

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ДОКЕМБРИЙ КАВКАЗА

Древнейшие, объединяемые под общим названием «докембрийские», отложения Кавказа имеют наибольшее развитие в центральной части Главного хребта (Большого Кавказа), представляющей ныне область наибольшего поднятия. К югу от него докембрийские образования участвуют в строении изолированного Дзирульского кристаллического массива, а на Малом Кавказе они обнажаются в ряде пунктов в ядрах антиклиналей, занимая в общем незначительные площади.

В состав этих образований на Большом Кавказе входят гнейсы, разнообразные кварцево-сланцевые, кварцево-дистеновые, кварцево-силлиманитовые сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы и т. п., представляющие продукт в различной степени метаморфизованных осадочных (парасланцы) и частью изверженных (ортосланцы) образований.

Породы эти, претерпевшие в результате длительного геосинклинального периода развития указанного горного сооружения интенсивный региональный, а также контактовый метаморфизм, нередко весьма трудно отделимы от древних гранитов, в которых часто встречаются более или менее крупные ксенолиты разнообразных кристаллических сланцев.

На многих участках Центрального Кавказа кристаллические сланцы встречаются в виде остатков кровли над древними гранитоидными телами. Нередко эти останцы (ксенолиты) древних метаморфических пород сохраняют свою первичную ориентировку, согласную с таковой окружающей массы кристаллических сланцев.

Древнейшие интрузивные породы Большого Кавказа представлены ныне ортосланцами, делящимися на две резко разнящиеся группы. К первой принадлежат древнейшие, сильно измененные, огнейсованные разновидности (ортогнейсы, рассланцованные диориты), ко второй—более молодые, сохранившие свой нормальный облик, породы (конец протерозоя). В той и другой группе представлены как кислые, так и основные и ультраосновные породы, т. е. полная серия дифференциатов (И. Г. Кузнецов, 1947). Опубликованные Г. Д. Афанасьевым (1958) цифры абсолютного возраста интрузивных пород Северного Кавказа хорошо сходятся с геологическими данными.

Происхождение сланцев обусловлено в основном региональным метаморфизмом, на который наложился местами контактовый метаморфизм как древних (докембрийских) так и более молодых (средне- и позднепалеозойских) интрузий. Вследствие этого, распределение различных типов сланцев часто довольно пестрое, а отсутствие фауны весьма затрудняло их стратиграфическое расчленение.

Исходя из анализа положения кристаллических сланцев по отношению к древним магматическим телам, состава и степени их метаморфизма делались попытки зонального их разделения. Выделены следующие главные типы: силлиманитовые (силлиманитсодержащие), андалузитовые (андалузитсодержащие), гранатовые (гранатсодержащие), слюдяные, амфиболовые, хлоритовые и серицитовые сланцы, амфиболиты и мраморы; встречаются дистенсодержащие, ставролитсодержащие и некоторые другие разновидности. Наметился ряд зон метаморфизма: слюдяная, гранатовая (гранато-слюдяная), андалузитовая и силлиманитовая (близ интрузива). Эти зоны местами последовательно сменяют друг друга, хотя резких границ между ними обычно не наблюдается (С. П. Соловьев, 1964).

Характерно, что в андалузитовой зоне совершенно отсутствуют дистены (кианиты), хотя вообще дистенсодержащие кристаллические сланцы установлены в отдельных редких пунктах Большого Кавказа, например, в северо-западной его части, в бассейне рр. Кяфар и Агура (Каденский, 1956).

Другие исследователи разделяли докембрийские кристаллические сланцы по степени метаморфизма на две серии: нижняя представлена гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мигматитами; верхняя серия занимает по степени метаморфизма промежуточное положение между нижней толщей и перекрывающей их толщей метаморфических сланцев нижнего палеозоя.

В Главном хребте докембрийские образования нижней серии обнажаются широкой полосой вдоль водораздельной его части в верховьях рр. Белая, Б. Лаба и Б. Зеленчук. Переходя на южный склон, они надвинуты по так называемому Главному надвигу («надвиг Главного хребта») на отложения лейаса; на севере они ограничены зоной крупных разломов в области развития пород палеозоя.

Докембрийские отложения восточной части Центрального Кавказа изучались многими исследователями; впервые расчленены они И. Г. Кузнецовым (1947) условно на верхний докембрий (протерозой (?); Pt) и нижний докембрий (архей (?); A); кроме того некоторые исследователи склонны выделять слои, переходные к нижнему палеозою (Pt—Pz₁).

