

ГЕОЛОГИЯ

Л. В. Когошвили

Верхнемеловые отложения в верховьях рек Сейдлара
и Урумбосара

Летом 1952 года нам представилась возможность провести геологические наблюдения к северо-востоку от озера Севан в приграничных частях Армении и Азербайджана, в верховьях рек Сейдлара и Урумбосара. В этой статье мы главным образом останавливаемся на геологическом строении этого района и стратиграфии верхнемеловых отложений.

Район, ограниченный с севера р. Сейдлар и с юга р. Урумбосар, в основном складывается интрузивной офиолитовой формацией, прорвавшей вулканогенно-осадочную толщу. Последняя сохранилась в интрузивном массиве в виде более или менее крупных островков и ксенолитов, вытянутых в широтном и близком ему направлениях. Из северной периферии района вулканогенно-осадочные породы составляют левый склон долины Сейдлара (верхнюю его часть), переходя на правый берег реки южнее горы Кепюр. В южной части района обрывки этих отложений вытянуты от перевала Зод к юго-западу. Будучи распространены в северной части района в возвышенных частях рельефа на южной периферии, они гипсометрически спускаются значительно ниже и здесь по берегу долины Тахта-су вместе с прорвавшими их изверженными породами скрываются под трансгрессивной терригенно-карбонатной свитой, наиболее молодой из меловых отложений района.

Замеры залегания, которые удалось произвести, показали северное падение для северной группы останцев и южное для южных. Это позволяет говорить о внедрении офиолитов в антиклинальную структуру, сложенную вулканогенно-осадочными образованиями.

В состав вулканогенно-осадочной толщи района входят известняки, мергели, песчаники (кварцевые, граувакковые), конгломераты, брекчии и пластующиеся с диабазами и порфиритами и их пирокластическими образованиями.

В окрестностях перевала Зод вулканогенно-осадочный комплекс представлен в нижней части кремнистыми известняками и кремнями пестрой, желтовато-коричневой и дымчатой окраски, иногда с обложочной текстурой, и красными и розовыми пелитоморфными известняками с отпечатками неопределимых пектенид, по своей окраске напоминающими туронские (к которым они долгое время причислялись). Выше следует чередование диабазов, диабазовых туфов, туфоконгло-

мератов, песчаников и миндалекаменных порфиритов с ксенолитами известняка.

Подобный разрез или отдельные его части более или менее полно повторяется и в других останцах вулканогенно-осадочной толщи в офиолитовом массиве, в зависимости от степени их проплавления последним.

Ниже приводится петрографическое описание наиболее характерных пород описываемой толщи.

Красный известняк имеет мелкозернистую, реже кристоллическую структуру. В первом случае карбонат образует изометрические кристаллы, промежутки между которыми заполнены лимонитом. Порода прорезается прожилками кварца и кальцита. Иногда кварц участвует в породе в виде мелких зерен и алевритовых частиц. Встречается рудный минерал в виде сферолитов.

Местами карбонат значительно окварцован, например, на правом берегу Сейдлара, где кварц образует мелкие прожилки и скопления мелких кристаллов. В кристаллах карбоната имеется примесь мелких зерен рудного минерала. Породы в некоторой мере обогащены и глинистыми частицами.

Туфопесчаник состоит из обломков диабазов, порфиритов, кусков основной массы гнаупилитовой структуры, округлых обломков кварцита, кварца и плагиоклаза, иногда пироксена. Цемент пелитовый с карбонатом и хлоритом.

Кварцевый песчаник в шлифе состоит из преобладающего количества обломков кварца. В меньшем количестве встречаются обломки плагиоклаза, чешуйки мусковита и хлорита, редко обломки основных эффузивных пород, участвует рудный минерал и единичные зерна апатита и циркона.

