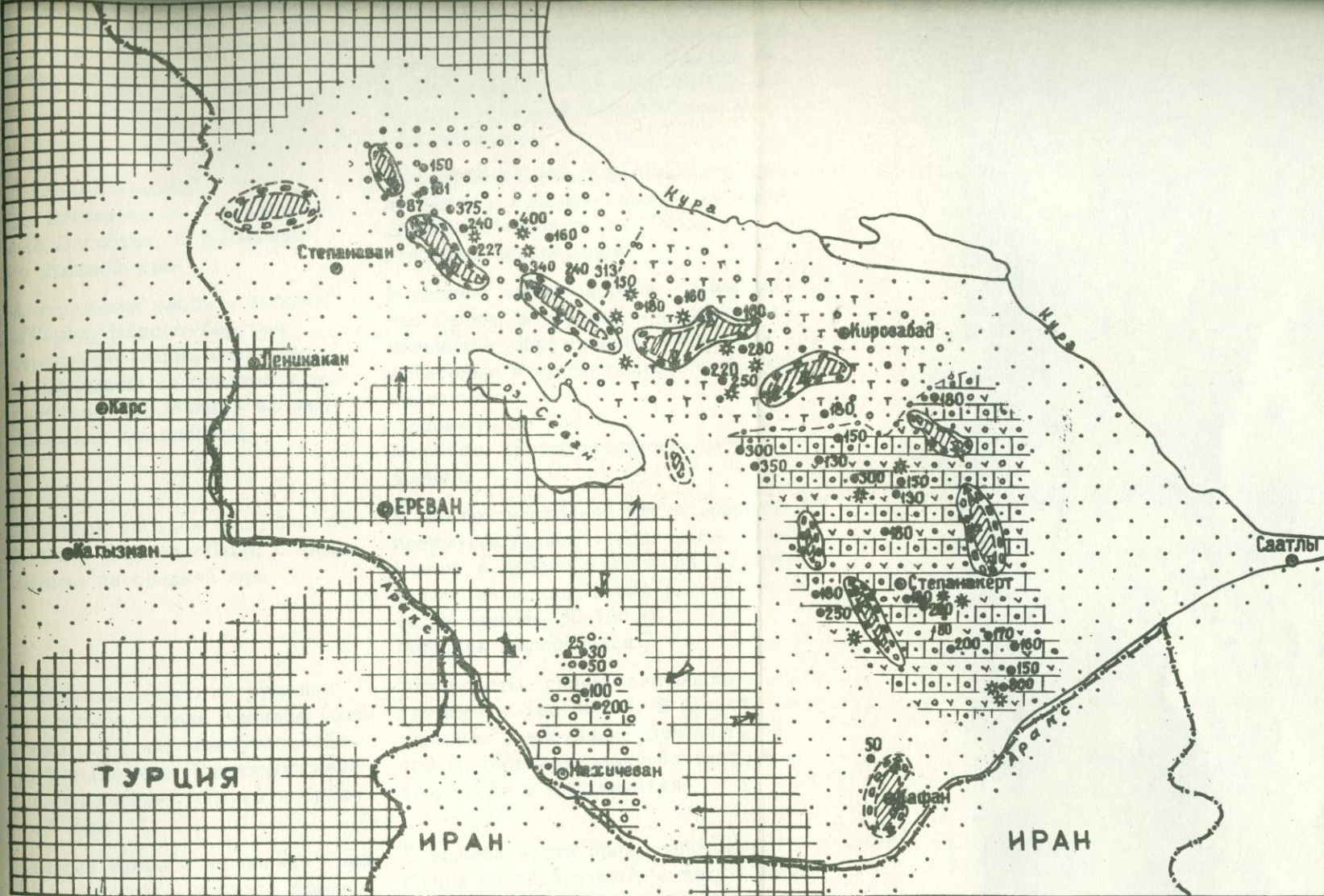


Рис. 22. Палеолитологическая карта келловоя Малого Кавказа. 1 - суша; 2 - внутрибассейновые островные поднятия; 3 - площадь предполагаемого развития бассейна; 4 - границы фациальных зон; 5 - установленные мощности отложений; 6 - очаги вулканической деятельности; 7 - направления сноса: главные и второстепенные; 8 - песчанники (преимущественно кислые граувакки) и гравелиты - 65-88%; конгломераты - 2-7%; глины и алевролиты - 3-12%; известняки - 0-15%; вулканииты - 0-22%; 9 - терригенные накопления - 20-60%; туфы и туффиты - 35-80%; андезито-базальты и андезиты - 0-20%; известняки - 0-15%). 10 - терригенные накопления - 25-35%; карбонатные - 20-80%; вулканииты - (лавы, пирокласты) - 20-65%; 11 - известковые песчанники - 50-60%; сильно песчанистые известняки - 40-50%

Восточное окончание Кавказского хребта в пределах Азербайджана

Северный Кавказ
Восточная часть – Центральный Дагестан. С размывом на средней юре

Центральная часть – бассейн р.Терек, Баксан-Терская структурно-фациальная зона. С размывом на средней юре, участками (р.Малка) на нижнеюрских отложениях

Западная часть – бассейны рек Кубань-Большая Лаба. С размывом на средней юре

Район западного погружения северного склона Кавказа (бассейн р.Пшехи, междуречье Белой и Пшехи). Трансгрессивно на отложениях нижней и средней юры

Горный Крым – на западе Главной гряды и – востоке Крымских гор. Трансгрессивно на вулканитах байоса и глинах бата. В Судакском синклинии постепенно, без следов несогласия сменяют отложения бата. Характерно наличие внутренних перерывов между нижним и верхним келловеем

Флишеидные отложения – ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями мергелей и известняков. Мощность 50–200 м. Морская умеренно-глубоководная и глубоководная

Преимущественно терригенные образования, в кровле – известняки, доломиты. Мощность до 100 м. Морская мелкоководная

В нижней части разреза – алевролиты, глины, в верхней – карбонатно-глинистые образования, участками оолитовые и органогенно-обломочные известняки. Мощность до 130 м. Морская, преимущественно мелководная.

В нижней и средней части разреза преимущественно терригенные отложения, в кровле известняки (6–80 м), в том числе оолитовые разновидности. Мощность 30–135 м. Морская мелководная

Алевролиты, глины, песчаники, конгломераты (до 40 м). В кровле биогермные известняки. Мощность 35–450 м. Морская разнообразная, в том числе и мелководная

В нижней части преимущественно глины (с сидеритом), а также песчаники, алевролиты, шамозитовые оолитовые известняки (15–20 м). В Карадаге локально развиты (до 60 м) лавы и туфы андезитов. В верхней части – глины с прослоями песчаников, песчаники, шамозитовые оолитовые и кораллово-водорослевые известняки. Среди песчаников развиты граувакки, полимиктовые, кварцевые и кварц-полевошпатовые разновидности. Мощность до 600 м. Морская, преимущественно мелководная

Иран. Северный Иран – Эльбурс, Сольтание. Согласно на терригенной формации Шемшах (нижняя–средняя юра)

Центральный Эльбурс
(осевая часть)

Юго–восточный Иран
(Керманский прогиб)

Хребет Шотори и северное окончание Тебесской глыбы

Внешняя, складчатая зона Загроса

Внутренняя (надвиговая) зона Загроса

Турция.
Мизийско–Галатская глыба (северо–западная Турция). С размывом на нижне–средне–юрских породах

Карбонатная серия – мергели, известняки. В регионе Хараз оолитовые известняки, песчаники, глины – келловейская часть “формации” Деличай. Морская, преимущественно мелководная

Нижняя часть карбонатной “формации” Абнак (650 м) – известняки, доломиты с кремневыми стяжениями, в нижней части чередующиеся с мергелистыми известняками. Морская, преимущественно мелководная

Нижняя часть ассабадской свиты (50–770 м): конгломераты, в том числе аллювиального облика, грубо–зернистые песчаники. Мелководная морская и континентальная

Нижняя часть верхнеюрской карбонатной “формации” Эсфандер (700–1000 м) и нижняя – средняя часть терригенно–карбонатной “формации” Калех Доктар (1000 м). Морская, преимущественно мелководная

Доломиты и известняки в составе средней и верхней пачек “формации” Сурнех (660 м). Морская мелководная

Радиоляриты, кремнистые и известковые сланцы. Входят в состав сборной серии (верхний триас – мел). Глубоководная морская

Песчаники, оолитовые известняки с прослоями мергелей и железистых оолитов (нижний–средний келловей, 10–50 м). Сублитографские известняки с белемнитами, остракодами, радиоляриями, спикулами (верхний келловей) – нижняя часть карбонатной серии верхней юры. Переходная от отчетливо мелководной до умеренно глубоководной

Измир-Анкарская зона. На отложениях нижней-средней юры, представленных преимущественно карбонатными породами

Восточная часть Анатолид (Байбурт). Трансгрессивно на ниже-среднеюрских отложениях

Западная часть Анатолид (Гюмушхана, хр.Бердига)

Восточные Понтиды.
На основных вулканитах средней юры

Автохтон западного Тавра

Аллохтон Западного Тавра

Зона Центральных массивов.
Геологическая обстановка неясна

Нижняя часть карбонатной серии верхней юры, представленной сублитографскими известняками с кальпионеллами, радиоляриями и спикулами губок. В районе Анкары - конкреционные и оолитовые известняки.

Морская умеренно глубоководная, участками мелководная

Нижняя часть карбонатной серии верхней юры-берриаса, представленная тонкослоистыми известняками. Морская, неясная в деталях. Предположительно, умеренно глубоководная

Маломощная пачка (10 м), сложенная песчаниками, оолитовыми известняками с пелциподами, кораллами, криноидеями.

Морская мелководная

Предположительно, нижняя часть массивных рифовых известняков с верхнеюрскими губками. Морская мелководная

Предположительно, нижняя часть мальмской карбонатной толщи. Во внутренних частях Западного Тавра (горах Барла) - предположительно, нижняя часть маломощных известняков с планктонной фауной, местами кремнистых.

Преимущественно, морская мелководная, участками глубоководная

Разнообразные карбонатные накопления от оолитовых и рифовых до тонкозернистых с планктонными фораминиферами. Присутствуют в составе сборных серий и тектонического меланжа. Участками содержат горизонты вулканитов.

Разнообразная - от морской глубоководной до мелководной

Возможно присутствие верхней юры в составе мощного серпентин-известнякового комплекса и мраморов офиолитовых серий. Глубоководная морская или океанская

Следует особо отметить, что некоторое развитие доломитов в разрезе приурочено либо к верхнему келловее, либо к переходным слоям от келловей к оксфорду. Далее отметим значительное содержание в терригенных образованиях келловей растительного детрита, развитого в некоторых участках (Иго-Осетия) по всей мощности толщ. Существенным фактором палеогеографии келловей является наличие во многих зонах (горный Крым, северный Кавказ, северо-западная окраина Донецкого складчатого сооружения, Мизийско-Галатская глыба) шамозитовых и шамозит-сидеритовых оолитов. В направлении к южному склону Главного Кавказского хребта эпиконтинентальные, преимущественно мелководные отложения келловей сменяются терригенным флишем, представленным ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В его питании основную роль играли продукты размыва кислого субстрата – кристаллического комплекса Кавказского хребта. Флишевый прогиб, в котором в течение всей верхней юры, а также и нижнего мела, происходило непрерывное осадконакопление, является наиболее глубоководной частью келловейского моря.

В пределах Грузинской глыбы и прилегающих участков в условиях морского мелководья (а участками и в континентально-лагунных) накапливались терригенные отложения. Главными источниками сноса являлись кристаллические породы (аркозовый материал с характерной минеральной ассоциацией – кварц, циркон, гранат, турмалин) и порфировитовая толща байоса (граувакки, полимиктовые песчаники с характерной пироксен-роговообманковой ассоциацией).

Келловейскую седиментацию Малого Кавказа характеризуют три главные особенности.