Таким образом, докембрийский возраст указанных пород обосновывался лишь их глубоким метаморфизмом, противопоставляя эти образования заведомо палеозойским, сравнительно менее метаморфизованным сланцевым свитам. С другой стороны, гальки интенсивно метаморфизованных сланцев, вместе с гальками пород нижнепалеозойской метаморфической свиты и древних гранитоидов, встречаются, начиная лишь с девона. Поэтому некоторые исследователи высказали предположение о полном отсутствии на Кавказе докембрийских образований, относя соответствующие метаморфические толщи к нижнему палеозою. Вопрос этот мог быть разрешен только в последние годы с помощью детальной геологической съемки с применением литологических методов; особое внимание уделялось породам, сохраняющим реликтовые особенности древ-

них осадков, и изучению элементов цикличности в строении толщ (Ю. Н. Потапенко, 1967).

Наиболее благоприятным районом для разработки стратиграфии древних свит Кавказа является район междуречья Кубани и Баксана к югу от Кавказских минеральных вод, где известны (бассейн р. Малка) кембрийские и силурийские породы—древнейшие из фаунистически охарактеризованных отложений кавказского палеозоя.

На основании литературных данных и личных наблюдений Ю. Я. Потапенко (1961) проанализировал эволюцию метаморфизма с позиций новой стратиграфической схемы и разделил додевонские отложения, по степени метаморфического преобразования, на шесть метаморфических комплексов: 1—комплекс пород начальной стадии метаморфизма, 2—фацции зеленых сланцев, 3—амфиболитовой фацции, 4—фацции зеленых сланцев с наложенной ассоциацией альбит-эпидот-амфиболитовой фацции, 5—комплекса альбитизированных порфиробластовых сланцев и 6—комплекс контактовых роговиков.

Впервые для указанного района были установлены разделенные длительным перерывом два этапа регионального метаморфизма; протерозойский и среднепалеозойский (нижнекаменноугольный), связанные соответственно с байкальским (или более древним) и герцинским циклами тектогенеза, а также подтверждается наличие более поздних наложенных процессов, проявившихся локально. Последние, приведшие к образованию комплексов порфиробластовых сланцев, связываются с развитием герцинского магматического очага. Абсолютный возраст мусковита порфиробластовых сланцев равен 369 ± 15 млн. лет (лаборатория ИГЕМ), что отвечает раннему карбону. Наиболее поздним был контактовый метаморфизм, связанный с интрузией северных гранитов (291 ± 15 млн. лет, по биотиту). Фронт постскладчатых метаморфических процессов определялся Пшекиш-Тырныузской шовной зоной (И. С. Красивская, 1961).

В зоне Главного хребта протерозойские (?) кристаллические сланцы протягиваются на 400 км от р. Белая на западе до р. Ардон на востоке. Единая схема их стратиграфического расчленения еще не разработана. На западе (рр. Малая Лаба-Теберда) они расчленены на две свиты (снизу вверх): 1—буульгенскую и 2—макерскую, а к востоку от Эльбруса—на три: 1—улугоранскую, 2—безинпиевскую и 3—лабарданскую.

Буульгенская свита (до 2000 м) представлена чередованием биотитовых сланцев, биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов; встречаются редкие линзы известняков (5—10 м). Это ортосланцы, только биотитовые гнейсы образовались по первично-осадочным породам.

Макерская свита (2300—3400 м) сложена зеленовато-серыми слюдяными сланцами с гнейсами; выделяются две толщи: нижняя (500—600 м) представлена тонкополосчатыми мелкозернистыми гнейсами и сланцами, верхняя (1800—2800 м)—кварцево-слюдяными сланцами с маломощными прослоями амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Уллугоранская свита (или свита гнейсов с мраморами, мощность около 2000 м) сложена мелко- и среднезернистыми слюдяными гнейсами и графитсодержащими сланцами, прорванными пластовыми телами герцинских гранитоидов. В контакте—гранат, силлиманит, андалузит, иногда кордиерит.

Безингиевская свита (2400 м) представлена кварцево-слюдяными сланцами; характерны послойные линзовидные скопления кварца. Выделяются две толщи: нижняя (2000 м)—слюдяные сланцы и гнейсы и верхняя (400 м)—амфиболиты. По р. Баксан преобладают кварцево-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы с линзовидными выделениями кварца.

Лабарданская свита представлена чередованием роговообманковых сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов и слюдяных сланцев. Имеет ограниченное развитие (р. Лабардан-су, правый пр. р. Чегема).

В возрастном отношении вышеуказанные породы расчленяются следующим образом:

Н и ж н и й д о к е м б р и й (архей, А). Развита на северном склоне и в водораздельной части Главного хребта, в верховьях рр. Кубань, Баксан, Черек Безингиевский и Черек Балкарский. Представлен глубоко метаморфизованными породами, расчлененными следующим образом (сверху вниз):

1. Лейкократовые ортогнейсы Кестанты, очковые гнейсы («тектониты») Большого Зеленчука и Большой Лабы, рассланцованные диориты Санчаро.