Граувакковый песчаник отличается преобладанием хорошо окатанных обломков основных эффузивов (диабазов и порфиритов), значительно хлоритизированных и сосюритизированных; в меньшем количестве в нем встречаются обломки кварца и эпидота; встречаются также чешуйки хлорита и биотита, зерна карбонатных и рудных минералов. Цемент карбонатно-хлоритовый с примесью пелито-алевритовых частиц.

Брекчия состоит из обломков пелитовых и измененных основных порфиритовых пород. Встречаются обломки кварца. Цемент карбонатный.

Иногда встречаются вулканические брекнии в сложении которых принимают участие песчаник, кварцит, кварц, плагиоклаз. Цементирует измененная лава. В цементе присутствуют серицит и хлорит.

В толщу вулканогенно-осадочных отложений почти повсеместно в виде крупных и мелких глыб включены мраморизованные рифовые известняки. На левом берегу Сейлара их выходы выделяются среди темных пород в виде белых скал. Почти все они занимают один уровень по склону, что указывает на приуроченность их к од-

ному стратиграфическому горизонту. Ряд подобных останцев виден и у Зодского перевала, откуда они спускаются к юго-западу в долину Тахта-су.

Фауны в останцах известняка не удалось найти, только однажды вблизи перевала Зод была встречена бокаловидная форма, напоминающая рудист.

В шлифе известняк состоит из мелких кристаллов карбоната, органического детритуса, пелитового вещества и хлорита. Остатки организмов являются центрами сгущения пелитового материала.

Прорывая и оплавляя вулканогенно-осадочную толщу, офиолитовый интрузив умеренно изменяет ее в контакте, образуя неширокие зоны озмеевикования, хлоритизации и реже пренитизации.

Обычно наблюдается дробление и рассланцевание этих пород в стыке с интрузивом. Более интенсивному рассланцеванию вулканогенно-осадочные породы подвергаются вдоль тектонических нарушений по правому берегу Сейдлара. Это рассланцевание происходило главным образом в широтном направлении, соответствуя основным нарушениям надвигового типа, пересекающим интрузивный массив и оплавленные им останцы вулканогенно-осадочных пород. Наиболее часто отмечающиеся элементы сланцеватости:

а₃. Падение $0-10^{\circ} < 15-25^{\circ}$.

К более поздним нарушениям уже секущим сланцеватость относятся крутые меридиональные разрывы, вызвавшие смещение полосы нижнесантонских отложений и отразившиеся в рельефе долины реки Сейдлар.

Вся эта зона тектонических смещений явилась ареной интенсивных вторичных изменений вулканогенно-осадочной толщи и прорвавших ее интрузивных пород.

Вулканогенно-осадочная свита исследуемого района, как и син-эрионичные образования присеванской зоны, по своему составу аналогична вулканогенно-осадочным образованиям юго-западной части Нагорного Карабаха и южного Курдистана, возраст которых В. П. Ренгартемом (1938—1940 гг.) и В. Л. Славным (1945 г.) был фаунистически определен как сантон [3, 4, 5, 6].

В нашем районе повидимому распространены низы этой толщи — нижний сантон — с преобладанием вулканогенно-кластических образований с ксенолитами известняка.

Верхний сантон, представленный на восточном берегу Севана конгломератами (в основании), песчаниками и песчанистыми известняками с сантонской фауной, переходящими выше в верхнесантонские известняки [8], в исследуемом районе отсутствует. Возможно, его низы обнажаются в верховьях правого притока Сейдлара, у Зодского перевала, в виде конгломерата с крупными скатанными обломками офиолитов и известняков с пелитохлоритовым цементом, залегающего стратиграфически выше пачки вулканогенно-осадочных пород нижнего сантона.

Как уже было сказано, нижний сантон с прорывающими его офиолитами трансгрессивно перекрыт в южной части исследованного района терригенно-карбонатной свитой. Выходы ее дугообразно тянутся на левом берегу Урумбосара, переходя западнее на правый его берег. Слои падают на юг и юго-запад (под углом 40° — в западной и 50° — в восточной части района), образуя южное крыло антиклинали, сложенной сантоном.

