

УДК 551.762:552.512(477.9)

В. Г. ЧЕРНОВ

**О СОСТАВЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ГОРЫ
ДЕМЕРДЖИ В КРЫМУ**

Мнение о том, что Крымские горы являются лишь частью более обширной складчатой области, некогда существовавшей, было высказано еще Палласом в 1795 г. В том или ином виде это предположение разделялось всеми исследователями Крыма. Интерес к данному вопросу особенно усилился в последние годы в связи с геоморфологическими и геофизическими исследованиями Черноморской впадины и палеогеографическими исследованиями в пределах Горного Крыма [1, 2, 3, 8, 10, 11, 12, 14, 15].

Что собой представляла опущенная часть Горного Крыма, каков состав и возраст слагающих ее пород, какова структура и роль в истории развития Крыма и другие вопросы остаются до сих пор мало известными. Изучение верхнеюрских конгломератов, формирование которых связано с южной питающей провинцией, позволяет в какой-то степени ответить на некоторые из этих вопросов (именно конгломератов), так как изучение состава их обломков ведется на уровне исследования горных пород, а не минералов и поэтому позволяет непосредственно охарактеризовать петрографию питающей провинции.

Выбор верхнеюрских конгломератов района горы Демерджи не является случайным: они имеют большую мощность (до 1600 м), позволяющую проследить изменение состава по разрезу, ясные фациальные переходы в северном направлении в известняки, свидетельствующие только о южном источнике обломочного материала, а также состав галек этих конгломератов петрографически исключительно разнообразен [14].

Кроме того, в этом районе геологический факультет МГУ на протяжении десяти лет проводит студенческую практику. В процессе прохождения встает вопрос о закреплении знаний студентов по петрографии. В конгломератах Демерджи, как в музее, природой создана уникальная петрографическая коллекция горных пород. Коренные выходы многих из них не известны в современной структуре Горного Крыма. Практика работы со студентами показывает, что такая природная обстановка привлекает внимание, заставляет искать, ведет к обсуждению, спорам, способствует развитию геологического мышления и любви к выбранной специальности.

В настоящей работе предполагается рассмотреть состав конгломератов, изучение которого позволяет восстановить петрографию исчезнувшей области суши. Вопросы стратиграфии, возраста, литологии, палеогеографии верхнеюрских конгломератов района горы Демерджи рассмотрены автором ранее [13, 14, 15].

Состав конгломератов горы Демерджи давно привлекал внимание исследователей [4, 6, 7, 9, 10, 13, 14, 15, 16]. Характерная особенность рассматриваемых конгломератов состоит в том, что их состав представлен магматическими, метаморфическими и осадочными горными породами, в большинстве случаев неизвестными в современном строении Горного Крыма (табл. 1).

Обломки изверженных пород в составе конгломератов играют в общем небольшую роль, и лишь в некоторых горизонтах процентное содержание их достигает 10—15%. Они представлены гранитоидами, порфиритами, андезитами и диоритами, в эту же группу отнесена галька жильного кварца. Наибольший интерес представляют гранитоиды, коренные выходы которых неизвестны по современному строению Горного Крыма.

Гранитоиды. Обломки гранитоидов распространены лишь в верхней части толщи конгломератов и приурочены в основном к западному, юго-западному и частично к южному склонам горы Южная Демерджи. В северном направлении количество обломков постепенно уменьшается и в пределах Северной Демерджи встречаются редко. Вверх по разрезу содержание гранитоидов увеличивается до 2, а местами до 4%. Обломки гранитоидов представлены хорошо окатанными гальками и валунами размерами от 2 до 20 см, чаще 6—8 см в диаметре. Форма обломков преимущественно эллипсоидальная, округлая или почти сферическая. Уже по внешнему виду породы ее легко можно определить как гранитоидную. Все гранитоиды обладают светло-красной, розовой или светло-розовой окраской, свежим обликом, массивной текстурой, реже встречаются с гнейсовидной текстурой и разности с признаками катаклаза. Петрографически среди них можно выделить граниты рога-вообманковые и биотитовые, мусковитовые и микроклиновые, аплиты с микропегматитовыми структурами, кварцевые порфиры, липариты и катаклазированные граниты.