2. Амфиболиты лабарданской свиты и западного Карачая; биотито-роговообманковые гнейсы Ваза-хох.

3. Слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и кварцитов; гранулитовые гнейсы Куспарты; слюдяные гнейсы с мраморами и амфиболитами. Аналог уллугоранской и безингиевской свит.

Эта толща местами несогласно перекрывается породами верхнего докембрия.

Указанный комплекс пород прорывается так называемыми «серыми гранитами» («гранитами Главного хребта»—нижнекарбоновыми).

В е р х н и й д о к е м б р и й (протерозой, Рт). Обнажается главным образом на северном склоне Б. Кавказа, в междуречьи рр. Малка и Баксан и по рр. Кубань, Даут, Тызыл. Разделяется на две серии (снизу вверх)—хасаутскую и чегемскую (Ю. Я. Потапенко, 1967).

Х а с а у т с к а я с е р и я распространена в средней части Биче-сынской зоны; породы ее образуют крупную антиклиналь общекавказского направления. Представлена в общем мелкозернистыми первично-осадочными и вулканогенными породами, сохраняющими реликтовые структуры и по степени метаморфизма отвечающими фации зеленых сланцев. На южном и северном крыльях этой структуры в строении серии намечаются различия, позволяющие выделять в ней две подзоны—северную и южную. На северном крыле породы хасаутской серии несогласно перекрываются отложениями нижнего палеозоя (кембрия и си-

лура, см. ниже), интродуцированными далее к северу гранитоидами («красными»); последние слагают субстрат северо-кавказской моноклинали в районе Кавказских минеральных вод (КМВ). На южном крыле упомянутой антиклинали хасаутская серия согласно сменяется образованиями чегемской серии. В северной подзоне наиболее полный разрез серии обнажается по р. Малка, где в ее составе выделены (снизу вверх) муштинская, малкинская и шиджатмазская свиты. В бассейне р. Кубань первым двум свитам по стратиграфическому положению соответствуют джаланкольская и кубанская свиты.

Муштинская свита сложена биотит-кварцевыми сланцами видимой мощностью до 440 м.

В верховьях р. Малка в основании свиты залегает конгломерат с галькой кварца и плагиогранитов.

Малкинская свита (до 1500 м) согласно перекрывает муштинскую; выделяется сложным сочетанием пород вулканического и осадочного происхождения. Разделяется на шесть толщ (сверху вниз): 1—филлиты и известняки, 2—филлиты, 3—метаморфизованные туфы и конгломераты, 4—метаморфизованные туфы и мусковит-кварцитовые сланцы, 5—биотит-мусковит-кварцитовые сланцы, 6—роговообманковые и хлоритовые сланцы.

Для нижней части разреза характерны амфиболовые и хлоритовые сланцы, в средней преобладают порфиронды и порфиритоиды (преимущественно по туфам). В средней подзоне вулканизм завершился внедрением мелких интрузий пипабиссальных плагиогранит-порфиров. С размывом возникших в это время вулканических построек связано образование мощных линз внутриформационных конгломератов. Венчается разрез свиты толщей филлитов с прослоями мелкозернистых мраморизованных известняков.

Джаланкольская свита (600 м) развита только в бассейне р. Кубань и является вероятным, но еще не доказанным стратиграфическим аналогом муштинской свиты. Сложена мелкозернистыми кварц-альбитовыми сланцами с маломощными прослоями филлитов.

Кубанская свита (2500 м) развита в бассейне р. Кубань. По стратиграфическому положению под шиджатмазской свитой она отвечает малкинской свите Баксано-Малкинского междуречья. В составе ее выделены (снизу вверх) три толщи: 1—амфиболовых сланцев (1000 м); 2—кварц-хлорит-серицитовых сланцев (1000 м) и 3—кварцитов (500 м). Нижняя и верхняя толщи близки по составу соответствующим частям разреза Малкинской свиты, а средняя толща Кубанской свиты—в отличие от средней части Малкинской свиты сложена не вулканогенными, а осадочными породами. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы этой толщи в значительной части являются диафторитами по биотитовым и гранат-биотитовым парагнейсам. В верхней толще помимо графит-кварцевых сланцев и мраморов, характерных для малкинской свиты, присутствуют пласты кварцитов с терригенным микроклином.

Ш и д ж а т м а з с к а я с в и т а (от 500 до 1000 м) имеет широкое распространение, являясь важным маркирующим горизонтом для сопоставления разобобщенных разрезов протерозоя южной подзоны. В северной подзоне свита представлена монотонной толщей слабоизмененных мелкозернистых туффитов. Характерной особенностью толщи является параллельная отсортированная слоистость. В южной подзоне свита установлена по рр. Даут, Кубань, Малка, Гижгит и Кестанта. В этих пунктах породы свиты заметно перекристаллизованы и превращены в хлорит-альбитовые и др. зеленые сланцы; близки к туффитам. В нижней части разреза здесь появляются пластовые залежи порфиридов и порфиритоидов.