Особенно хорошо разрез терригенно-карбонатной свиты представлен по правому берегу Урумбосара, вблизи устья его крупного правого притока. Здесь на серпентинизированных габбро-диабазовых офиолитового массива залегает базальный конгломерат мощностью около десяти метров. Состоит он из мелкой (0,5—1,0 см, редко 2 см) гальки диабазового туфа, измененного диабазового известняка, кремня, мергеля. Цементом служит зеленый песчаник, местами карбонат. Выше идет песчаный глауконитовый известняк, мощностью менее одного метра, затем розовый плитчатый мергелистый известняк (~1 м), с обломками белемнителл и большим количеством острий. Еще выше залегают белые мергели, в нижней части — песчаные с отдельными зернами глауконита и иногда с зелеными галечками. По отдельностям мергели разделены сидеритовыми корочками или включают неправильной формы охристые примазки. Видимая мощность их 3—5 м. Мергели содержат большое количество иноцерам и ежей: крупные иноцерамы сосредоточены примерно в средней части этого горизонта.

Из собранной здесь фауны А. Цагарели определены следующие формы, относимые им к маастрихту:

1. *Inoceramus* cf. *pertenuis* Meek.
2. *Parapachydiscus* cf. *gollevillensis* d'Orb.
3. *Inoceramus* *regularis* d'Orb.
4. *Endocostaea* *impressa* d'Orb.
5. *Inoceramus* *balticus* Böhm.
6. *Inoceramus* cf. *salisburgensis* Tugget Kastr.
7. *Inoceramus* cf. *balticus* Böhm.
8. *Parapachydiscus* *gollevillensis* d'Orb.
9. *Diplomoceras* cf. *cylindraceus* Defr.

После перерыва в обнажении, вверх по склону выходит пачка однообразных плотных, кремового цвета мергелей, лишенных фауны. В них довольно часто встречаются лишь небольшие плоские ядра, напоминающие формой ежей-корастеров.

Аналогичная толща мергелей с конгломератом в основании вскрыта по простиранию к юго-востоку от вышеописанных отложений. Эта толща ложится на габбро-ниты и обнажена по левому берегу Урумбосара в выемке дороги. Видимая мощность отложений здесь около 200 м. В этих отложениях также встречаются плохо сохранившиеся, деформированные ядра ежей и иноцерамы.

Далее на восток по простиранию свиты опять встречаются выходы мергелей по обоим склонам долины Тахта-су. В отличие от вы-

описанных они имеют более густой кремовый оттенок и более часто содержат примазки и неправильной формы включения сидерита. В них часто можно встретить ежей и иноцерамов, имеющих облик вышеописанных, но меньшего размера. Обращает внимание обилие пластинок панцирей ехинокорисов, иногда достигающих крупных размеров.

Мергели залегают с угловым несогласием на вулканогенной толще нижнего сантона, но непосредственный контакт между ними не вскрыт.

Разрез терригенно-карбонатной свиты по левому берегу развилка правого притока Урумбосара в некоторой степени отличается от вышеприведенных разрезов по составу карбонатной толщи. Здесь наблюдается следующая картина: склон слагают мелко-кристаллические плагиоклазовые пироксениты, переходящие в краевой части — у контакта с трансгрессивной толщей в габбро-диабазы. На поверхности последних в верхней части склона залегают, полностью сходный с ранее описанным, конгломерат мощностью около 10 м. Выше идет пачка чередующихся серых известняков и зеленых глауконитовых песчаников. В основании этой пачки часто встречается послойно расположенная мелкая зеленая галечка. Выше по склону известняки обогащаются пелитовым материалом. Видимая мощность пачки известняков около 35 м.

Известняки содержат плохо сохранившиеся ядра пелиципод и реже теребратул.