Роговообманковый гранит встречается чрезвычайно редко (табл. II, 1). Основными породообразующими минералами являются микроклин, кварц, кислый плагиоклаз, роговая обманка. Акцессорные представлены апатитом и мелкокоррассеянным рудным минералом. Среди вторичных минералов присутствует серицит, хлорит и соссюритовая масса. Амфибол (6—7%) представлен роговой обманкой, плеохроирующей в зеленых и буровато-зеленых тонах. Кристаллы ее в общем призматических очертаний. Микроклин составляет 45—50% объема породы. Присутствует в виде таблитчатых, идиоморфных по сравнению с кварцем и ксеноморфных по отношению к роговой обманке зерна величиной до 2—3 мм. Кварц (20—25%) представлен зернами неправильной формы, он резко ксеноморфен, размер колеблется от 0,1 до 1 мм. Плагиоклаз (10—15%) представлен призматическими кристаллами, сдвойниковыми по альбитовому закону. Состав плагиоклаза — олигоклаз.

Биотитовый гранит, так же как и роговообманковый гранит, встречается довольно редко. Порода средне- и мелкозернистая, равномернoзернистая. Состоит из ортоклаза, микроклина, кварца, плагиоклаза, биотита, акцессорных — апатита, циркона, магнетита, вторичных — серицита и хлорита. Ортоклаз составляет 50—60% объема породы,



Таблица II (с анализатором): 1—роговообманковый гранит, x17; 2 — микроклиновый гранит, X17; 3 — микроклиновый гранит, x17; 4 — микроклиновый гранит, x50; 5 — гранит-аплит, x17; 6 — гранит-аплит, x17; 7 — гранит-аплит с микропегматитовой структурой, x17; 8 — гранит-аплит с микропегматитовой структурой, x17; 9 — кварцевый порфир, x17; 10 — кварцевый порфир, x17

слегка замутненный. Микроклин (5%) не запыленный с двойниковой решеткой. Зерна калишпата обычно наиболее крупные, достигают 3 мм. Форма зерен изометрическая и реже таблитчатая. Кварц (20—25%) ксеноморфен. Размеры его колеблются от 0,1 до 2 мм. Плаггиоклаз (до 10%) присутствует в таблитчатых, идиоморфных по сравнению с кварцем и ксеноморфных к биотиту зернах, величиной до 0,5—1 мм. Биотит — основной фемический минерал — составляет 5—6%, имеет форму чешуек, величиной до 1 мм. Структура породы гранитовая, что выражается в четком порядке идиоморфизма: биотит>плаггиоклаз>калишпат>кварц. Возраст обломков биотитовых гранитов был недавно определен калий-аргоновым методом в 210—280 млн. лет [16].

Мусковитовый гранит мелко- и среднезернистый, состоит из калиевого полевого шпата, кварца, плаггиоклаза и мусковита. Довольно обильны пертитовые прорастания альбита в калиевом полево-м шпате. Плаггиоклаз образует идиоморфные призматически вытянутые кристаллы. Состав его № 6 (альбит), резко сдвойникован. Идиоморфен только плаггиоклаз, но количество его невелико. Мусковит присутствует в виде совершенно прозрачных чешуек величиной до 1 мм, составляющих 3—5% объема породы.

Микроклиновый гранит довольно часто встречается в обломках конгломератов (табл. II, 2, 3, 4). Характерной особенностью этих гранитов является то, что полевые шпаты представлены преимущественно микроклином, который составляет 75% объема породы. Очень редко в некоторых гальках в небольшом количестве содержится кислый плаггиоклаз (олигоклаз) с полисинтетическим двойниковым строением. Кроме микроклина содержится кварц (до 15%), плаггиоклаз, мусковит и эпидот. Из рудных минералов чаще всего присутствует гематит. Почти для всех микроклиновых гранитов характерен интенсивный катаклаз. Вероятно, порода образовалась за счет интенсивного калиевого метасоматоза гранитоидной породы щелочноземельного состава нормального магматического ряда.

Гранит-аплиты являются чуть ли ни самой распространенной петрографической разностью среди гранитоидов (табл. II, 5, 6, 7, 8). Это средне- и крупнозернистые, часто порфиroidные горные породы розового цвета, лишенные темноокрашенных минералов. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плаггиоклаза и почти всегда из рудного минерала. Калиевый полевой шпат содержится в количестве от 20 до 35%. Кварц (составляющий 30—40%) присутствует в виде неправильной формы зерен. Часто внутри кварца встречаются кристаллы циркона и пузырьки газа. Плаггиоклаз (10—15%) представлен альбитом, альбит-олигоклазом (№ 10—12) обнаруживает идиоморфизм по отношению к другим породообразующим минералам. Почти всегда полисинтетически сдвойникованы. Структура аплитовая, иногда гранитовая, реже гнейсовидная. Кроме того, для аплитов очень частой структурой является микропегматитовая, состоящая из пегматитовых сростаний кварца и полевого шпата (табл. II, 7, 8). Часто эти породы несут следы интенсивного катаклаза. Вероятно, именно эти гранитоидные разности при определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом охватывают протерозой (848—1 100 млн. лет) [16].