Проведенное Ю. Я. Потапенко опытное геохимическое опробование опорного разреза по р. Малка не выявило характерных горизонтов, пригодных для корреляции метаморфических толщ. Отмечено, что химический состав многих пород хасаутской серии не является показательным для деления их на первично осадочные и вулканогенные породы.

Чегемская серия развита от р. Кольтюбе (приток р. Кубань) на западе до р. Чегема на востоке. В междуречье рр. Чегем и Малка она отвечает по объему чегемской свите Д. С. Кизевальтера (1960), который ошибочно помещал ее под хасаутской. Указанный автор относит к ней и верхнюю часть комплекса метаморфических сланцев р. Кубань. С юга породы Чегемской серии по разлому контактируют со среднепалеозойскими отложениями Передового хребта.

Л. А. Варданянц (1960) настаивал на палеозойском возрасте всей осадочной толщи бассейна р. Хасаут; наблюдения Ю. Я. Потапенко (1961) решительно опровергают это заключение.

Более древний возраст хасаутской серии установлен Ю. Я. Потапенко на основании: изучения 1—внутриформационных конгломератов и 2—асимметричных складок; 3—картирования периклинального замыкания брахиантиклинальной складки в верховьях р. Малка, 4—сопоставления разрезов хасаутской серии, обнаженных к северу и к югу от массива малкинских гранитоидов.

Для чегемской серии характерна крупная слоистость параллельного типа, выраженная чередованием пород различного состава. Преобладают мелкозернистые кристаллические слюдяные сланцы и гнейсы, вмещающие местами пачки кварцитов. На больших площадях регионально метаморфизованные породы переработаны наложенными процессами натриевого метасоматоза, приведшего к нивелировке различий в первичном составе. В связи с этим более детальное расчленение серии представляет сложную задачу.

Интересно отметить, что несмотря на интенсивную альбитизацию сланцев чегемской серии, фигуративные точки их химических составов размещаются на сечениях тетраэдра П. Ниггли в поле глинистых сланцев. В то же время многие разновидности парасланцев хасаутской серии, не несущие каких-либо признаков фельдшпатизации, попадают в поле

изверженных пород, что объясняется значительной примесью вулканогенного материала.

Чегемская серия имеет довольно широкое развитие в долине р. Баксан, где она хорошо изучена Г. М. Заридзе и др. (1958). Отмечается быстрая смена состава и структуры пород, как по падению, так и по простиранию. Переход одних пород в другие в одних случаях постепенный, в других же резкий, что указывает на интенсивность процесса метасоматоза в определенных границах.

Мощность чегемской серии по р. Баксан достигает 2700 м; здесь выделяются четыре типа сланцев:—темно-зеленые хлоритовые, актинолит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и чередующиеся с ними светлые слюдяные и мусковит-кварцитовые сланцы.

По степени метаморфизма породы этой серии относятся к хлоритовым и актинолитовым образованиям фации зеленых сланцев. Петрографический и химический состав сланцев свидетельствуют о происхождении их из терригенных и частью глинисто-известковистых осадочных пород, но существенную роль в этом районе играли также основные магматические породы типа габбро-диабаз-порфиритов, а также возможно ультраосновные породы, характерные для геосинклинальных образований, хотя реликтовые структуры этих пород нигде не сохранились.

Широко развитый процесс альбитизации всюду сопровождается выпадением большого количества крупных (до гигантских) зерен апатита, что является, по автору, результатом химического взаимодействия освобождавшегося при процессах альбитизации кальция с привнесенными элементами—хлором и фосфором.

В бассейне р. Баксан к верхам чегемской серии следует отнести так называемую Аманчатскую свиту, выделенную Д. С. Кизевальтером и неправильно отнесенную им к нижнему палеозою. Представлена она кварц-хлорит-серицит-слюдяными и кварц-роговообманковыми сланцами, иногда с альбитом, гранатом и турмалином. Материнскими породами для них явились терригенные породы, основные эффузивы и их туфы и жильные образования. По ущелью р. Кестанты—аманчатская свита трансгрессивно перекрывается породами кестантинской свиты, которая, вероятно, является стратиграфическим аналогом урлешской свиты бассейна р. Малка.

По правобережью р. Баксан сланцы аманчатской свиты (и чегемской серии) являются существенной частью широко развитой здесь свиты мигматитов. Последние образованы в результате проникновения палеозойских гранитных инъекций вдоль сланцеватости материнских сланцев.