1. Отсутствие флишевых накоплений.
 2. Существенное преобладание в составе терригенных пород граувакового компонента над аркозовым и кварц-кремнекластитовым. Такая особенность связана с предыдущим этапом развития – интенсивным проявлением на Малом Кавказе, и в Сомхето-Карабахской зоне в особенности, среднеюрского вулканизма. Интенсивный размыв мощных вулканических толщ, покрывающих на больших площадях нижележащие образования, привел к подавлению иных источников питания – древних осадочных пород и метаморфического комплекса.
 3. Наличие иного фактора породообразования – проявлений подводного вулканизма, имевших место на фоне терригенной седиментации.
- Температуры келловей, установленные по белемнитам в Крымском бассейне, оказались равными $23,1-23,5^{\circ}\text{C}$, на Северном Кавказе – колебались в пределах $20-24^{\circ}\text{C}$, а в Закавказье – $25-28^{\circ}\text{C}$. Литологические признаки и анализ органических остатков отчетливо указывают на то, что в начале келловейского века в Крымо-Кавказской области сохранились гумидные условия среднеюрской эпохи и лишь со среднего келловей имела место постепенная аридизация (Ясаманов, 1978). Распространение этого положения на конкретные структурно-фациальные зоны, в том числе и на Малый Кавказ, связано с определенными допущениями. Их причина состоит в условном характере принятых во многих случаях границ между подъярусами келловей, а также между келловеем и оксфордом. Ясно, что постепенная аридизация климата в

келловее здесь имела умеренный характер и не была проявлена так отчетливо, как в последующие века верхней юры.

В Иране, в особенности в Эльбурсе, в келловее имело место обширное и преимущественно мелководное карбонатаккумуляция. Глубоководные же условия сохранились во внутренней, надвиговой зоне Загроса. Переходы от терригенного породообразования к карбонатному имели место также во многих участках келловейского бассейна Турции. Глубоководные депрессии, в которых накапливались тонкозернистые илы с планктонной микрофауной, здесь были развиты несравненно шире.

Оксфорд-кимеридж

Начиная с оксфорда, малокавказский бассейн на значительном протяжении вступает в карбонатную стадию породообразования, которая оказалась присущей обширному бассейну Мезотетиса, включая его периферию – Тавро-Кавказский регион. Море охватило Сомхето-Карабахскую зону и сопредельные участки, Кафанский блок, а в сравнительно ограниченных площадях – юго-западную часть территории Армянской ССР – Вайодзорский синклиорий. Судя по наличию отложений неоккома, можно предполагать, что морской режим был развит и в Базумском антиклинории (рис. 23).

В северной части Армении, в пределах современной территории Шамшадинского антиклинория и Иджеванского синклиория имело место интенсивное накопление карбонатных илов, которое сопровождалось поступлением небольшого количества терригенного, преимущественно песчано-гравелитового материала. Эта особенность связана с тем, что области сноса – суша и внутрибассейновые источники – уже были в некоторой степени сивелированы. Структурные преобразования палеорельефа после накопления терригенной формации келловее проявлялись весьма слабо, о чем свидетельствует не только отсутствие углового несогласия между келловеем и оксфордом, но и унаследованность терригенно-минеральных ассоциаций и отсутствие новых источников сноса в начале оксфордского века.

Карбонатное породообразование протекало в спокойных тектонических условиях на фоне несколько замедленного прогибания. Накапливались, главным образом, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные и оолитовые известняки, испытывавшие затем в диагенезе доломитизацию. Показательно слабое развитие биогермов. Комплекс терригенных минералов в составе известняков, как и петрографический состав песчано-гравелитовой примеси в целом был унаследован от келловейского терригенного породообразования. Эта ассоциация (кварц-плагиоклазы-циркон-эпидот) с обилием кварца кислых эффузивов участками разбавляется продуктами размыва основных-средних эффузивов. Вскоре, однако, подобный ход был нарушен мощными и длительными проявлениями подводного вулканизма, охватившими Сомхето-Карабахскую зону по всей площади. В оксфорде (нижнем оксфорде?) вулканические проявления первоначально были развиты в пределах западной части Апавердского антиклинория, а участками и в Иджеванском синклиории. В пер-

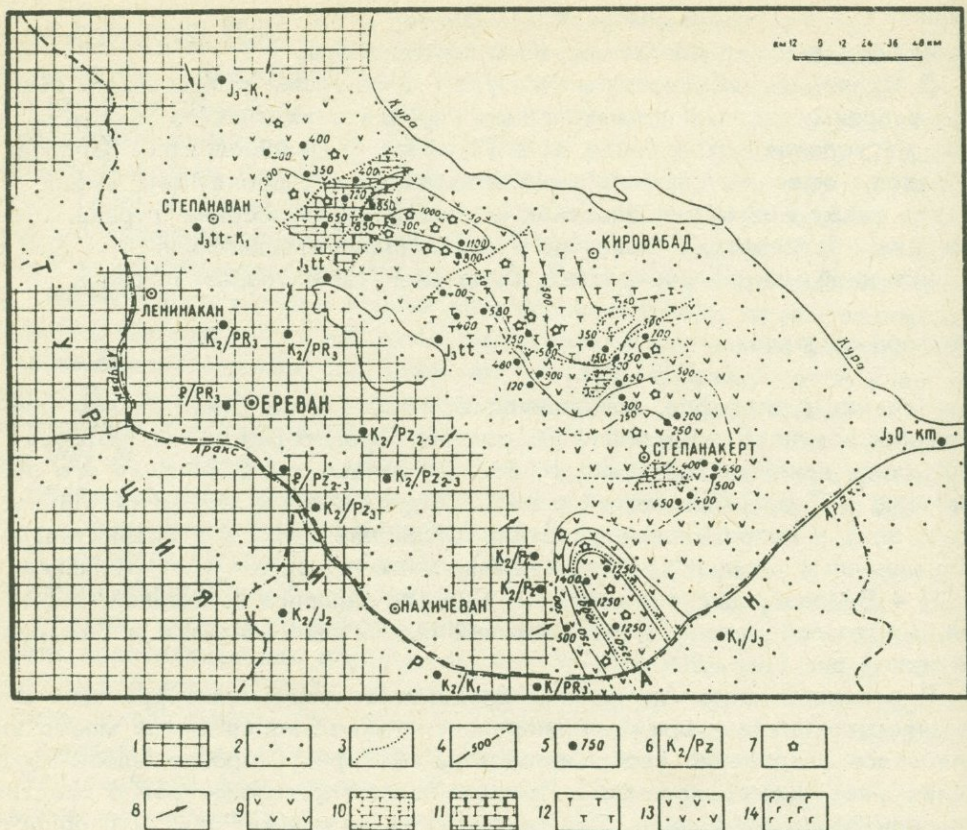


Рис. 23. Палеолитологическая карта (оксфорд-кимеридж) Малого Кавказа

1. Суша, сложенная преимущественно отложениями палеозоя и триаса (известняки, терригенные образования). 2. Площади предполагаемого развития бассейна седиментации. 3. Границы литологических комплексов. 4. Изолинии мощностей в метрах: установленные и предполагаемые. 5. Установленные мощности, места составления разрезов. 6. Отсутствие отложений оксфорда-кимериджа при налегании более молодых пород на древние. 7. Центры вулканической деятельности. 8. Направления сноса. 9. Преимущественно морские вулканические образования с линзами карбонатных пород: лавы 70–85%; пирокластические и вулканоидные обломочные породы 15–30%. 10. Известняки и доломиты 55–70%; вулканы 30–45%. 11. Известняки и доломиты 90–95%; вулканы 5–10%. 12. Вулканы (с преобладанием пирокластов) – 65–85%; карбонатные породы 15–35%. 13. Вулканы (лавы и пирокласты) 75–90; карбонатные породы 10–25%. 14. Гипсы, залегающие среди карбонатных пород

вом пункте накапливались преимущественно эффузивы основного-среднего состава, во втором в соизмеримых масштабах в бассейн поступали пирокластические и вулканогенно-обломочные образования. Карбонатная седиментация в целом на этих участках была проявлена слабее. В пределах Кафанского антиклинория вулканизм был проявлен интенсивнее.

В верхнем оксфорде-кимеридже вулканическая деятельность усиливается. Море расширяет границы, покрывая значительную часть Зангезура. Влияние вулканических процессов постепенно сказывается на изменении палеогеографической обстановки и некоторых черт карбонатного накопления. Привнос терригенного и взвешенного материала подавляется поступающими вулканическими продуктами в виде лав, гиадокластиков, пирокластики, растворенного вещества и газов. В связи с этим развивается единая минеральная ассоциация, связанная с вулканизмом и характеризующаяся следующим составом: пироксены (авгит, гиперстен, диопсид) - хлорит - вулканическое стекло.

Обширная полоса развития карбонатных накоплений охватила участки, где вулканическая деятельность в верхнем оксфорде-кимеридже проявлялась слабо или отсутствовала (Иджеванский хребет, левобережье р.Агстев, междуречье Агстев-Ахум). Преобладающим способом образования карбоната кальция был органогенный, роль хемогенного осаждения была менее значительной. В этой области пышно расцвела фауна иглокожих, кораллов, губок, фораминифер, гастропод, пелеципод. Формировались небольшие по мощности, но имеющие значительную протяженность массивы биогермных известняков (водорослевых, губково-кораллово-водорослевых, коралловых), залегающих часто на вулканическом цоколе. В больших масштабах формировались органогенно-детритовые, а также сгустковые и сгустково-детритовые известняки, в которых обломки пороодообразующих организмов источены и переработаны сверлящими водорослями. Осаждающийся известковый материал в дальнейшем (диагенез) подвергался доломитизации. Широкое распространение мелководных типов известняков и изучение особенностей формирования карбонатных пород показывает, что глубина моря в оксфорде-кимеридже была небольшой, порядка от первых десятков метров до 140-200 м в отдельные интервалы в углубленной части. Аналогичные условия сохранялись в оксфорд-кимериджском бассейне юго-восточного Зангезура, где, однако, вулканические процессы проявлялись интенсивнее как по площади развития, так и по мощности продуктов, что приводило участками к формированию вулканических островов, возвышавшихся над уровнем моря. По мере их размыва накапливались вулканоидные конгломераты, гравелиты и песчаники. В связи с обогащением карбонатных илов разнообразным вулканическим материалом формировались смешанные породы: туфоизвестняки, карбонатно-лавокластические образования, сильно известковые вулканоидные конгломераты и песчаники.

Таким образом, в результате неодинакового проявления вулканической деятельности (при значительном разнообразии ее типов) и степени воздействия этого фактора на седиментацию в оксфорд-кимеридж-

ском бассейне в пределах Армении обособляются две главные зоны: северная и южная. Подобные различия в обстановке седиментации и вулканизма и привели к образованию двух различных формаций: вулканогенно-карбонатной (северная часть Армянской ССР) и карбонатно-вулканогенно-обломочной (юго-восточная часть).

В отличие от этого в оксфорде Еревано-Ордубадской зоны морской режим имел ограниченное развитие. Условия седиментации и источники сноса здесь по существу аналогичны келловейским. Это карбонатно-терригенная седиментация в условиях мелководного бассейна и при отсутствии вулканизма.

Интенсивная карбонатная седиментация, протекавшая на фоне мощного вулканизма, достигшего максимума в кимеридже, имела место в Азербайджане, в пределах Сомхето-Карабахской зоны. На небольших участках здесь (Агджакендский синклинальный прогиб) в верхнем кимеридже имело место еще большее обмеление бассейна и обособление гипсоносных лагун. В юго-восточной части Малого Кавказа в оксфорде были также развиты мелководные карбонатные накопления, максимально развитые в зоне восточного погружения Карабахского антиклинория — оолитовые, коралловые, органогенно-обломочные, рифогенные. В кимеридже (Мардакертский, Мартунинский синклинории, Агдамский и Карабахский антиклинории) по мере развития вулканизма накапливались толщи разнообразных вулканогенно-обломочных образований — туфобрекчий, гравийных и псаммитовых туфов, туфопесчаников при резко подчиненном количестве известняков. Максимальная мощность кимериджа (482 м) зафиксирована вдоль осевой полосы Мардакертского синклинория. Относительно глубоководные карбонатные накопления формировались в среднем течении р.Тертер, в Сарыбабинском антиклинории и в сопредельных участках.