Гранитовые порфиры резко неравномерно-зернистые, но полнокристаллические порфиroidные породы, содержащие фенокристаллы кварца и калиевого полевого шпата. Основная масса хорошо раскристаллизована и сложена кварцем, калиевым полевым шпатом, редко присутствует кислый плаггиоклаз и мусковит. Порфиroidные выделения кварца и калиевого полевого шпата достигают размеров до 6 мм. По своему рас-



Таблица III (с анализатором): 1—кварцевый порфир, х17; 2 — липарит с вкрапленниками санидина, х17; 3 — очковый гнейс, х17; 4 — диорит, х17; 5 — очковый гнейс, х17; 6—мономинеральный кварцит, х17; 7 — аркозовый гравелит, х3; 8 — аркозовые песчаники, х7; 9—оолитовый известняк с фораминиферами, без анализатора, х7; 10 — фораминиферовый верхнепермский известняк, без анализатора, х7

простраению гранитовые порфиры значительно уступают другим разновидностям.

Кварцевые порфиры (табл. II, 9, 10; табл. III, 1) светло-розовые, массивные породы порфировой структуры. На фоне мелкозернистой, плохо раскристаллизованной основной массы выделяются зерна кварца (1—2 мм). Объем порфиновых выделений по отношению ко всей породе составляет 10—15%. Основная масса кварц-полевошпатовая, сильно пелитизирована, а в некоторых разностях и хлоритизирована. Кварц в порфиновых выделениях характеризуется прямолинейными очертаниями или имеет оплавленную округлую или причудливую форму с изрезанными краями. Зерна ортоклаза и плагиоклаза имеют призматический облик с ровными краями.

Липариты светло-розового цвета с порфировой структурой, вкрапленники которых представлены санидином, кварцем и биотитом. Размер вкрапленников 1—3 мм (табл. III, 2). Общей характерной особенностью липаритов, отличающей их от кварцевых порфиров, является свежесть минералов как вкрапленников, так и основной массы, а также развитие бесцветного и стеклянноподобного высокотемпературного санидина. Текстура флюидальная и полосчатая.

Катаклазированные граниты состоят из относительно крупных зерен плагиоклаза, микроклина, имеющих неправильные ограничения их резко выраженное волнистое погасание. Как правило, эти зерна погружены в мелкозернистый агрегат, состоящий из микроклина, плагиоклаза, кварца и биотита, все зерна имеют неправильную форму, особенно характерны зерна кварца с извилистыми зубчатыми очертаниями и волнистым погасанием. Структура породы вторичная, цементная и возникла в результате раздробления средне- и крупнозернистых гранитов. Кроме того, катакластическая структура выражается в том, что зерна плагиоклаза изогнуты и частично раздроблены, отдельные зерна перемещены относительно друг друга.

Обломки пород спилито-кератофировой формации встречаются в пределах всего разреза конгломератов горы Демерджи (их содержание достигает 16%). Это магматические породы, достаточно широко распространенные в пределах Горного Крыма, возраст которых скорее всего ограничивается средней юрой. Размеры обломков изверженных пород среднеюрского возраста колеблется в основном от 2 до 24 см, нередко достигая 40—80 см в диаметре. Среди пород этого магматического ряда встречаются многочисленные типы, достаточно хорошо известные по современному строению Горного Крыма. Не описывая их, укажем на широкое распространение пород андезитового и базальтового рядов вплоть до вулканических стекол с палеотипными породами порфиритового, спилитового и керагофирового рядов с разнообразными пирокластическими типами (табл. III, 2, 4).

Обломки кварца играют значительную роль в составе конгломератов, в верхней части толщи достигая 8—10%. Кварц хорошо выделяется среди прочих литологических разновидностей галек конгломератов, что позволило в поле при отборе проб учесть все особенности его распространения. Кварц плотный, сливной, молочно-белого цвета, часто с примазками в неровностях гальки крупнозернистого розового полевого шпата, серицит-хлоритовых сланцев, зеленых кварцитов. Размеры его не превышают 4—6 см, окатанность плохая или средняя.