Перекрывается чегемская серия в бассейне р. Малка трансгрессивно и несогласно кембрийскими отложениями (урлешской свитой).

В целом породы хасаутской и чегемской серий образуют единый комплекс осадков и должны иметь близкий возраст; последний определяется как протерозойский по их стратиграфическому положению. Интересно указать, что в верхах хасаутской толщи, по р. Хасаут (левый при-

ток р. Малка) в менее метаморфизированных сланцах впервые обнаружена микроскопическая водоросль из рода *Pterospertopus* W. Wetzel, наиболее ранние находки которой известны из синийских отложений северо-восточного Китая и Восточной Сибири (Б. В. Тимофеев, 1962).

Выполненный Ю. Я. Потапенко формационный анализ отложений хасаутской и чегемской серий показал следующие результаты. Протерозойская формация представляет собой типичный геосинклинальный комплекс осадков. В нем выделены формации: —терригенная, вулканогенно-терригенная, карбонатно-терригенная, туфогенный флиш. Нижняя терригенная формация имеет черты сходства с аспидными геосинклинальными формациями (в понимании Н. Б. Вассоевича). В составе вулканогенно-терригенной формации выделяются три цикла осадконакопления: каждый из них начинается эффузивными и пирокластическими породами (спилито-кератофирового ряда) и завершается глинистыми осадками.

Для карбонатно-терригенной формации характерен парагенезис, представляющий фациальный ряд: глинистый сланец — глинистый (алевритистый) известняк — известняк.

Формация туфогенного флиша характеризуется ритмичной (отсортированной) слоистостью. Ритмы трансгрессивного типа, сложенные различными по зернистости породами близкого состава: туффит псаммитовый — туффит алевритовый — туффит пелитовый. Стратификация формации имеет не фациальную, а седиментационную природу.

Выявление туфогенного флиша представляет большой интерес; как известно, флишевые толщи характерны для предорогенных стадий развития геосинклиналей.

В целом формации протерозоя составляют один крупный протерозойский геосинклинальный цикл, который завершился молассами раннего кембрия. Формационный ряд близок к классическим формационным рядам палеозойских эвгеосинклиналей. Наиболее существенные отличия заключаются в отсутствии типичных аспидной и собственно вулканической формации, что, видимо, обусловлено отсутствием резких тектонических движений.

В заключение необходимо указать, что с точки зрения осадочно-метаморфогенного происхождения полезных ископаемых некоторый интерес представляют рутилсодержащие сланцы хасаутской серии.

С вулканогенными породами хасаутской серии обнаруживают тесную связь плагиогранит-порфиры р. Хасаут. Отмечен известный антагонизм в пространственном проявлении магматических и метасоматических процессов: если интрузивные тела размещены в хасаутской серии, то в чегемской широко развиты метасоматические образования (Ю. Я. Потапенко, 1967). Указанным автором выделены на р. Кубань своеобразные гранито-гнейсы, являющиеся продуктом метаморфизма гипабиссальных пород типа калиевых гранит-порфиров. Условно к протерозою отнесены небольшие тела плагиогранитов р. Даут, содержащие кварц с обильными включениями рутила. Подобный кварц присутствует в верхне-

девонских песчаниках Передового и Главного хребтов. В целом для протерозоя характерно отсутствие гипербазитов и гранитообразования.

Протерозойские интрузии имели, видимо, преимущественно субвулканический характер; образуют пластовые или штокообразные тела, сложенные плагногранит-порфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

Протерозойские хасаутская и чегемская серии не имеют достоверных аналогов на территории Кавказа. Некоторые черты сходства можно наметить между чегемской серией и кристаллическими сланцами Блыбской антиклинали Передового хребта и макерской свитой Главного хребта.

В изолированном Дзирульском массиве кристаллические сланцы еще не расчленены. Здесь докембрий представлен гнейсовидными гранитами, гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, роговообманковыми сланцами, кварцитами и филлитами, залегающими островками среди более молодых интрузивных пород (каледонских и др.). Возраст сланцев определяется условно, по отношению их к фаунистически охарактеризованным (археоциаты) метаморфическим сланцам кембрия.

Большой интерес представляют докембрийские образования западной части Большого Кавказа в зоне его погружения.

В бассейне р. Белая докембрий представлен кристаллическими сланцами, образовавшимися на счет глубокого изменения глинистых сланцев, песчаников и, возможно, мергелей. Они часто прорваны многочисленными дайками порфиритов, диабазовых порфиритов, неправильными телами диоритов и сиенитов, местами на 60—80% замещающих толщу сланцев (В. А. Мельников, 1954).

Указанные сланцы прошли, видимо, две наиболее вероятных фазы метаморфизма: 1—фазу регионального метаморфизма (с образованием стресс-минералов) и 2—наложенную фазу контактового метаморфизма (не всюду одинаково проявленную) с образованием роговиков, незначительным скарнированием и новообразованием амфиболовых минералов, граната, плагиоклаза и др.