Рассмотрим основные черты оксфорд-кимериджской седиментации в сопредельных зонах Тавро-Кавказской области и прилегающих регионах Средиземноморья (табл. 29).

Как следует из приведенного обзора, в Тавро-Кавказском регионе и прилегающих областях преимущественное терригенное осадкообразование келловейского века в оксфорд-кимеридже сменяется накоплением мощных толщ известняков и доломитов. В Крыму и на обширной площади Северного Кавказа преобладало осаждение известняков, преимущественно мелководных (органогенных, оолитовых), а также пелитоморфных и глинистых в наиболее удаленных от берега участках. Создавались благоприятные условия для поселений кораллов, губок, водорослей, в связи с чем формировались мощные рифовые постройки. В условиях теплого климата в связи с отложением и диагенетическим преобразованием известково-магнезиальных илов, а также замещением биогермных образований, формировались доломитовые породы. Поступление терригенного материала, первоначально заметного в ряде участков (Судакский синклинорий, Центральный и Южный Дагестан), постепенно сокращается. Примерно с середины кимериджа аридизация достигает максимума, начинается обширная регрессия. В Предкавказье возникает крупный внутриконтинентальный бассейн, в

Краткая характеристика отложений оксфорда-химериджа
главных зон Тавро-Кавказского региона

Местоположение, условия залегания	Вещественный состав, мощность, обстановка образования
1	2
Периферия Грузинской глыбы - Ткибульско- Дэмуинская угленосная полоса и прилегающие участки западной Грузии. Трансгрессивно на пор- фиритах байоса	Основная часть верхнеюрской пестроцветной свиты. Глины с примесью терригенного ма- териала и линзами гипса, аркозовые и грау- вакковые песчаники, редко конгломераты. В Кутаисском районе развиты также базальты, их туфы и анальцимолиты. До нескольких сот метров. Континентально-лагунная
Верхняя Рача. Связана постепенными перехода- ми с отложениями кел- ловоя	Пестроцветная свита - аркозовые песчаники, сменяющиеся кверху глинами и глинистыми песчаниками. В кровле имеются прослои из- вестняков и слои (до 15 м) гипса. Около 125 м. Преимущественно континентально-ла- гунная, участками морская мелководная.
Стык Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской зон (Юго-Осетия) - Эрц- Цонская котловина: Ал- хашендская антиклиналь, Волхохская синклиналь	Карбонатная серия: коралловые, в том числе, рифовые известняки; мергелистые и оолито- вые известняки, мергели. Спорадически из- вестковые песчаники. От 130 до 310 м. Мор- ская мелководная
Осевая часть геосин- клинального прогиба Боль- шого Кавказа, южный склон главного хребта и прилежащие участки. Местийско-Тианетская зона и Шовско-Пасана- урская подзона.	Главная часть верхнеюрского флиша терри- генно-карбонатного и карбонатного. Мощность 800-1100 м.
Туапсе-Новороссийская зона	Флишевые и субфлишевые накопления. До 750 м. Морская умеренно-глубоководная и глубоководная
Северный Кавказ Восточная часть - Цен- тральный и Южный Да- гестан; Андийское Койсу, р. Чанты-Аргун. С размы- вом на отложениях келловоя	Известняки и доломиты, участками в осно- вании песчаники и гравелиты с прослоями мергелей и известняков. До 550 м. Морс- кая, преимущественно мелководная

1	2
Центральная часть - Баксано-Терская структурно-фациальная зона, бассейн р. Терек	Карбонатные породы - органогенные и оолитовые известняки, доломиты, доломитизированные известняки, мергели и редкие пачки песчаников (в основании). До 1480 м. Морская, преимущественно мелководная
Западная часть - бассейны рек Белая и Урупь	Известняки, в том числе пелитоморфные и доломитизированные разновидности. До 720 м. Морская, преимущественно мелководная
Погребенные отложения, вскрытые бурением. Западно-Кубанская впадина, Лабино-Малкинская зона, Западное Предкавказье; Восточное обрамление Минераловодского выступа и моноклинали северного склона Кавказа, Кабардинская и Чернолесская впадины (Центральное Предкавказье); Терско-Каспийский передовой прогиб; Известняковый Дагестан	Нижняя, кимериджская половина мощной (более 1445 м) галогенной толщи кимериджитона. Состав: каменная соль с прослоями и включениями ангидритов, известняков, глинисто-песчаного материала. Несколько сот метров. Континентально-лагунная
Западная часть Кавказского хребта (северный склон) г. Фишт, Лагонакский хребет	Органогенные известняки с включениями кремней, мощные рифовые (коралловые и водорослевые) известняки. В западном направлении известняки замещаются терригенным флишем. До нескольких сот метров. Морская, преимущественно мелководная, участками умеренно глубоководная.
Бассейны рек Пшеха и Пшиш	Терригенный флиш - чередование известковых аргиллитов с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей. От нескольких сот до 1000 м. Морская умеренно глубоководная и глубоководная
Горный Крым Судакский синклиорий	Глины с сидеритами и прослоями органо-генных известняков и песчаников; биогермных (водорослевые, коралловые, губковые, полибиогенные) известняки. До 1550 м. Морская, преимущественно мелководная, участками (Судакский прогиб) с локальными углублениями

Синклиории восточного и юго-западного Крыма, Су- дакско-Карадагская систе- ма складок	Биогермные и органогенно-детритовые известняки, конгломераты, песчаники. В верхней части (кимеридж), участками, преимущественно глинистые известняки и мергели с прослоями органогенных и пелитоморфных известняков. До 2600 м. Морская мелководная (оксфорд), в киме- ридже участками – относительно глубо- ководная морская
Различные структурные зоны Ирана	
Центральный Эльбурс (осевая часть)	Большая часть верхнеюрской (келловей- малым) "формации" Абнак (650 м) – из- вестняки и доломиты с кремнистыми стя- жениями. Морская, преимущественно мел- ководная
Южный склон Центрального Эльбурса. Согласно на "фор- мации" Деличай (байос- келловей, участками – кел- ловей).	Большая часть "формации" Лар – светлые плитчатые известняки с пластами и кон- крециями кремня (250–400 м). В регионе Хараз доломиты кровли содержат гипсы. Морская мелководная
Горы Солтание (северный Иран)	Большая часть "формации" Лар (до 500 м). Толстослоистые известняки с крем- невыми конкрециями. Морская мелковод- ная
Нейбендский прогиб (хр. Шо- тори и северное окончание Тебесской глыбы).	Большая часть "формации" Эсфандиар (700–1000 м, келловей-кимеридж) и верх- няя, отчасти средняя часть замещающей ее "формации" Калех-Дохтар. Водоросле- вые, оолитовые и рифовые известняки с пелелиподами, кораллами, фораминифера- ми. Морская мелководная
Керманский прогиб, юго- западный борт	Значительная часть известняково- гипсо- носной верхнеюрской толщи (до 1000 м). К северо-востоку она фациально замеща- ется соленосной формацией, развитой на обширной площади Керманского прогиба, а к юго-западу – пестроцветными тер- ригенными и частично загипсованными породами (серия Биду). В ее составе присутствуют также мергели, оолитовые и органогенные известняки. Мелковод- ная морская и лагунно-континентальная

1	2
Внешний Загрос	Значительная часть "формации" Сурмех (келловей-титон, 660 м), сложенной доломитами и, в меньшей мере, известняками, содержащими в обилии колониальные кораллы, а также брахиоподы, пеллециподы, фораминиферы. По направлению к юго-западу, Персидскому заливу частично замещаются эвапоритами. Морская, преимущественно мелководная, участками - лагунно-континентальная
Внутренняя (надвиговая) зона Загроса	Кремнистые радиоляриевые породы, известковые и кремнистые сланцы с большим стратиграфическим интервалом - от верхнего триаса до мела. Глубоководная
Верхняя юра (оксфорд-титон) Турции	
Автохтон Западного Тавра	В составе верхнемезозойской "сборной" мелководной серии малым (вплоть до титона) представлен однообразными (оолитовыми, глинистыми) известняками и доломитами. В ряде участков присутствуют горизонты основных вулканитов. Общая мощность средней и верхней юры - 350-400 м. Во внутренних частях Западного Тавра верхняя юра участками замещается маломощной толщей известняков (участками кремнистых) с планктонной фауной. Морская мелководная, участками глубоководная
Автохтон Западной части Восточного Тавра	Толстослоистые или массивные известняки, часто оолитовые. Суммарная мощность верхней юры (с нижним мелом) - 250 м. К северо-востоку от Малатья в составе известняков встречаются грубозернистые, песчанистые, брекчиевые, оолитовые, рифовые разновидности. Морская, преимущественно мелководная
Аплогтон Западного Тавра	
Покров Анталья	"Сборная" карбонатная серия (500 м; средняя-верхняя юра и нижний мел). Состав - рифовые и оолитовые известняки, местами разделены на слои яшм и окремнелых калькаренинов. Морская, преимущественно мелководная
Покров Бейшихир-Хейран	Верхняя юра присутствует в "сборной" карбонатной серии (800 м), аналогичной по составу предыдущей. Участками здесь развиты качест-

венно иные разновидности. Это маломощные узловатые слоистые известняки мощностью всего 20 м и представляющие собой горизонт конденсации, в котором присутствуют все юрские и меловые отложения.

Другая разновидность - слоистые тонкозернистые известняки с кремневыми стяжениями и планктонными фораминиферами, входящие в состав 150-метровой "сборной" серии, соответствующей среднему триасу-сенону. Весьма контрастная: от морской мелководной до умеренно и очень глубоководной

Западные покровы
Ликийского Тавра

В нижних единицах покровов в составе "сборных" серий верхняя юра представлена чередованием турбидитовых калькаренитов и тонкозернистых известняков с планктонной микрофауной. В верхних единицах верхнеюрские отложения, очевидно, присутствуют в составе меланжа - смеси различных вулканических пород, радиоляритов и известняков. Морская умеренно глубоководная и глубоководная

Восточные покровы
Ликийского Тавра

Тонкозернистые известняки с кальпионеллами. Морская умеренно глубоководная

Измир-Анкарская
зона

Светлые конкреционные, иногда оолитовые известняки (средний, верхний келловей-оксфорд). Выше переходят в тонкозернистые глинистые и кремнистые известняки с аптихами, белемнитами, радиоляриями (верхи верхней юры - нижний мел). Первоначально мелководная, затем умеренно глубоководная

Мизийско-Галатская
глыба

Сублитографские известняки (200-400 м) с обильными стяжениями кремня, белемнитами, остракодами, радиоляриями, спикулами губок и фораминиферами (верхний келловей-титон). В осевой части глыбы верхняя юра представлена псевдооолитовыми и рифовыми известняками с кораллами, брахиоподами и водорослями. Переходная от морской умеренно глубоководной к мелководной

Восточная часть
Анатолид, Байбурт.
Трансгрессивно на
средней юре

Массивные известняки с аптихами (80-100 м), выше залегают песчано-конгломератовые слои (300 м), а затем пласты берриаса

1	2
Западная часть Анатолид (Гюмушане, хр. Бердига)	Маломощные (10 м) песчаники или оолитовые известняки нижнего мальма переходят вверх в кремнистые известняки с титонскими кальпионеллами и затем в нижнемеловые известняки. Общая мощность верхней юры – 400–500 м. Переходная от мелководной морской к умеренно глубоководной
Южная часть Понтид	Массивные рифовые известняки с верхнеюрскими губками, 200 м. Морская мелководная
Западные Понтиды	Плотные тонкозернистые известняки с кальпионеллами. Морская умеренно глубоководная

котором осаждались каменная соль и гипсы^{*}. По направлению к окраинным частям солеродного бассейна в связи с опреснением происходит быстрая смена галогенных отложений сульфатно-карбонатными и сульфатно-терригенными образованиями. На остальной площади продолжается интенсивное карбонатонакопление, включая формирование барьерных рифов, а в ограниченных масштабах – накопление пестроцветных терригенных образований. В прогибе северного склона Большого Кавказа накапливались пелитоморфные известняки значительной мощности. В осевой зоне и по южным склонам Большого Кавказа продолжалось накопление флишевых толщ. Изменение климатических условий (в сравнении с келловейским веком) и литологической специализации эпохи нашло отражение и в характере осадков флишевого прогиба. Это проявилось в постепенной смене по разрезу терригенного флиша – терригенно-карбонатным и карбонатным.