Обломки метаморфических пород чрезвычайно редко встречаются, иногда достигая 3—4% в верхней части толщи конгломератов. Средний размер галек изменяется от 8 до 24 см в поперечнике. Окатанность хорошая (50—75%). Метаморфические породы представлены галька-

ми биотитовых, очковых и микроклиновых гнейсов, в некоторых образцах которых можно наблюдать следы интенсивного катаклаза.

Обломки биотитовых гнейсов встречаются редко. Они имеют гомеобластическую структуру, местами переходящую в порфиробластическую. Главные минералы: микроклин, ортоклаз, кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит и хлорит. Количество биотита местами падает до нуля. Калишпаты в виде крупных (до 7 мм) подфибробластов с прорастающим кварцем. Плагиоклаз — в небольшом количестве, в виде мелких, округлых зерен с тонкой двойниковой полисинтетической структурой.

Очковые гнейсы (табл. III, 3, 5) сложены крупными до 5—12 мм выделениями калишпатов (обычно решетчатым микроклином). Кристаллы их обычно имеют розовый цвет, изометричны или слабо удлинены, вытянутые по направлению разгнейсованности породы. Мелкозернистая основная масса породы обтекает порфиробласты полевого шпата. Зерна кварца имеют обычно удлиненную, реже изометрическую форму и достигают 4—5 мм в поперечнике. Мусковит представлен редкими и мелкими (до 0,2—0,3 мм) чешуйками, ориентированными по направлению разгнейсования породы. i

Микроклиновые гнейсы обладают обычно пойкилобластовой или лепидобластовой структурой и сланцеватой, реже массивной текстурой. В состав породы входит микроклин (до 50%), плагиоклаз (до 20%), кварц (до 30%), мусковит (до 5%). Из аксессуарных минералов присутствует циркон, апатит, гранат. Вторичные изменения выражены в появлении серицита и хлорита. Микроклин образует средние (до 2 мм) ксеноморфные пойкилобласты, включающие мелкие зерна кварца и слюды. Кварц образует резко удлиненные неправильной формы прожилки. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) обычно образует ксеноморфные разных размеров (0,1—1 мм) зерна. Мусковит развит в виде мелких удлиненных листочков.

Галька **кристаллических сланцев** по размерам не превышает 10 см. Она хорошо окатана, но имеет сильно уплощенную форму. По составу среди них можно выделить кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые и кварц-хлорит-альбитовые сланцы. Кварц-хлорит-альбитовые сланцы — это светло-зеленые тонкозернистые породы, содержащие обильные (до 20%), хотя и мелкие (0,1—0,3 мм) кристаллы плагиоклаза. Основная масса чешуйчато-гранулитовая, с ярко проявленной ориентировкой частиц.

Галька кварцита (табл. III, 6) обладает хорошей окатанностью и сферичностью. Размеры их не превышают 5—6 см в поперечнике. Кварциты в общем можно охарактеризовать как почти мономинеральные-породы. Цвет их светло-серый, реже светло-зеленый. Преобладают мелкозернистые разновидности с размерами зерен 0,5—1 мм. Структура гранобластовая. Обычно хорошо выражено зубчатое сцепление зерен кварца. Минералогический состав очень простой. Кроме кварца присутствуют чешуйки мусковита, биотита или рудный минерал. Из всей толщи конгломератов было найдено несколько обломков аркозовых кварцитов, где кроме кварца присутствуют плохо окатанные зерна розового-полевого шпата, размером до 4 мм, составляющих до 15—20% объема породы.

Обломки осадочных пород представлены гальками различных конгломератов, гравелитов, песчаников, известняков, сидеритов и яшм. Обломки конгломератов и гравелитов играют значительную роль в составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи. Среди них можно выделить несколько петрографических типов: метаморфизованные кварцевые гравелиты, аркозовые конгломераты и гравелиты, известняковые

жонгломераты. Обломки конгломератов, как правило, встречаются по всему разрезу, но наибольшего количества они достигают в верхней части толщи — до 10—12%. Размеры обломков колеблются в широких пределах — от 1 до 50 см.

Метаморфизованные гравелиты встречаются редко и только в верхах толщи. Достаточно отчетливо наблюдается обломочная структура. Крупные обломки, размером до 8 мм, представлены кварцем округлой формы, но с неровными краями. Основная масса кварц-серицитовая, мелкозернистая с ясно выраженной сланцеватой текстурой. В основной массе часто встречаются хорошо окатанные зерна циркона. Структура породы бластопсефитовая.