Кристаллические сланцы пока не расчленены; среди них можно только выделить следующие чисто петрографические разновидности: 1—кварцито-слюдяные сланцы, 2—кварцито-амфиболовые, 3—кварциты и 4—амфиболиты, гипербазиты и другие глубоко измененные интрузивные образования. Разновидности связаны между собою постепенными, а также резкими переходами, в соответствии с положением вышеуказанных древних, ныне метаморфизованных интрузивных пород.

Мощность кристаллических сланцев не поддается учету; видима около 1500 м.

В междуречье рр. Лаба и Белая выделены два разновозрастных типа кристаллических сланцев: 1—образовавшиеся за счет осадочных пород и 2—обусловленные глубоким изменением кислых интрузивных образований. Сланцы первого типа отнесены к докембрию, а второго типа—к нижнему палеозою.

Степень метаморфизма при определении возраста кристаллических сланцев в условиях северо-западного Кавказа не может приниматься в расчет; более надежными являются другие факторы: анализ тектоники, вулканизма и палеогеографии.

Предположение Г. М. Ефремова (1946) о нижнепалеозойском возрасте всех кристаллических сланцев Большого Кавказа обосновывается им прорывом гранито-гнейсами метаморфических сланцев нижнего палеозоя в верховьях р. Блыбь. В. А. Мельников (1954) оспаривает этот факт, указывая, что гранито-гнейсы там зажаты между двумя сбросами в метаморфических сланцах и каких-либо следов прорыва не наблюдается. При этом им констатировано также значительное несозпадение осей складчатых структур в гранито-гнейсах и в метаморфических сланцах, что позволяет наметить перерыв между гранито-гнейсами и метаморфическими сланцами.

Ширина полосы докембрийских кристаллических сланцев с подчиненными им древними гранитоидами достигает 30 км.

Амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы (пачки от единиц до десятков и сотен метров) следует рассматривать как ортоамфиболиты-метаморфизованные эффузивы и вулканогенные образования, синхроничные вмещающим их парасланцам.

В ледниковой области в верховьях рр. Большой и Малый Зеленчук и Большая Лаба обособляется толща амфиболитов мощностью до 1000 м.

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии протерозой представлен мощной (свыше 3000 м) свитой биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Комплекс нередко прорван и местами инъецирован разновозрастными магматическими породами, почему претерпел наряду с глубоким региональным, также и существенный контактовый метаморфизм.

Далее к юго-востоку, в пределах Азербайджана, на южном склоне Главного хребта, выходы древних кристаллических пород отмечены Э. Ш. Шихалибейли (1956) в верховьях р. Кайнар-чай, у с. Шин на р. Шин-чай и в Филифлинском овраге. Представлены эти породы гранулитами, гнейсосланцами и двуслюдяными гнейсами.

Слои, переходные к нижнему палеозою, известны в области Главного хребта, в бассейне р. Ардон и на Малом Кавказе—в пределах Арзаканского и других массивов. Породы эти менее метаморфизованы; наиболее полный разрез их констатирован в Армении (район сс. Анкаван—Арзакан). Вскрыты они также бурением южнее Еревана (на глубине 500 м под палеогеном) и на Северном Кавказе (Надзорная, Нагутская и др. скважины, на глубинах 935—2100 м, под юрой или нижним мелом). Здесь древний метаморфический комплекс залегает вообще неглубоко, о чем также свидетельствует большое количество ксенолитов в гипабиссальных интрузиях Пятигорья.

На территории Малого Кавказа древнейшими породами являются метаморфические сланцы, обнажающиеся в немногих пунктах из-под вулканогенных отложений юры и верхнего мела. Встречены они в 15

пунктах, причем наибольшая площадь составляет около 2—3 кв. км, а наименьшая—сотни кв. м.

Всюду метаморфические сланцы представлены разнообразными слюдяно-кварцевыми и кварцево-слюдяными разностями за исключением выхода у с. Ковлар. Здесь констатированы (В. Е. Пахомов, 1937) плотные, местами интенсивно дислоцированные (плитчатые) или перебитые в брекчию, тонкополосчатые кремнистые сланцы, пронизанные трещинами, выполненными халцедоном и кварцем. Видимая мощность около 200 м.

Интересно отметить, что сланцы верховья р. Ахум (Гасан-су) в Шамшадинском районе Армении весьма сходны с сланцами нижней толщи Безингиевской свиты северного склона Большого Кавказа; в обоих районах представлены кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами с линзовидными выделениями кварца.