На стыке Грузинской глыбы и геосинклинали южного склона Большого Кавказа – в северо-западной Абхазии – первоначально (в нижнем оксфорде) преобладало накопление терригенных, в том числе и грубообломочных пород. В позднем лужитане здесь происходит обособление двух фаций: на севере – флишеидной, на юге – рифовой. В кимеридже здесь происходит интенсивное карбонатонакопление: на севе-

^{*} В отличие от гипсоносных толщ, которые прослежены на поверхности вдоль северного склона Кавказского хребта от р. Белой до р. Самура (юго-восточный Дагестан) галогенные отложения Северного Кавказа погружены на значительную глубину. Они вскрыты многочисленными скважинами в сводах антиклинальных структур. Площадь распространения галогенных образований кимериджа-титона достигает 50 000 кв. км, а максимальная мощность – по данным скважины, не достигшей подошвы соленосного горизонта, составляет свыше 1445 м. Данные каротажа и высокие содержания калия в рассолах указывают на возможное присутствие калийных солей.

ре отлагались мергели, а в полосе переходных фаций – известняки и доломиты.

В промежутке между флишевым прогибом южного склона и лагунами северного склона Закавказского массива возникает барьерный риф, который прослеживается на огромном расстоянии – от района Туапсе (на западе) до Шемахи (на востоке).

В пределах Закавказского массива (Грузинская глыба и ее обрамление) в течение всей поздней юры в континентально-лагунных условиях формировалась пестроцветная свита, участками содержащая залежи гипса. На фоне терригенного породообразования здесь имели место локальные проявления вулканизма. Судя по последним данным* в верхней юре-неокоме (очевидно, начиная с верхнего оксфорда) в пределах Закавказского срединного массива на фоне эвапоритовых накоплений развивался щелочнобазальтовый вулканизм, связанный с рифтогенезом. На Северозакавказском массиве (в Куринской депрессии) по данным сверхглубокой Саатлинской скважины имели место мощные излияния шошонитовых базальтов, ассоциирующих с высококалийевыми андезитами и дацитами.

На Малом Кавказе в целом сохранялась литологическая специализация оксфорда-кимериджа Тавро-Кавказского региона – интенсивное карбонатакопление, включая образование доломитовых пород. Наряду с этим налицо особенности, отличающие седиментацию Малого Кавказа от ряда крупных зон этого обширного региона. Отметим главные из них.

1. Гораздо меньшая степень проявления аридизации климата и соответственно эвапортизации, что выражается в большом развитии доломитовых пород при весьма локальном – гипсов, и отсутствии каменной соли.

2. Большие масштабы проявления вулканической деятельности, приведшей к формированию мощных (до 2–2,5 км в Кафанском антиклинории) толщ, близких по особенностям состава к вулканитам островодужной стадии развития складчатых областей.

3. Отсутствие или весьма ограниченное развитие флиша и субфлиша.

На обширной территории Ирана в оксфорде-кимеридже отлагались преимущественно мелководные известняки и доломиты, а в ограниченных масштабах и пестроцветные терригенные образования, нередко загипсованные. Карбонатные накопления участками содержат гипсы, а по юго-западному борту Керманского прогиба они замещаются соленосными отложениями. Солеродные лагуны формировались и во внешнем Загросе. В противоположность этому устойчивые глубоководные условия с накоплением известково-кремнистых сланцев и радиоляритов сохранились во внутренней зоне Загроса.

* В колхидской низменности бурением вскрыта мощная верхнеюрская толща щелочных базальтов рифтового типа (2000 м), которая ассоциирует с эвапоритами. Суммарная мощность высококалийевых базальтовых серий юры-неокома и позднего мела на Кюрдамир-Саатлинском участке достигает 7000 м.

Интенсивное карбонатонакопление при значительном разнообразии батиметрии имело место в оксфорд-кимериджских бассейнах Турции, где оно протекало в мелководных, склоновых и пелагических депрессионных условиях. Мелководные накопления (оолитовые, водорослевые и рифовые известняки, содержащие участками доломиты и разнообразные продукты подводного вулканизма) здесь нередко переходят в относительно глубоководные осадки. Это имеет место не только в составе автохтонных серий (Западный и Восточный Тавр, Измиро-Анкарская зона, осевая часть Мизийско-Галатской глыбы), но и в некоторых тектонических покровах. Характерные для мезозойского Тетиса известняковые турбидиты в Турции развиты в западных покровах Ликийского Тавра. Глубоководные карбонатные накопления, в составе которых чаще развиты сублитографские известняки с кальпионеллами и радиоляриями, а также другие тонкозернистые разновидности с планктонными фораминиферами, развиты преимущественно в аллохтонных сериях - Западном и Ликийском Тавре, зоне центральных массивов, южной части Мизийско-Галатской глыбе, в ряде участков восточной и западной части Анатолид и Западных Понтид. В некоторых покровах (Западный Тавр, восточные покровы Ликийского Тавра) развиты маломощные (до 20 м) узловые известняки, залегающие на триасе и предположительно составляющие горизонт конденсации с временным интервалом юра-мел*.

Таким образом, в направлении к западу и юго-западу от Малого Кавказа в средиземноморской зоне Тетиса (в пределах Турции) имело место значительное и неравномерно проявленное углубление оксфорд-кимериджского бассейна.

Титон

Недостаток стратиграфической информации в некоторой мере сужает наши представления о палеогеографии титона в пределах Армении. Это, в свою очередь, связано со следующими причинами:

- усиленным размывом отложений в последующие эпохи;
- развитием немых вулканических свит, возраст которых определяется условно по положению в разрезе.

В юго-восточном Зангезуре в титоне-среднем валанжине (т.е. в период накопления верхней части карбонатно-вулканогенно-обломочной формации) продолжается интенсивно проявленный вулканизм подводного и островного характера. Наряду с эффузивами в соизмеримых масштабах здесь формируются мощные толщи разнообразного вулканогенно-обломочного материала: лавокластического, пирокластического и вул-

* Имеются большие расхождения во взглядах на глубины образования известняков этой группы. Согласно одним представлениям они близки к уровню карбонатной компенсации, т.е. около 4 км. Большинство исследователей предполагает умеренные глубины порядка 1000-2600 м и аргументирует это положение арагонитового лизоклина в юре. Существуют также представления и о меньших (сотни метров) глубинах формирования этих накоплений.

канонидного. Карбонатная седиментация была проявлена неравномерно и в зонах развития внутрибассейновых вулканических поднятий сводилась к минимуму или вовсе не осуществлялась. Вместе с этим на отдельных площадях (г. Тапасар, бассейн р. Кашуни) по мере убывания вулканической деятельности карбонатные накопления расширяются в границах и достигают мощностей порядка 200–400 м. Это преимущественно мелководные известняки: оолитовые, органогенно-обломочные, органогенно-детритовые (сложенные неокатанными обломками иглокожих, а в меньшей мере – гастропод, пелеципод, губок), а также небольшие (2,5–6 м) органогенные постройки, сложенные кораллами и водорослями. Эти же накопления в диагенезе претерпевали доломитизацию. На значительных площадях в Сомхето–Карабахской зоне (междуречье Агстев–Хндзурут) в титоне и в начале неокома имела место смена палеогеографической обстановки – рост вулканических поднятий и преимущественно наземно-островные условия.

В междуречье Дзегамчай и Тертер начало титонского времени характеризуется некоторым затуханием вулканической деятельности и увеличением площади суш. В связи с этим морской бассейн сохранился лишь в Аджакендском синклинальном прогибе, где в условиях отчетливого мелководья (10–20 м) и несколько повышенной солености формировались доломиты (мощность до 90 м) и известняки. В юго-восточной части Малого Кавказа, в титоне также происходит накопление карбонатных осадков, достигшее максимума развития в пределах Мартунинского синклинория (около 180 м), Агдамского антиклинория и Шушинского плато (Карабахский антиклинорий). В составе карбонатных накоплений здесь выделяются:

- прибрежно-морская мелководная морская фация оолитовых известняков;
- мелководно-морская фация органогенно-обломочных известняков;
- доломито-известняковая фация морской лагуны.

Таким образом, в большей части малокавказского бассейна в титоне в целом сохранялась седиментационная обстановка кимериджского века – накопление мелководных карбонатных осадков в условиях преимущественно умеренно аридного климата. Вместе с этим более отчетливо проявлена другая тенденция – разрастание суш вулканического характера.

Особо отметим, что ввиду исключительной сложности тектонического строения эффузивно-кремнистой формации Севано–Акеринской офиолитовой зоны, ее возраст определяется неоднозначно. Ранние представления о раннесенонском возрасте этой формации были пересмотрены А.Л.Книппером (1975), который считает радиоляриты этой зоны доальбскими океаническими осадками офиолитового пояса.

Вместе с этим А.Л.Книппер (1975), С.Д.Соколов (1977), Т.Аб.Гасанов (1985) считают, что офиолитовый комплекс находится в аллохтонном залегании среди окружающих его мезозойских пород. Литологические исследования формаций верхней юры–неокома Сомхето–Карабахской зоны, изложенные в настоящей работе, показывают существенные различия условий седиментации этих двух структурно-формационных зон. Отсутствие между ними промежуточных фаций трудно объяснить седиментационными предпосылками.

Другие исследователи Малого Кавказа считают, что офиолитовый комплекс Севано-Акеринской зоны расположен на месте его первичного становления. На основании стратиграфического положения, а также макро- и микрофаунистических определений Э.Ш.Шихалибейли с соавторами (1980) подтверждают меловой (турон-раннесенонский) возраст эффузивно-кремнистой формации. В связи с находками гастропод верхнего коньяка в обломочных накоплениях эффузивно-кремнистой формации С.А.Абовян (1981) также принимает ее меловой возраст. А.Т.Асланян и М.А.Сатиан (1977) считают, что основная стадия формирования офиолитовых депрессий протекала в альбе-сеномане. Вновь возвращаясь к этому вопросу, М.А.Сатиан (1984) приходит к выводу о том, что офиолитовые прогибы Малого Кавказа и смежных регионов начали развиваться с альба и завершили офиолитовую стадию в сеномане.

Стратиграфический интервал верхней юры-неокома отчетливо определяется в обрамлении Севано-Акеринской офиолитовой зоны, где он коррелируется с аммонитовыми, аптиховыми, коралловыми и фораминиферовыми горизонтами (Вишневская, 1984).

Рассмотрим основные черты седиментации титона в пределах Тавро-Кавказского региона и прилегающих областей.

В Крымо-Кавказском регионе в целом сохранялась обстановка позднего кимериджа. Титонский бассейн Предкавказья и зон, прилегающих к склонам Большого Кавказа, характеризовался большой мелководностью и формированием усыхающих лагун. Здесь продолжалось накопление известково-доломитовых, сульфатных и галогенных осадков*. Солеродные лагуны обособлялись на большой площади в таких крупных прогибах, как Восточно-Кубанский, Чернолесский и Терско-Каспийский. По мере осуществления связи с открытым морем через пролив между краевыми поднятиями в зоне развития барьерных рифов происходило понижение солености и накопление сульфатно-карбонатной толщи. Участками (Восточно-Кубанский прогиб) формировались пестроцветные терригенные породы.

Умеренно глубоководные и глубоководные условия седиментации (при некотором сужении прогиба) сохранялись в осевой зоне Большого Кавказа, в которой в течение всей верхней юры и в начале мелового периода формировалась флишевая толща (570-3500 м). Флишевые накопления в титоне отлагались также в восточной и западной части Горного Крыма, а в синклинали юго-западного Крыма они замещались разнообразными карбонатными осадками при подчиненном количестве терригенных образований.