Аркозовые конгломераты и гравелиты (табл. III, 7, 8) довольно часто встречаются в верхней части толщи. Конгломераты, как правило, мелко- и среднегалечные, иногда с постепенными переходами в гравелиты. Состоят они из хорошо окатанной гальки розовых гранитоидов, известняков или мраморов, кварцитов. Причем по количеству в них преобладают обломки гранитоидов. Цемент обильный, карбонатный.

Известняковые конгломераты составляют распространенный тип грубообломочных пород в составе рассматриваемых отложений. Обломки их иногда достигают 50 см в диаметре. Это — мелкогалечные породы, состоящие из хорошо окатанной гальки разного цвета известняков, песчаников, аркозовых конгломератов. Присутствие в них обломков аркозовых конгломератов дает основание считать их более молодыми, чем аркозовые конгломераты. Кроме того, в них встречаются обломки известняков, содержащих пермских фораминифер. Обломки песчаников слагают основную массу верхнеюрских отложений горы Демерджи. Среди них можно выделить несколько разновидностей по возрасту и составу.

Обломки **песчаников таврической серии** играют большую роль в составе конгломератов. Основная их масса слагает нижнюю часть толщи, где содержание достигает 70—85%. Процентное содержание галек снизу вверх уменьшается, размеры их изменяются в широких пределах от гравийных до валунов в базальном горизонте. Обломки плохо окатаны, угловаты. В одном из обломков песчаников была обнаружена фауна двустворчатых моллюсков: *Pseudomonotis caucasica* Witt., *Holobia* sp., указывающая на карнийский возраст песчаников.

Обломки аркозовых песчаников встречаются всюду, исключая базальную толщу. Песчаники этого типа светло-серого или светло-зеленоватого цвета, имеют кварцитовидный облик и раковистую поверхность излома. В некоторых отмечается слоистая текстура. Песчаники состоят из кварца, содержание которого колеблется от 55—70%, полевых шпатов — 25—30%. В небольших количествах встречается мусковит, биотит, сильно хлоритизированный и рудный минерал.

Обломки кварцевых песчаников встречаются в верхней части толщи, составляя около 40—45% состава конгломератов. Макроскопически песчаники серые, светло-серые, крупно- и среднезернистые породы кварцитовидного облика. В составе терригенной части этих песчаников резко преобладает кварц, содержание которого достигает 90—95%. Полевые шпаты не превышают 5—8%. Из рудных минералов присутствуют гематит и магнетит.

Обломки известняков широко распространены в составе конгломератов. Местами они слагают почти треть конгломератовых фракций. Наличие фауны позволило выделить среди них известняки верхнепермского, норийского и нижнеюрского возрастов. Обломки известняков верхнепермского возраста (табл. III, 10) были найдены в основании базаль-

ной толщи. Известняки светло-серого цвета, массивные, состоящие из раковин фораминифер. Г.Д.Киреева определила: *Parastaffella* sp., *Verbeekina* sp., *Doliolina* sp., *Tubertina* sp., *Pachyphloia* sp., *Spiroplectammina* sp., *Euelothyra* sp., указывающие на верхнепермский возраст.

Обломки известняков **норийского возраста** встречаются весьма редко. Известняк очень плотный, светло-серого цвета, с мелкими кальцитовыми жилками. В известняке присутствуют раковины брахиопод хорошей сохранности А. С. Дагисом были определены следующие формы, указывающие на норийско-рэтский возраст известняка: *Euxinella pamirensis* Dagys, *Loballa slavini* Dagys, *Oxycolpella oxycolpos* (Emm rich), *Rhaetina pygmaeformis* (Suess).

Обломки известняков нижнеюрского возраста в пределах изучаемой толщи конгломератов наиболее распространены (5—20%). Они хорошо отличаются от известняков другого возраста по характерной красноватой окраске, почти всегда переполнены остатками брахиопод и двустворчатых моллюсков. В них З.А.Антощенко определила следующие формы: *Spiriferina walcotti* Sow., *Sp. angulata* Opp., *Sp. obtusa* Opp., *Sp. alpina* Opp., *Sp. haueri* Suess, *Cirpa fronto* (Quenst.), *Pseudogibbirhynchia jurensis* (Quenst.), *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), *Rudirhynchia borissiak* (Moiss.), *Zeilleria* cf. *euxaldi* Opp., *Z. subnumismaiis* E. Desl., *Lobothiris punctata* Sow. Микроскопическое изучение известняков показывает, что они состоят из мелких обломков скелетных остатков организмов, в большинстве случаев неопределимых. Пространство между обломками заполнено микро- и мелкозернистым материалом. Текстура беспорядочная, но изредка встречается микрослоистая.