В толще метаморфических сланцев района с. Арзакан (наиболее изученном) нами (1948) были выделены следующие разновидности пород: кварцитовые, эпидотово-кварцевые, слюдяно-кварцевые, хлоритовые, эпидотово-роговообманковые, роговообманковые и известковые сланцы, амфиболиты, гнейсы, мраморы, а также мраморизованные известняки. Мраморы и известняки изредка доломитизированы. Многие разновидности сланцев соединяются между собой промежуточными разностями. Видимая мощность толщи 3—5 км. Наибольшее развитие имеют слюдяно-кварцевые и роговообманковые сланцы, амфиболиты и мраморы.

Следует подчеркнуть, что здесь среди кварцево-слюдяных сланцев нигде не констатированы специфические минералы глубокой зоны метаморфизма, как например,—силлиманит, андалузит, дистен, кордиерит и др. Толща расчленяется на ряд свит, нижняя из которых (разнообразные слюдяные сланцы, интенсивно мигматизированные) отнесена по аналогии с разрезом Дзирульского массива к верхнему протерозою—нижнему кембрию (Р. А. Аракелян, 1957). Возраст метаморфизма этих пород по данным определений абсолютного возраста, оказался юрским, что кажется маловероятным.

Меньшая степень метаморфизма древних сланцев Арзаканского (и Анкаванского) района Армении по отношению к таковым Большого Кавказа—объясняется тем, что указанный район представлял собою срединный массив, не погружавшийся со времени нижнего палеозоя.

На основании данных химических анализов различных типов сланцев и результатов микроскопических исследований установлено, что вышеперечисленные сланцы произошли из различных осадочных пород: гнейсы—из кислых интрузивов, а амфиболиты—из габбро в результате регионального метаморфизма.

На некоторых участках регионально метаморфизованные сланцы были впоследствии несколько изменены древними интрузиями, вернее, обусловленными ими контактово-метасоматическими, гидротермальными и другими процессами.

В некоторых районах Армении выходы метаморфических сланцев протерозоя-нижнего палеозоя находятся в сложных тектонических условиях (верховье р. Гергер, Степанаванский район; верховье р. Ахурян, Гукасянский район; район с. Шишкая, Басаргечарский район; район с. Татев, Горисский район; верховье р. Шамхор-чай, Азербайджан и др.). Местами они слагают участки с мелкочешуйчатым строением, почему их и считают в возрастном отношении синхроничными с вмещающими осадочными породами, принимая за продукт метаморфизма последних. Наиболее показательным в этом отношении является верховье р. Гергер, где типичные высокометаморфизованные сланцы (хлорит-серицитовые сланцы с гранатом с характерной очковой текстурой, кианит-рогово-обманковые сланцы, эпидот-актинолитовые сланцы и др.) слагают чешуи (мощность 6—10 м), чередующиеся с неизмененными песчанистыми известняками нижнего мела. Поэтому сланцам приписан тот же возраст и считаются они образовавшимися за счет туфов и песчано-мергелистых осадков, хотя такой избирательный метасоматоз является маловероятным.

В области развития кристаллических и метаморфических сланцев при шлиховом опробовании обнаружено присутствие во многих пунктах редких акцессорных минералов (шеелита, монацита и др.), золота и др.

В заключение следует отметить, что подобные вышеописанным кристаллические породы докембрия вскрыты глубокими скважинами в южной части Ставропольского поднятия (в 10 км к ЮЗ от Невинномысска), а также в районе Курской магнитной аномалии, Волгограда и Ростова на Дону (Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Мациенко Н. А., 1963).

По Л. А. Варданянцу (1960) гнейсы плато Шаукамны-сырт (верховье: правобережья р. Малка) являются аналогами очковых гнейсов архея Русской платформы; с меньшей вероятностью они могут быть сопоставлены с породами той свиты фундамента Русской платформы, которая занимает не вполне определенное положение на грани архея и протерозоя.

Институт геологических наук АН
АрмССР

Поступила 22.V.1967

Կ. Ն. ՊԱՅՅԵՆԶՈՒՅ

ԿՈՎԿԱՍԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Կովկասում մինչքրիստոսյան նստվածքներն ամենալայն տարածումն ունեն Քիլիսավոր լեռնաշղթայի կենտրոնական մասում, որն իրենից ներկայացնում է ամենամեծ բարձրացման շրջան: Ավելի հարավ, մինչքրիստոսյան նստվածքները մասնակցում են Ջիրուլի բյուրեղային զանգվածի կառուցմանը. իսկ փոքր Կով-

կասում նրանք մերկանում են մի շարք վայրերում, հիմնականում անտիկլինալների կենտրոնական մասերում, գրավելով ընդհանուր առմամբ ոչ մեծ տարածություն:

Մեծ Կովկասում նկարագրվող գոյացումների շարքին են դասվում գնեյսեր, բազմատեսակ կվարց-փալլարային, կվարց-դիոտենային, կվարց-սիլիմանիտային թերթաքարեր, ամֆիբոլիտներ, քվարցիտներ, մարմարներ և այլն, որոնք իրենցից ներկայացնում են տարբեր աստիճանի մետամորֆիզացիայի ենթակված նստվածքային (պարաթերթաքարեր) և մասամբ հրային (օրթոթերթաքարեր) ապառներ:

Երկարատև գեոսինկլինային պայմանների դարդաղման հետևանքով, ինչպես նաև ինտենսիվ ռեգիոնալ մետամորֆիզմի և կոնտակտային մետամորֆիզմի հետևանքով, երբեմն դժվար է անջատել համեմատաբար նոր և հին գրանիտոիդային գոյացումները:

Փոքր Կովկասում մինչքեմբրիի գոյացումներն հայտնի են Արզաքանի բյուրեղային զանգվածի շրջանում, Կովլար գյուղի մոտ, Հախում գետի ավազանում, Սևանի ավազանում, Ախուրյանի շրջանում և այլն: Սրանք ամենուրեք մերկանում են յուրայի նստվածքների տակը: Մինչքեմբրիի գոյացումներ հայտնաբերված են նաև Փարաքարի հորատանցքում՝ Երևանից հարավ ընկած շրջանում, մոտ 500 մ խորության վրա, պալեոգենի նստվածքների տակը:

Ամենուրեք մետամորֆային թերթաքարերը: ներկայացված են բազմապիսի կվարց-փալլարային և փալլար-կվարցային տարատեսակներով, բացի Կովլար գյուղի թերթաքարերից, որոնք ներկայացված են սիլիկահողային թերթաքարերով:

Հոգվածում բերվում են մինչքեմբրյան գոյացումների տարածման շրջանների նկարագրությունը, նրանց համեմատական հասակները և գոյացման պայմանները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Азизбеков Ш. А. Материалы к петрографии центральной части Дзирульского кристаллического массива. Азерб. фил. АН СССР. Труды геолог. инст., т. XII/63, стр. 301—345. Баку, 1939.
- Акопян В. Т., Казарян А. Г. Новые данные о метаморфических сланцах Базумского хребта в Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XXXIV, № 1, 1962.
- Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.
- Афачасьев Г. Д. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
- Афанасьев Г. Д. Новые данные по определению абсолютного возраста горных пород и минералов Северного Кавказа. В кн.: Труды Пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (1956), Москва, 1958.
- Варданянц Л. А. Новые данные по геологии бассейна рек Малки, Хасаута и Мушта (Северный Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, XIII, № 6, 1960.
- Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Кристаллические породы докембрия в южной части Ставропольского поднятия и вопрос о многоярусном строении Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 153, т. 4, 1963.
- Герасимова А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Труды ЦНИГРИ, вып. 123. Ленинград, 1940.

- Ефремов Г. М. Гранито-гнейсовая формация Северного Кавказа и ее металлогения. Ессентуки, 1946.
- Заридзе Г. М. Интрузивы Большого Кавказа и их металлоносность. Труды Груз. политехн. ин-та № 32, стр. 1—16. Тбилиси, 1954.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Парадашвили И. И., Манвелидзе А. М. Структурно-петрологическое исследование кристаллических пород бассейна реки Баксан. Эксп. МГУ и ГПИ, Тырныауз, 1958.
- Кузнецов И. Г. Докембрийские отложения Кавказа. Геология СССР, т. IX, ч. I, стр. 41—52, 1947.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Труды ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 131, № 52, 1951.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
- Кизевальтер Д. С. О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа, Труды МГРИ, т. 29, 1956.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Матер. по геол. Центр. и Зап. Кавказа, 2, Ставрополь, 1960.
- Красивская И. С. О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 138, № 3, 1961.
- Малхисян Э. Г. О генезисе и возрасте древнего метаморфического субстрата центральной части Малого Кавказа, Сов. геология, № 4, 1965.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
- Пахомов В. К. К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка долины р. Куры (Закавказье). Изв. Госуд. Геогр. Общ., т. 69, вып. 5, стр. 817—825, 1937.
- Потапенко Ю. Я. Стратиграфическое расчленение додевонских метаморфических формаций Северного Приэльбрусья. Новочеркасск, 1967.
- Соловьев С. П. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. Сов. геология, т. IX, № 8, стр. 90—91. Москва, 1939.
- Соловьев С. П. Главнейшие особенности древнейших образований Большого Кавказа. АН СССР, Труды лаборат. докембрия, вып. 19, 1964.
- Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Изд. «Техника да Шрома», Тбилиси, 1948.
- Тимофеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья, Докл. АН СССР, 144, № 1, 1962.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа, АН АзССР, Баку, 1956.