В Северном Закавказье продолжалось формирование рифогенных отложений (Рача, Западная Абхазия). На обширной территории Имеретин-

* Гипсоносная толща здесь прослеживается на поверхности вдоль северо-восточного склона Кавказского хребта от р.Белой до р.Самура (юго-восточный Дагестан). Галогенные образования Предкавказья погружены на большую глубину (до 6000 м) и вскрыты скважинами в сводах антиклинальных структур. В современном тектоническом плане площадь их распространения составляет 50 тыс. кв. км.

ского поднятия и к западу от него, вдоль южной периферии складчатой системы южного склона продолжалось формирование континентально-лагунных терригенных отложений, начавшееся с келловейского века. В западной части Северозакавказского массива (Колхида) на фоне излияний щелочных базальтов накапливались эвапориты. Морским режимом была охвачена также восточная периферия Храмского массива, где отлагались известняки с прослоями мергелей и глин.

Имевшая место в титоне значительная регрессия усилила аридизацию. В Крыму и на Кавказе устанавливается сухой и очень теплый климат. Согласно анализу раковинного вещества температуры здесь не опускались ниже $+20^{\circ}\text{C}$; определения по рострам белемнитов показывают, что температуры превышали $+23^{\circ}\text{C}$ (Ясаманов, 1978). На Малом Кавказе в титоне аридизация была проявлена весьма умеренно и не выходила за пределы формирования доломитовых накоплений. Сульфатные и галогенные осадки здесь не формировались. Важным фактором является интенсивный вулканизм, оказывающий заметное воздействие на седиментацию и максимально проявленный в юго-восточном Зангезуре (Кафанский антиклинорий).

На обширной территории Ирана отлагались преимущественно известковые и доломитовые накопления, содержащие в ряде участков гипсы и соли, а также красноцветные конгломераты и песчаники. Накопление последних является отражением позднекимерийских поднятий. Эвапоритизация в отложениях титона Ирана возрастает по направлению к Каспию. На этом общем фоне отчетливого мелководья зоны развития сравнительно глубоководных известняков занимают небольшие площади. В отличие от этого во внутренней зоне Загроса сохранялись устойчивые глубоководные условия. В северном Эльбурсе в поздней юре-неокоме имели место также локальные излияния щелочных базальтов.

В большинстве структурных зон Турции в титоне в целом сохраняется седиментационная обстановка кимериджа. Это - накопления карбонатных осадков в условиях разнообразной батиметрии: от отчетливого морского мелководья до больших глубин. В некоторых регионах северо-восточной Анатолии (Ерзинджан, Келкит) в кровле мальма (очевидно, титон) возрастает роль тонкозернистых известняков с кальпионеллами - характерных отложений Мезотетиса.

Неоком

В неокоме на Малом Кавказе имела место интенсивная карбонатная седиментация, протекавшая, главным образом, в условиях мелководного морского бассейна с нормальным солевым режимом. Обширная полоса развития мелководных накоплений, включая оолитовые и органично-обломочные известняки, охватила юго-восточную часть Малого Кавказа. В этих условиях в бассейне происходило массовое развитие фораминифер, а также иглокожих, игравших важную роль в карбонатном пороодообразовании. Имел место также расцвет губок, мшанок, брахиопод, а в отдельные интервалы - белемнитов и аммонитов. Поставка терригенного материала с вулканических верхнеюрских суши и островных поднятий (главным образом, Шамшадинского, Кафанского,

Карабахского) в целом оказалась ограниченной и не подавляла карбонатную садку. В отдельные кратковременные интервалы времени, как в конце барремского века, на юго-восточном окончании Малого Кавказа имели место локальные углубления бассейна, в которых осаждались пелитоморфные карбонатные осадки с аммонитами и белемнитами*. На фоне карбонатной седиментации имели место локальные проявления андезито-базальтового и андезитового вулканизма, наиболее отчетливо проявленные в нижнем-среднем валанжине Кафанского антиклинория.

В отличие от этого в северо-западной части Малого Кавказа (Базумский антиклинорий) существовала глубоководная морская впадина, в которой накапливались тонкозернистые известковые осадки. Карбонатная седиментация здесь испытывала гравитационное перемещение осадков с морского мелководья.

Выпадение отдельных горизонтов в неокомском разрезе Малого Кавказа связано с тектоническими подвижками, имевшими место в средиземноморской геосинклинальной области на рубеже юры и мела.

Несмотря на кажущееся сходство, которое заключается в преимущественно мелководном характере осадкообразования, заметим большие различия между неокомской и верхнеюрской карбонатной седиментацией. Это, прежде всего, практическое отсутствие в неокоме (в готериве-барреме) доломитовых пород и меньшее развитие вулканических процессов.

Еще более существенны различия в неокомской седиментации Малого Кавказа и главных зон Кавказской геосинклинальной системы. Последние характеризуются качественными особенностями:

1. Широким развитием глубоководных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений флишевого характера, которые имеют несравненно большие мощности – от многих сотен до первых тысяч метров.

2. Значительным развитием (Северный Кавказ) песчано-глинистых и других терригенных накоплений.

* Более существенное углубление бассейна и переход к контрастной палеогеографической обстановке, при которой осаждались различные породы – от глубоководных глин до прибрежных конгломератов, имело место в апте по юго-восточному борту Гочазского синклинория и по левобережью р. Акера (Халипов и др., 1974).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Проведенные исследования позволили выявить в изученных формациях закономерности вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза. Рассмотрим их по типам пород.

Вулканизм и формирование карбонатных пород. По своей природе это противоречивые процессы, и их сочетание в пределах бассейна седиментации является сложным явлением, требующим рассмотрения*. Его противоречивость состоит, прежде всего, в щелочности морской воды и раскисляющем воздействии вулканических эффузиев. Если климатические условия (прогрев бассейна) и жизнедеятельность организмов ведут к повышению pH морских вод, то роль вулканического фактора резко противоположна в связи с поступлением в бассейн значительных масс кислых терм. Известно, что pH морских вод колеблется в пределах 7–8. Считается, что наиболее высокие значения pH присущи поверхностным водам (первые 100 м) и, в особенности, водам приливно-отливных зон, а также замкнутых и полужамкнутых бассейнов. В условиях мелководных хорошо прогреваемых бассейнов с обильной карбонатной садкой, как, например, в зонах накопления илов Каспийского моря, величина его составляет 7,7–7,8. Еще более высокие значения pH , обычно более 8,3 требуются для образования хемогенных доломитов. В этом сложном противодействии седиментации и вулканизма важное значение имеет явление нейтрализации кислых гидротерм щелочной морской водой, которое, согласно Н.М. Страхову (1962), включает в себя три типа реакции:

- непосредственное усреднение HCl и H_2SO_4 карбонатами морской воды;
- гидролиз кислых хлоридов и сульфатов Al, Fe с последующим усреднением кислотных остатков теми же карбонатами;
- смешение усредненной воды с нормально-морской, приводящее к

* Буферность вод крупных морей и океанов, т.е. огромных водоемов со свободной циркуляцией, перемешиваемостью и колоссальной химической инертностью сводит на нет воздействие подводной вулканической деятельности. В условиях морского мелководья, в особенности в полужамкнутых или временно изолированных участках бассейна ее воздействие более ощутимо.

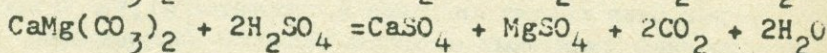
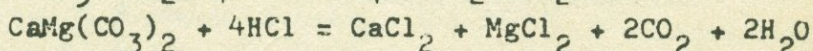
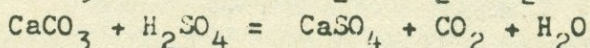
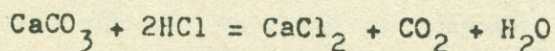
восстановление обычного количества карбонатов, сульфатов, хлоридов.

Нейтрализованная приведенными выше реакциями вода не является нормальной морской. Приведение её к нормальному морскому типу осуществляется смешением с некоторым новым количеством морской воды, что обогащает смесь карбонатами и обедняет сульфатами и хлоридами.

Согласно подсчетам Н.М. Страхова для того, чтобы нейтрализовать один литр гидротерм, а затем довести щелочность нейтрализованного раствора до нормального морского уровня, необходимо $15,32 \text{ м}^3$ морской воды*.

Явление нейтрализации кислых вулканических терм, имеющее прямое отношение к карбонатному осадкообразованию в древних вулканогенно-осадочных формациях, протекало по-разному в водоемах прошлых эпох. Оно регулируется такими конкретными факторами, как масштабы и периодичность вулканической деятельности, характер вулканических растворов.

Изучение пространственных взаимоотношений между карбонатными осадками и вулканитами в исследованных вулканогенно-осадочных формациях позволило выявить другой фактор нейтрализации – процесс непосредственного воздействия вулканической магмы и связанных с нею растворов на ранее отложенные донные осадки (Мандалян, 1975, 1979). Этому способствовало то важное обстоятельство, что во многих участках оксфорд-кимериджского бассейна и, в особенности, в междуречье Агстев-Хидзорут (вулканогенно-карбонатная формация) проявлениям подводного вулканизма предшествовало накопление толщ карбонатных илов, которое продолжалось и при подводных излияниях. Важным фактором при этом является наличие многочисленных останцев карбонатных пород (известняков и доломитов) в лавовых потоках. Таким образом карбонатные осадки играют роль природных нейтрализаторов кислых вулканических растворов, и поэтому мощность ранее отложенных карбонатных илов в этом процессе является важным фактором. Реакции нейтрализации серного и солянокислых растворов известковыми и доломитовыми накоплениями осуществлялись следующим образом.



Безусловно, нейтрализация кислых вулканических растворов карбонатным компонентом охватывала большой интервал времени, включая литификацию и окаменение карбонатных накоплений. С этим же фактором, возможно, связано слабое развитие в эффузивах таких преобразований, как каолинизация и гидрослюдизация.

* Расчеты проведены Н.М.Страховым на примере нейтрализации 1 л кислых гидротерм с вулкана Эбеко (0-в Парамушир, $\text{PH} = 0,86$).

Следующая сторона вулканогенно-осадочного карбонатообразования заключается в механическом подавлении органогенно-хемогенной садки карбонатов и разубоживании илов вулканическим компонентом, что приводит к формированию смешанных пород. Это явление контролируется, прежде всего, типом и масштабами вулканической деятельности, от которых зависит количество поступающих в осадки вулканических продуктов. С эксплозивным типом вулканизма связано формирование известковых туфов, туфоизвестняков, туфодоломитов. С вулканами центрального типа, которые возвышались над уровнем моря и подвергались интенсивной абразии, связано также формирование известковых вулканоидных конгломератов и песчаников. Оба эти процесса особенно наглядно проявлены в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Зангезура.

При подводных трещинных излияниях, в особенности интенсивно проявленных в оксфорд-кимериджском бассейне северной части Армянской ССР, имеет место обогащение карбонатных осадков лавокластическим материалом. Формирование смешанных пород здесь протекало двумя путями: 1) в связи с привнесом течениями гиалокластитового материала, образованного в результате дезинтеграции внешних частей лавовых подушек; 2) при непосредственном взаимодействии формирующегося потока лавы с карбонатными накоплениями. В последнем случае карбонатные илы не только обогащаются разнообразным по granulometрии лавокластическим материалом, но и претерпевают значительные изменения. Это ожелезнение, хлоритизация, ускоренное обезвоживание и перекристаллизация. При этом имеет место нарушение стратификации карбонатных осадков.