Отсюда терригенно-карбонатная свита протягивается на запад на побережье озера Севан. Там, А. В. Потеряхиной (1952 г.) в базальном конгломерате этой толщи отмечалось присутствие обломков ультрабазитов. Размер гальки в этом направлении увеличивается.

В присеванской зоне и к западу от нее выделение маастрихта из верхнесенонских отложений, судя по литературным данным, делается условно, ввиду отсутствия руководящей фауны и четких границ. Приведенные нами разрезы дают возможность более точного установления маастрихтского яруса для этой зоны.

Кроме того они позволяют сделать вывод о трансгрессивном характере маастрихта, вполне согласующийся с данными по соседним областям [5, 8].

С другой стороны решается и вопрос о возрасте офиолитовой интрузии, который в противоположность существовавшему мнению [2, 7], должен быть для этого района понижен с верхнего эоцена до верхнего мела.

Этим подтверждаются также наблюдения Л. Н. Леонтьева и В. Е. Ханна в бассейне рек Тертера (севернее хребта Мыхтоян) и Акеры [1].

Вышеприведенные данные о составе базального конгломерата маастрихтского яруса указывают на образование его за счет подстилающей вулканогенно-осадочной толщи нижнего сантона. Но базальный конгломерат в большинстве случаев ложится на офиолиты, обломки которых в верховьях Сейдлара и Урумбосара в нем не встре-

чаются. Это обстоятельство не может повлиять на вывод о возрасте офиолитовой формации района. Оно лишь требует объяснения условий размытия отложений в маастрихтское время. В частности, здесь может играть роль состав размываемых образований, рельеф поверхности массива и т. д. Нам представляется, что на этот вопрос можно ответить, изучив изменение базального конгломерата этого района на запад, где в его составе появляются обломки офиолитовых пород.

Поступило 26 II 1956

Լ. Վ. Կոգոշվիլի

ՍԵՅԴԼԱՐ ԵՎ ՈՒՐՈՒՄԲՈՍԱՐ ԳԵՏԵՐԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԸ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

1952 թվականին հեղինակը երկրաբանական ուսումնասիրություններ է կատարել Սեանա լճից հյուսիս-արևելք ընկած շրջանում, Սեյդար և Ուրումբոսար գետերի վերին հոսանքներում:

Ստացված են նոր տվյալներ՝ հատկապես կավձի նստվածքների երկրաբանական կտրվածքներում հայտնաբերվել է Մասսորիխտի ֆաունա, որի հիման վրա հաստատվում է վերին կավձի նստվածքների մի մասի հասակը որպես Մասսորիխտ: Բացի այդ, որոշվում է օֆիոլիտային ինտրուզիայի հասակը, որը մինչև վերջերս ընդունված էր որպես վերին էոցենյան, իսկ այժմ իջնում է մինչև վերին կավձի — քանի որ օֆիոլիտային ինտրուզիան չի հատում վերին կավձի — Մասսորիխտի նստվածքներին և ինտրուզիայի գլխավորը հայտնաբերվել են Մասսորիխտի կոնգլամերատներում զեպի արևմուտք ընկած շրջաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, 65, № 1, 1949.
2. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армянской ССР. Междунар. Геол. Конгр. 17-ая сессия Эск. по Кавказу, ОНТИ, 1937.
3. Ренгартен В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточ. Закавказья, ДАН СССР, 29, № 5—6, 1940.
4. Ренгартен В. П. О вулканогенных горизонтах и меловых отложениях Восточ. Закавказья. Изв. АН СССР, № 2, 1949.
5. Ренгартен В. П. К стратиграфии меловых отложений северной зоны М. Кавказа. Труды Института геол. наук, вып. 149, геол. серия (№ 62), 1953.
6. Славин В. И. Стратиграфия и тектоника Центр. части Карабахского хребта. Сов. геол. сб. 6, 1945.
7. Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. Азерб. фил. АН СССР, № 4, 1939.
8. Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Труды Инст. геол. наук, вып. 123, 1950.