Обломки оолитовых известняков (табл. III, 9) встречаются в небольшом количестве в средней части толщи конгломератов. Размеры их от 0,5 до 2—3 мм, ядрами служат зерна кварца, реже обломки кварцитов и диоритов. Часто в центральной части оолита наблюдается не один, а два, три и пять оолитов более мелких размеров, которые охватываются одним общим кольцом или оболочкой обрастания. По мере роста величины оолита форма его становится шарообразной.

Обломки сидеритов встречаются в нижней части толщи конгломератов и происходят из отложений таврической серии.

Из приведенной выше характеристики конгломератов горы Демерджи видно, что их состав отличается большим петрографическим разнообразием и широким возрастным диапазоном. Детальное исследование позволило не только охарактеризовать различные типы пород, но и оценить количественную роль каждой петрографической разности в строении конгломератов.

Рассматривая табл. I нетрудно видеть, что из всего разнообразия галек можно выделить такие типы и ассоциации, которые характеризуют отдельные части разреза. В пределах всего разреза распространены гальки диоритов, порфиритов, песчаников таврической серии, известняки нижнеюрского возраста. Гальки же гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев слагают конгломераты верхней части разрезов. Нам представляется, что различие петрографических разностей галек в сочетании с их процентным содержанием в разрезе выражают закономерности, связанные с особенностями строения питающей провинции и с этапами эрозионной деятельности в пределах южной суши.

Наличие остатков морской фауны, а также характер ориентировки галек свидетельствует о том, что формирование конгломератов происходило в прибрежно-морских условиях в непосредственной близости от

области южной суши. Обломочный материал в основном выносился реками и частично поступал за счет абразии берега морем. Накопление большой толщи конгломератов (1600 м) шло при интенсивном прогибании области седиментации, которая располагалась рядом с областью интенсивного поднятия. Таким образом, тектонические движения в обеих областях имели различный знак, но характеризовались сопряженностью. Присутствие конгломератов в разрезе указывает на высокий рельеф питающей провинции, где преобладали процессы механического разрушения горных пород. Судя по обломкам в конгломератах, в строении суши принимали участие протерозойские, палеозойские и раннемезозойские образования. Распределение обломков по разрезу свидетельствует о том, что в целом по мере накопления конгломератов в морской бассейн поступают обломки более древнего возраста (гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев). Это обстоятельство, как нам кажется, можно объяснить тем, что в условиях (непрерывного поднятия области суши увеличивалась площадь эрозионных процессов, т. е. эрозии подвергались новые удаленные участки суши, в строении которых принимали участие более древние породы: протерозойского и палеозойского возраста. В широтном или субширотном простирании мезозойские, палеозойские и протерозойские образования последовательно сменяются с севера на юг, отражая тем самым структурные особенности южной питающей провинции [15].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В. П., Непрочно в Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. «XXI сесс. МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 10». М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочное Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. В сб.: «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука», 1966.
3. Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1947, № 3.
4. Лагорио А. Е. О кристаллических валунах, впервые найденных на Таврическом полуострове. «Тр. о-ва естествоиспыт. Варшавского ун-та», 1894—1895, т. IX.
5. Лебединский В. И., Шалимов А. И. Верхнетриасовый вулканизм в Крыму. ДАН СССР, 1960, т. 132, № 2.
6. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М., Изд-во АН СССР, 1939.
7. Мейстер А. К. Материалы по петрографии Крыма. «Изв. геол. комитета», 1908, т. 27, № 10.
8. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. «Вести. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, «Ч» 1.
9. Моисеев А. С. От Симферополя до Ялты. «Путеводитель Междунар. конгр. XVII сесс», М., ОНТИ, 1937.
10. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. М., Изд-во АН СССР, 1949.
11. Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1952, № 1.
12. Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. М.—Л., «Наука», 1966.
13. Чернов В. Г. Условия формирования верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. «Сб. НСО», 1963, № 3.
14. Чернов В. Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района горы Демерджи в Крыму. «Сб. НСО», 1963, № 4.
15. Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. «Геотектоника», 1970, № 5.
16. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. «Докл. VII конгр. КБГА», ч. III. София, 1965.

Поступила в редакцию 7.5 1968 г.

Кафедра динамической геологии