И, наконец, третья важная сторона влияния вулканизма на карбонатообразование заключается в некотором временном сокращении площади карбонатной седиментации в связи с ростом вулканических островов. Это явление, связанное, главным образом, с зарождением вулканов центрального типа на подводных поднятиях, наиболее отчетливо проявлено в ряде участков карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Кафанского антиклинория. Оно выражается в быстром выклинивании карбонатных пород и в переходе от вулканогенно-карбонатного парагенеза к вулканическому. В составе последнего - лавы компактного и брекчиевого строения со своеобразной лиловой и кирпично-красной окраской, разнообразные брекчии, а участками - спекшиеся туфы. Кальцитизация вулканитов, характерная для вулканогенно-карбонатного парагенеза, здесь почти не проявлена. По мере размыва вулканических островов и затопления их морем, на вулканическом цоколе - останце бывшего вулканического поднятия, вновь осаждаются карбонатные илы и формируются органогенные постройки.

Вулканизм и формирование кремнистых пород. В изученных формациях верхней юры-неокома имело место два способа осаждения кремнезема - биогенный и хемогенный. Начиная с оксфорда, на фоне мелководного карбонатакопления осуществлялось его биогенное осаждение губками и в ограниченных масштабах - радиолариями. Непосредственным продолжением этого процесса явилось диагенетическое растворение и перераспределение раковинного кремнезе-

ма в кремнистых и кремнисто-карбонатных накоплениях.

Хемогенный способ осаждения кремнезема, развитый на ограниченных площадях, имел место в связи с разгрузкой в мелководных участках бассейна вулканических терм, пересыщенных SiO_2 . С этим процессом связано формирование гейзеритоподобных пород с абиогенными структурами. Одновременно происходило окремнение карбонатных осадков и пород при циркуляции в них термальных вод с высокими концентрациями кремнезема.

Крайне ограниченное развитие силицитов в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Кафанского антиклинория заслуживает особого рассмотрения, если иметь ввиду наличие в ней больших объемов вулканического материала. По этому показателю здесь наблюдается превышение в 2,5–3 раза в сравнении с вулканогенно-карбонатной формацией, в которой кремнистые породы распространены несравненно шире. Это явление может быть объяснено рядом причин, вытекающих из сравнительной характеристики вулканизма и обстановок седиментации двух формаций:

- спецификой фумарол и характером преобразования вулканитов. Это выражается в слабом развитии процессов монтмориллонитизации и альбитизации в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации, т.е. процессов, способствующих и сопутствующих выносу кремния из вулканитов;

- изменении самого характера вулканических проявлений - от преобладающего в вулканогенно-карбонатной формации трещинного субаквального типа к эффузивно-эксплозивному типу, широко проявленному в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации. Очевидно, первый тип вулканизма, с которым связано образование эффузивно-гиадокластитовой ассоциации, в большей мере стимулирует кремненакопление в условиях морского мелководья;

- значительным сокращением в пределах карбонатно-вулканогенно-обломочной формации карбонатных накоплений, к которым и приурочены кремнистые породы. В условиях же быстрого накопления вулканогенно-обломочных или пирокластических пород кремнистые осадки разубоживаются этим компонентом и не образуют самостоятельных скоплений.

Таковы основные черты кремнеобразования в мелководных вулканогенно-осадочных формациях Армении. В отличие от них в относительно мелководной известняковой формации Базумского антиклинория при значительно медленной скорости карбонатной седиментации в ограниченных масштабах накапливались радиоляриевые илы и темно-серые микрозернистые кремни. Хотя по непосредственному парагенезу эта формация не является вулканогенно-осадочной, осадкообразование здесь, вероятно, протекало на фоне несколько отдаленных проявлений подводного вулканизма. Об этом свидетельствует наличие в составе нерастворимого остатка известняков гиадокластитов и пирокластики.

И в заключение отметим, что в изученных формациях вулканизм является главным и, очевидно, не единственным источником кремнезема. В пользу этого может свидетельствовать факт некоторого развития кремней в ряде верхнеюрских карбонатных формаций Западного Кавказа и Ирана. В первом пункте верхнеюрские силициты максималь-

но развиты в отложениях кимериджского и титонского ярусов и пространственно связаны с нефлишевыми образованиями Гойтхско-Псебепской, Чвежипсинской и Адлерской зон. Считается, что главным поставщиком кремнезема здесь является примыкающая к бассейну седиментации суша, а накопление силицитов происходило в периоды регрессии (Агарков, 1985). В этой же полосе нижнемеловые кремни обнаружены только в готериве и барреме Адлерской зоны. Кремневые стяжения и редкие пласты залегают в оксфорд-титонских известняках и доломитах Эльбурса (Панов, 1972; Süssli; 1976). Эти примеры показывают определенную роль континентального сноса в стимулировании процесса кремненакопления. В этом случае, однако, не формируются абиогенные гейзеритоподобные силициты, характерные для бассейнов со значительными проявлениями вулканической деятельности, и, естественно, не осуществляется окремнение карбонатных накоплений поствулканическими термами.

Особо отметим, что верхнеюрские силициты, развитые в пределах обширной Средиземноморской зоны Тетиса, весьма разнообразны по вещественному составу и характеру парагенеза. Глубоководные разновидности силицитов – радиоляриты и радиоляриевые яшмы, широко развитые в Альпах и Северных Апеннинах, связаны, главным образом, с офиолитами, в особенности, с верхней частью этих комплексов. В некоторых периферических зонах, как в Сомхето-Карабахском островном вулканическом поднятии, на фоне интенсивного андезит-базальтового вулканизма формировались мелководные силициты, которые залегают в карбонатных породах. И, наконец, качественно иной тип парагенеза (без вулканизма), примером которого служат верхнеюрские силициты Западного Кавказа.

Вулканизм и формирование вулканогенно-обломочных пород и продуктов их преобразования. Не менее сложную картину представляет образование вулканоидных обломочных пород, развитых максимально в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Зангезура и представленных многими гранулометрическими разновидностями – от конгломератов (с примесью валунов и глыб) до песчано-алевролитовых пород. Вулканоидные обломочные породы отличаются также степенью сортировки и окатанности, а также составом цемента. Образование их связано с поступлением в бассейн значительных масс вулканического материала как при непосредственном размыве вулканических построек, так и в связи с перемещением по склонам вулканических островов вулканического пролювия – грязевых потоков, склоновых брекчий и т.д. Дальнейший перенос и сортировка этого материала в большей мере предопределяются седиментационными факторами. Сложным и разнообразным сочетанием вулканических и палеогеографических условий объясняется различие вулканоидных обломочных пород по структурно-текстурным особенностям и составу цемента. Заметим также, что наряду с окатанностью, приобретенной в бассейне или по пути к нему, округлая форма обломков может оказаться унаследованной от вулканического процесса, т.е. быть связанной с остыванием потока (глыбовые и брекчиевые лавы, кластолавы) или характером эрупции (эксплозивно-обломочные образования). Наконец, дез-

интеграция и округлость вулканического материала приобретает и при взаимодействии остывающего вулканического расплава с морской водой или карбонатными илами. Таким образом первичная дезинтегрированность вулканических продуктов ускоряет поставку в область седиментации исходного материала для формирования вулканогидных обломочных пород. Дальнейшая обработка этого материала в бассейне и его захоронение также протекают при определенном участии вулканического фактора и, в частности, при его воздействии на рельеф дна и островного побережья, динамику волноприбойных явлений.

Образование монтмориллонитовых глин и изученных вулканогенно-осадочных формациях является сложным процессом стадийного преобразования гиалокластитовых накоплений. В полной мере глинизацией охвачены хорошо отсортированные гиалокластиты алевролитовой размерности, которые содержат максимум лавокластического стекловатого компонента. В крупнообломочных разновидностях гиалокластитов, содержащих, как правило, в обилии литокластический компонент (т.е. обломки внутренней части лавовых сферондов), этот процесс затухает по мере увеличения количества нерастеклованных обломков. В пирокластических породах, которые в изученных формациях представлены, главным образом, литокластическими разновидностями, монтмориллонитизация проявлена весьма слабо. Таким образом, формирование монтмориллонитовых глин прежде всего контролируется исходным веществом — продуктами трещинного типа субаквального вулканизма. Заслуживает внимания также хорошая сохранность монтмориллонитового компонента, что, очевидно, связано с особенностями послеюрского развития Сомхето-Карабахской зоны. Это прежде всего слабое проявление третичного орогенеза и сравнительно небольшие мощности вышележащих пород. В особенности наглядно это видно на примере вулканогенно-карбонатной формации (в пределах Шамшадинского антиклинория), в которой и максимально развиты накопления монтмориллонитовых глин и частично оглиненных гиалокластитов.

Современные аналоги вулканогенно-осадочного породообразования и некоторые черты вулканогенно-карбонатных ассоциаций

В современную эпоху пространственное совмещение карбонатонакопления и интенсивного вулканизма имело место в Калибрийской и Эгейской островных дугах.

Такое же сочетание весьма интенсивно протекало в вулканической островной дуге Меланезии: Новых Гебридах, архипелаге Бисмарка, Соломоновых островах. В некоторых участках архипелага Бисмарка, сложенных коралловыми островами с вулканическим цоколем, в настоящее время действуют поля активных сольфатор и имеются подводные действующие вулканы (Энциклопедия региональной геологии мира, 1980).

Особо отметим, что подобное сравнение имеет весьма приближенный характер, так как в составе карбонатных образований Меланезии резко преобладают мощные рифы, а другие разновидности (лагунные

мергели, оолитовые и дюнные накопления и т.д.) находятся в подчиненном количестве. Между тем в верхней юре — неоме малокавказского бассейна рифы не являются главным карбонатным компонентом. В качественно иной геодинамической обстановке в плейстоцене, голоцене и в историческом периоде на Гавайском архипелаге (Ниихау, Кауи, Оаху, Мауи, частично — Молокаи, Гавайи) на фоне извержений трещинного типа имело место обильное карбонатонакопление. Это выражается не только в пространственно-смене (по латерали и разрезу) вулканических образований (лавы, вулканокластиты, а также дюны, сложенные вулканическими песками) карбонатными, но и в некотором обогащении последних вулканическими продуктами. Карбонатные накопления здесь представлены мелководными разновидностями — коралловыми рифами, рыхлыми пляжевыми и дюнными отложениями.

При рассмотрении вопросов геосинклинального карбонатонакопления в мезозое Западного и Центрального Средиземноморья и ряда районов Атлантики И.В. Хворова подчеркивает два важных обстоятельства — климатическую обстановку и пространственное размещение относительно крупных структурных зон земной коры. Карбонатонакопление очень широко было распространено в экваториально-тропическом геосинклинальном поясе и сосредоточено главным образом вдоль пассивных континентальных окраин и на внутригеосинклинальных, преимущественно вулканических поднятиях. Намного меньше карбонатных осадков в высоких широтах и там, где большое развитие имел "островодужный вулканизм" (активные континентальные окраины). В последних карбонатонакопление обычно подавлялось интенсивной терригенной и вулканокластической седиментацией, хотя в окраинной части геосинклинальных бассейнов местами формировались мощные известняковые толщи, относящиеся к приконтинентальным шельфам. Согласно И.В. Хворовой влияние вулканизма на этот процесс косвенное, проявленное главным образом через рельеф. По своим главным особенностям известняковые толщи, сформированные на внутрибассейновых вулканических поднятиях, мало чем отличаются от аналогичных накоплений, образованных на структурах с континентальной корой, где вулканизм отсутствует. "Следовательно, нет оснований привлекать вулканогенный источник для образования карбонатов" (Хворова, 1984).

В заключение отметим, что пространственно-временное совмещение двух качественно различных и независимых явлений — вулканизма и карбонатонакопления имело место почти во все геологические эпохи, начиная с докембрия вплоть до исторического периода. Оно осуществлялось в различных участках земной коры: в горячих точках, островодужных системах, внутригеосинклинальных поднятиях и протекало в условиях весьма разнообразной батиметрии: от океанских глубин до приконтинентального шельфа. Оба эти процесса, в особенности карбонатонакопление, испытали значительную эволюцию в геологической истории. В соответствии с этим изменялся и характер вулканогенно-карбонатного парагенеза.

Особо отметим, что в пределах крупных древних регионов, характеризующихся общностью литологической специализации, вулканогенно-

карбонатные ассоциации пространственно переходят в собственно карбонатные. При этом нередко оказывается, что доминируют собственно карбонатные накопления, а вулканогенно-карбонатный парагенез проявлен фрагментарно. Наглядным примером является Тавро-Кавказский регион, в котором в верхней юре максимум вулканической деятельности приходится на Малый Кавказ, тогда как в его других зонах и непосредственно прилегающих областях преобладают карбонатные накопления. Наконец, ассоциации верхнеюрских карбонатных формаций, местами содержащих в кровле красноцветные терригенные и эвапоритовые накопления, доминируют на огромных площадях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеюрский-неокомский этап, выделенный в мезозойской геосинклинальной истории развития Малого Кавказа по региональным данным (Габриелян, 1978; Асланян, 1984) в свете литологических исследований получил новый смысл и содержание. Установление типизированных рядов формаций и особенностей осадко-породообразования показало многообразие конкретных факторов, какими являются литологическая специализация эпохи и климат, подводный вулканизм, характер предшествующего этапа развития. Становится очевидной стадийность развития бассейна и седиментационно-структурная зональность, выраженная существованием следующих зон.

1. В пределах обширной Сомхето-Карабахской (Сомхито-Агдамской) зоны и Кафанского блока осадкообразование имело место на фоне интенсивного подводного вулканизма. Мелководным образованиям верхней юры-неокома, залегающим здесь на среднеюрском вулканическом основании присущи большие мощности и площадное развитие. При общем сходстве характера седиментации и состава вулканических продуктов в них заметны свои особенности.

В Сомхето-Карабахской зоне отчетливо проявлена вертикальная седиментационная зональность, отражающая структурные и климатические условия осадкообразования. Терригенная стадия (келловей) характеризуется накоплением преимущественно грауваккового материала, связанного с размывом вулканических толщ средней юры, при подчиненном значении более древних источников сноса (Алавердский и Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий). Устойчивое развитие обломочного осадкообразования было подготовлено проявлением батской фазы складчатости, с которой связано воздымание рельефа и быстрый снос материала. Воздействие синхронного вулканизма (наличие пирокластов, туффов и потоков преимущественно андезитового состава) в келловее отчетливо проявлено к юго-востоку.

Начиная с оксфорда на фоне вулканических проявлений развивается интенсивная карбонатная седиментация, присущая в верхней юре большинству зон Тавро-Кавказского региона, как и Альпийско-Гималайскому складчатому поясу в целом. Смена терригенной стадии карбонатной сопровождалась изменением климата: от умеренно гумидного - к аридному. Накапливался характерный тип мелководных известняков, состоящий из разнообразных биокластитов, оолитовых песков, микритов с фораминиферами, криноидеями, водорослями и маломощных построек, сложенных кораллами, водорослями и губками.

По мере нарастания аридизации и обособления полузамкнутых участков имела место интенсивная диагенетическая доломитизация известковых илов, проявленная максимально в кимеридже (Иджеванский синклиниорий).

Карбонатная седиментация и последующая литификация накоплений протекали на фоне вулканических процессов, продукты которых представлены, главным образом, базальт-андезитовой ассоциацией, преимущественно известково-щелочной. Следствием сочетания этих двух процессов является вулканогенно-карбонатный парагенез, отчетливо проявленный на всем протяжении Сомхето-Карабахской зоны.

Подытоживая особенности развития Сомхето-Карабахской зоны в верхней юре-неокоме, отметим, что это мелководная прибрежная зона и шельф окраинного моря с интенсивными проявлениями вулканизма. В ней сохранена литологическая, в том числе климатическая специализация эпохи, и по мере развития имеет место переход от морского мелководья к островным вулканическим поднятиям и постепенным разрастанием площадей вулканических суши в титоне-неокоме.

Породам верхней юры-неокома свойственен низкий уровень постседиментационных преобразований, соответствующий главным образом начальному и редко - глубинному эпигенезу. Это связано с небольшой мощностью вышележащих пород, выводом к поверхности в последующие эпохи отложений верхней юры-неокома в связи с ростом новообразованных поднятий.

- Наряду со сходством в общих чертах с Сомхето-Карабахской зоной Кафанскому блоку свойственна также определенная специфика развития. Это выражается в больших масштабах и разнообразии типов вулканической деятельности. Пространственная близость очагов с разным механизмом извержений приводит к смешению разнообразных по генезису вулканокластических накоплений (туфов и гиалокластитов) и вместе с тем к существенному обогащению ими карбонатных илов. Показательно также временное сокращение площади карбонатной седиментации в связи с ростом вулканических островов. Что касается состава известняков, то здесь развиты те же типы мелководных накоплений, что и в Сомхето-Карабахской зоне. В целом же по таким особенностям как состав продуктов, разнообразие типов вулканических проявлений и активный характер их воздействия на седиментацию Кафанский сегмент обнаруживает близость к современным островным дугам.

Осадочные породы Кафанского блока характеризуются хорошей сохранностью седиментационных признаков. Исключение составляет зона Зангезурского глубинного разлома, в которой известняки сильно преобразованы мраморизацией, гофрировкой, тектоническим брекчированием, а заметно слабее - наложенной (структурно-контролируемой) доломитизацией.

2. Развитие Базумской зоны, отражает переход от сублиторали к умеренным и значительным глубинам бассейна. Это выражено в особенностях вещественного состава и парагенезиса карбонатных накоплений: обширном развитии фораминиферового планктона и микрозернистого компонента со следами его распада, присутствии радиолярий и прослоев радиоляриевых кремней. Временами карбонатная седиментация

испытывала телепирокластическое воздействие вулканических очагов, расположенных к востоку – в Сомхето–Карабахской зоне, и непосредственно к югу – в пределах Цахкундского поднятия. Вероятными фациальными аналогами подобных отложений в близости от Малого Кавказа являются известняки верхнего маляма, развитые в пределах Ерзинджана (Турция). Это позволяет предполагать, что существующая в поздней юре (по-видимому, в титоне) – неокоме Базумской зоны узкая депрессия является восточным продолжением североанатолийского залива Тетиса.

Карбонатные накопления Базумской зоны испытали в последующем интенсивные преобразования, обусловленные главным образом динамометаморфизмом. По своему характеру они идентичны изменениям известняков зоны Зангезурского разлома, но обширнее развиты по площади. Обусловлено это тем, что являясь глубоководной частью титон-неокомского бассейна, эта область в альбе–допозднеконьякском времени стала ареной офиолитообразования, а затем испытала интенсивные проявления третичного орогенеза.

3. Качественно иная седиментация имела место на юго-востоке Еревано–Ордубадской зоны, где в келловее (и, очевидно, в начале оксфорда) погружениями были охвачены сравнительно меньшие площади, чем в Сомхето–Карабахской зоне. Отложения юры здесь наследуют состав основания, представленного субплатформенным комплексом осадочных образований триаса и среднего–верхнего палеозоя. Отсюда исходит кварцевый и кремнекластито–кварцевый состав терригенного компонента отложений верхней юры, указывающий на то, что он был окончательно сформирован в результате проявления нескольких седиментационных циклов. В связи с этим терригенный компонент испытал длительное химическое и механическое выветривание, что в конечном итоге привело к существенному вызреванию минерального состава. Мелководное осадконакопление в верхней юре (келловей и, очевидно, начало оксфорда) протекало в условиях спокойного тектонического режима. Характерен также низкий уровень постседиментационных преобразований. Таким образом налицо существенные различия в сравнении с предыдущими зонами как по составу осадочного компонента, условиям образования, так и в смысле разницы в стратиграфической полноте верхнеюрских отложений.

4. Изучение вулканогенно–осадочного седименто- и литогенеза позволило внести существенные дополнения по генезису неметаллических полезных ископаемых и выявить закономерности их пространственного размещения.

В качестве карбонатного сырья весьма перспективны отложения оксфорда–кимериджа Иджеванского синклинория и прилегающих участков Шамшадинского антиклинория (доломиты, мраморизованные известняки), а также неокома Кафанского антиклинория (мраморизованные известняки). Чистота карбонатных пород в отношении вредных примесей, за исключением кремнезема, обычно увеличивается по мере удаления от очагов подводного вулканизма.

Качественным сырьем являются силициты оксфорда–кимериджа Иджеванского синклинория, рекомендованные для проведения технологи-

ческих исследований с целью их возможного использования в керамической промышленности и изготовлении декоративных изделий.

5. Выявлена специфика верхнеюрского-неокомского этапа осадкопородообразования Малого Кавказа в сравнении с другими зонами Тавро-Кавказского региона.

Это прежде всего развитие интенсивного подводного вулканизма и, как следствие, возникновение разнообразных вулканокластических продуктов, подавляющих терригенный снос и способствующих формированию смешанных пород.

Показательны также изменения рельефа дна и конфигурации бассейна в связи с формированием внутрибассейновых вулканических поднятий; и, наконец, возрастание масштабов кремненакопления в связи с привносом в бассейн значительных масс кремнезема. Отметим далее умеренный характер верхнеюрской аридизации, которая ограничилась накоплением доломитовых пород и весьма локальным развитием гипсов. Между тем, позднеюрские галогенные и сульфатные накопления широко развиты как в непосредственной близости, так и на удалении от Малого Кавказа (Колхида, Предкавказье, а также Эльбурс).

Заметно также отсутствие (или возможно весьма ограниченное развитие) флиша и флишоидных накоплений.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкасумзаде М.Р. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. - Баку: Изд. АН АзССР, 1963.
- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. - Баку: Изд. АН АзССР, 1963.
- Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. - Ереван. 1981.
- Аванесян А.С. Геологическое строение и история формирования западной части Севано-Акеринского грабен-синклинория (Малый Кавказ). - Автореф. канд. дис., М., 1978.
- Агамалян В.А. Докембрий-нижний палеозой. - Геология Армянской ССР, т.5, Литология. - Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974.
- Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. - Материалы докладов П Регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму, Карпат. - Тбилиси, 1978.
- Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Цахкунянского хребта Армянской ССР. - Известия АН АрмССР, Науки о Земле, X, № 2, 1987.
- Агарков Ю.В. Литология мезозойско-кайнозойских силицитов Западного Кавказа. - Автореф. канд. дис. - Ростов-на-Дону, 1985.
- Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. - Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963.
- Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А. Юрская система. - Геология СССР, т. 43, Армянская ССР. М.: Недра, 1970.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. - М.: Недра, 1961.
- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. - Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962.
- Акопян В.Т. Меловая система. - Геология СССР, т. 43, Армянская ССР. - М.: Недра, 1970.
- Али-Заде Ак.А. Меловые белемниты Азербайджана. - М.: Недра, 1972.
- Арутюнян А.Р. Тектоника и история развития Севано-Ширакского синклинория. Автореф. канд. дис., Ереван, 1966.
- Асланян А.Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. - Ереван: Изд. АН АрмССР, 1949.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. - Ереван: Айпетрат, 1958.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4–5, 1977.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа (некоторые итоги). – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1982.

Атаева М. А. Литология и условия образования верхнеюрских карбонатных отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Дзегам-чай и Тертер). – Автореф. канд. дис., Баку, 1969.

Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Петрохимические особенности мезокайнозойских комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле № 2, 1983.

Барсегян В.Б., Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П., Торосян Р.А. Новые данные по геологии Южного Зангезура. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972.

Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. – Советская геология, № 8, 1973.

Бойко Н.И. О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья. – Литология и полезные ископаемые, № 2, 1982.

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. – М.: Наука, 1974.

Вассоевич Н.Б. К методике изучения конгломератов. – В кн.: Литология кайнозойских моласс средней Азии, т. П. – Изд. АН УзССР, Ташкент, 1956.

Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии. – Труды ВНИГНИ, вып. 207. – Тбилиси, Сабчата Сакартвело, 1976.

Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. – М.: Наука, 1984.

Вишневская В.С., Добрецов Н.Л. Проблемы кремненакопления на симпозиуме "Офиолиты, тектоника океанов и метаморфизм". – Литология и полезные ископаемые, № 1, 1985.

Габриелян А.А. Тектоническое районирование территории Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1974.

Габриелян А.А. О геотектоническом режиме Сомхетской Карабахской зоны и Кафанского сегмента в киммерийском этапе. – Изв. АН АрмССР, № 2, 1980.

Габриелян А.А. Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1985.

Гасанов Т.А. Средняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). – Баку: Изд. Элм, 1973.

Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, часть 1, Геологическое описание. – М.: Недра, 1968.

Геология СССР, т. 10. Грузинская ССР. – М.: Недра, 1964.

Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972.

Деревягин В.С., Омельченко Ю.В., Шведов В.Н. Палеогеографические условия осадконакопления в позднеюрскую эпоху на территории Предкавказья. – Тезисы докладов IУ конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1974.

Дзоенидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. – М.: Недра, 1969.

Дзоенидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. – Тбилиси: Изд. ЦК КП Грузии, 1970.

Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н. Вулканизм. – В кн.: геосинклинальная и океанская седиментация (сравнительная характеристика). – Труды ГИН, вып. 396, М.: Наука, 1984.

Казанский Ю.П. О развитии морского карбонатакопления в геологической истории Земли. – В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983.

Кикодзе Г.С. Литология верхнеюрских отложений северо-западной Абхазии (междуречье Псоу-Гега). – Автореф. канд. дис. – Тбилиси, 1970.

Кориневский В.Г. Вопросы геологии подушечных лав. – В кн. Вулканизм южного Урала. Свердловск, 1974, УНЦ АН СССР.

Коссовская А.Г. Граувакки Печорской угленосной формации. – В кн.: Граувакки. Тр. ГИН, вып. 238, М.: Наука, 1972.

Косыгин Ю.А. Тектоника. – М.: Наука, 1969.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. – М.: Наука, 1975.

Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. – Геол. и геофиз., 1973, № 8.

Лисицын А.И. Процессы океанической седиментации. – М.: Наука, 1978.

Лопадзе Е.М. Позднеюрская и раннемеловая флора Западной Грузии. – Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1983.

Лордкипанидзе М.Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса. – Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук, Тбилиси, 1985, 48 с.

Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981.

Мазарович О.А. О понятии "вулканогенная моласса". – Вулканогенно-осадочный литогенез (краткие тезисы IУ Всесоюзного семинара), Южно-Сахалинск, 1974.

Малхасян Э.Г. Юрские вулканические породы. – В кн.: Геология Армянской ССР, т. IУ, Петрография. Вулканические породы. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970.

Мандалян Р.А. О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3-4, 1964.

Мандалян Р.А., Петросов И.Х., Цамерян П.П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР. – ДАН АрмССР, т. 41, № 3, 1965.

Мандалян Р.А. О породообразующем и фациально-палеогеографическом значении водорослей из верхнеюрских отложений АрмССР. – ДАН АрмССР, т. 49, № 5, 1969.

Мандалян Р.А. Верхняя юра-неоком. – В кн.: Геология Армянской ССР, т. 5, Литология. – Ереван, 1974,

Мандалян Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. – М.: Наука, 1974.

Мандалян Р.А. О включениях карбонатных пород в шарово-подушечных лавах и их геологическом значении. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1975

Мандалян Р.А. Литологическая характеристика терригенной формации келловей северо-восточной части Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1977.

Мандалян Р.А. Доломиты Иджевана и перспективы их промышленного использования. – Гитутюн ев техника (Наука и техника, на арм. яз.), № 10, 1978.

Мандалян Р.А. Эффузивно-гиадокластитовая ассоциация в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1978.

Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры-нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). – В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979.

Мандалян Р.А. Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР). В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981.

Мандалян Р.А. О глубоководных известняках Базумского хребта. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1984.

Мандалян Р.А., Зарьян Р.Н., Степанян Ж.О. Верхнеюрские подушечные лавы юго-восточного Зангезура. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1985

Мандалян Р.А., Мовсесян М.А. О верхнеюрских монтмориллонитовых глинах Кафанского антиклинория. – Уч. зап. ЕГУ, естеств. науки, № 3, 1986.

Маслов В.П. Ископаемые известковые водоросли СССР. – Изд. АН СССР, М., 1956.

Михайлова М.В. Петрография и условия образования верхнеюрских отложений восточной части Горного Крыма. – Автореф. канд. дис. – М., 1964.

Мнацаканян А.Х. Меловые вулканические образования северной части Сомхето-Карабахской полого-складчатой зоны. – В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4, Петрография, Вулканические породы. – Изд. АН АрмССР, 1970.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М.: Недра, 1960.

Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 1, 1960.

Нисанян Г.Б. Средний–верхний палеозой и триас. – В кн.: Геология Армянской ССР, т. 5, Литология. – Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.

Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985.

Пайчадзе Т.А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений Юго-Осетии. – Тбилиси: Мецниереба, 1973.

Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, т. 3. – М.: Недра, 1975.

Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Ирана. – Изв. вузов, Геология и разведка, М., № 9, 1970.

Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Анатолии. – Изв. вузов, геол. и разв., № 2, 1972.

Паффенгольд К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. – Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния вып. 219, 1934.

Паффенгольд К.Н. Геологический очерк Кавказа. – Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983.

Полянский Б.В., Сафронов Д.С., Сиксталь Т.А. Верхнетриасовые и юрские отложения юго-восточного Ирана (Керманский район). Бюлл. М. о-ва исп. природы, отд. Геологии, т. (6),

Полянский Б.В. Палеогеография времени накопления трасово-юрских угленосных формаций Кавказско-Памирской зоны Средиземноморского пояса. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1983.

Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, № 8, 1964.

Ронов А.Б., Хайн В.И. Основные вопросы соотношения между мидментацией и тектоникой. Состояние и задачи советской литологии. – М.: Наука, 1970.

Ронов А.Б. Эволюция осадкообразования в истории Земли. – В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983.

Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. – Изв. АН СССР, серия геол. № 7, 1971.

Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. – Изд. АН АрмССР, 1979.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. – Изд. АН АрмССР, 1984.

Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977.

Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. – М.: Наука, 1977.

Стратиграфия СССР. Юрская система. – М.: Недра, 1972, 524 с.

Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 5.

Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2. – Изв. АН СССР, сер. геол. 1956, № 8.

Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород. – В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. – Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, М., 1956.

Страхов Н.М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного литологического комитета. – Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6.

Тимофеев П.П. Формации – генетически обусловленное геологическое тело. – Литология и полезные ископаемые, № 3, 1981.

Туманян Г.А. Позднемезозойская структура междуречья Дебед– и Агстев (северная Армения). – Автореф. канд. дис. – Ереван, 1975.

Формозова Л.Н. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей. – Тр. ГИН вып. 196, М.: Наука, 1968.

Хайн В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 11.

Халилов А.Г. Нижнемеловые отложения азербайджанской части Малого Кавказа. – Баку: Изд. АН АзССР, 1959.

Халилов А.Г., Алиев Г.А., Аскеров Р.Б. Нижний мел юго-восточного окончания Малого Кавказа. – Баку, Элм, 1974.

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. – В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, М.: Наука, 1963.

Хворова И.В. О принципах типизации вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.

Хворова И.В. Главные структурно-фациальные условия кремненакопления в фанерозое. – В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР. – М., Наука, 1974.

Хворова И.В. Карбонатонакопление. – В кн.: Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. – Тр. ГИН, вып. 396, – М.: Наука, 1984.

Холодов В.Н., Комарова Г.В., Лисицын А.К. К проблеме эпигенетического доломитообразования. – Литология и полезные ископаемые, № 4, 1980.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967, 404 с.

Цабадзе Н.Г. Литология верхнеюрской пестроцветной свиты Кутаисского района. – Автореф. канд. дис. – Тбилиси, 1970.

Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. – М.: Наука, 1977.

Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э.В., Сибашвили Г.С. Литология и вопросы генезиса верхнеюрско-мелового флиша Шовско-Пасанаурской подзоны системы южного склона Большого Кавказа. – Труды Геологического ин-та ГССР, новая серия, вып. 59. – Мецниереба, 1978.

Чихрадзе Г.А. Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дзмуиской полосы. – Автореф. канд. дис. – Тбилиси, 1956.

Чихрадзе Г.А. О характере обломочного материала юрских и нижнемеловых отложений южного склона Большого Кавказа. – В сб.: Вулканизм и литогенез. – Тбилиси: Мецниереба, 1981.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. - М.: Наука, 1965.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. - Гостопиздат, 1953.

Сихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), т. 1. - Баку: Изд. АН АзССР, 1964.

Сихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. - Баку: Изд. АН АзССР, 1966.

Сихалибейли Э.Ш., Аллахвердов Г.И., Казинцева Л.И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. - Изв. АН АзССР, серия наук о Земле, 1980, № 3.

Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк. - В сб.: Граувакки. - Тр. ГИН, вып. 238, - М.: Наука, 1972.

Энциклопедия региональной геологии мира (западное полушарие). - Л.: Недра, 1980.

Яншин А.Л., Казанский Ю.П., Николаева И.В. Проблема эволюции осадочных процессов. - В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. - М.: Наука, 1983.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Об эволюции осадочных формаций в геологической истории. - В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. - М.: Наука, 1983.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. - М.: Недра, 1970.

Bergougnan Structure de la Chafne pontigue dans le Haut-Kelkit (Nord-est Anatolie). "Bull. Soc. Geol. France, v. 18, N 3, 1976.

Brinkmann Geology of Turkey. Stuttgart, 1965.

Davies Thomas A., Supko Peter R. Oceanic sediment and thier diagenesis, some examples from deep-sea drilling. Journal of sedimentary Petrology, 1973, v.43, N 2.

Garrison R.E., Fisher A.G. Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. - Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1969, N 14.

Garrison R., Hein I., Anderson T. Lithified carbonate sediment and ceolitic tuff in basalts. Mid-Atlantic Ridge. Sedimentology, v.20, N 3.

Garrison R.E. Space-Time Relations of Pelagic Limestoes and Velcanic Rocks, Olympic Paninsula, Washington Geological Society of American Bulletin, v.84, february 1973.

Mandalian R.A. Upper Jurassic-Neocomian Formations and Sedimentation in the Armenian SSR (Miner Caucasus). Abstracts 6-th European Regional Meeting 1985 Lleida. Spain 266-269.

The Geology of the Lower Haraz velly Area, Central Alborz, Iran by Peter Ernst Sussli. Geological Survey of Iran, Report N.38, 1976.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава 1. Геологический очерк юры-неокома Армении и вопросы литолого-формационного анализа	6
Глава 2. Формации келловея	17
Терригенная формация Сомхето-Карабахской зоны	17
Терригенно-карбонатная формация Вайкского антиклинория . .	29
Глава 3. Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-неоком) Сомхето-Карабахской зоны	37
Глава 4. Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация (верх- него оксфорда-среднего валанжина) Кафанского антиклинория .	73
Глава 5. Формации неокома	101
Известняковая формация неокома Кафанского антиклинория . .	101
Известняковая формация неокома Базумского антиклинория . .	116
Глава 6. Условия седиментации Малого Кавказа в верхней юре- неокоме и сравнительная характеристика сопредельных облас- тей Тавро-Кавказского региона	128
Глава 7. Основные черты вулканогенно-осадочного пороодообразо- вания	153
Заключение	161
Литература	165

Роланд Ашотович Мандалян

**ВЕРХНЕЮРСКИЙ-НЕОКОМСКИЙ СЕДИМЕНТО-
И ЛИТОГЕНЕЗ АРМЕНИИ**

Редактор издательства И. Г. Апкарян

Художник А. М. Цатурян

Тех. редактор Р. Х. Геворгян

Корректор К. Г. Канканян

Набрано на наборно-пишущей машине
оператором Г. О. Погосян

ИБ № 1552

Сдано в производство 20.10.1989 г.

Подписано к печати 17.10.1989 г.

ВФ 04213. Формат 70 x 108 1/16.

Бумага № 1, офсетная печать.

Печ. л. 10,88 + 4 вкл. Усл. печ. л. 16,28.

Учетно-изд. л. 12,7. Тираж 500.

Зак № 951 Изд. № 7640. Цена 2 р. 60 к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна 24 г.

Типография Издательства АН АрмССР, 378310,
г. Эчмиадзин.

2 р. 60 к.

5247