

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЙОНА РУДНИКА КОММУНАР

(восточный склон Кузнецкого Алатау)

В. Е. НОМОКОНОВ, Л. Г. ОСИПОВ

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

Данная работа посвящена геологии рудного поля Коммунар, сложенного главным образом вулканогенно-осадочными породами рифея. Вендские, нижне- и среднекембрийские отложения (рис. 1), широко развитые к ВСВ от рудника, являются более молодыми членами рифейско-кембрийской геосинклинали Кузнецкого Алатау и не могут быть поставлены на один стратиграфический уровень с древнейшими породами Коммунарского района. Описываемые ниже вулканогенно-осадочные толщи сопоставляются нами с метадиабазами белоюссской серии В. М. Ярошевича [10], юссской (пызасской) свитой Д. И. Мусатова [6]. Их рифейский возраст надежно доказывается по флоре *Newlandia*, содержащейся в вышележащей вулканогенно-терригенно-карбонатной полуденной свите [8].

По литологическому составу древнейшие породы Коммунарского рудного поля подразделяются на две разнородные толщи: диабазово-порфиритовую и вулканогенно-осадочную. Первая из них отвечает спилито-диабазовой субформации и вторая — флишоидной субформации начального этапа развития рифейско-кембрийской эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау.

Диабазово-порфиритовая толща имеет значительное распространение и составляет в основном ядро антиклинальной складки, осевая линия которой имеет близмеридиональное простирание и проходит несколько западнее гольца Подоблачного. Кроме того, выходы ее наблюдаются по кл. Федоровскому, где она выведена на дневную поверхность по Сактычульско-Федоровскому разлому. Выходы толщи узкой полосой протягиваются на юг западнее гольца Подзвездного через месторождение Калиостровское, по левому борту кл. Сактычул и прослеживаются далее до гольца Ольгинского. Значительная часть диаба-

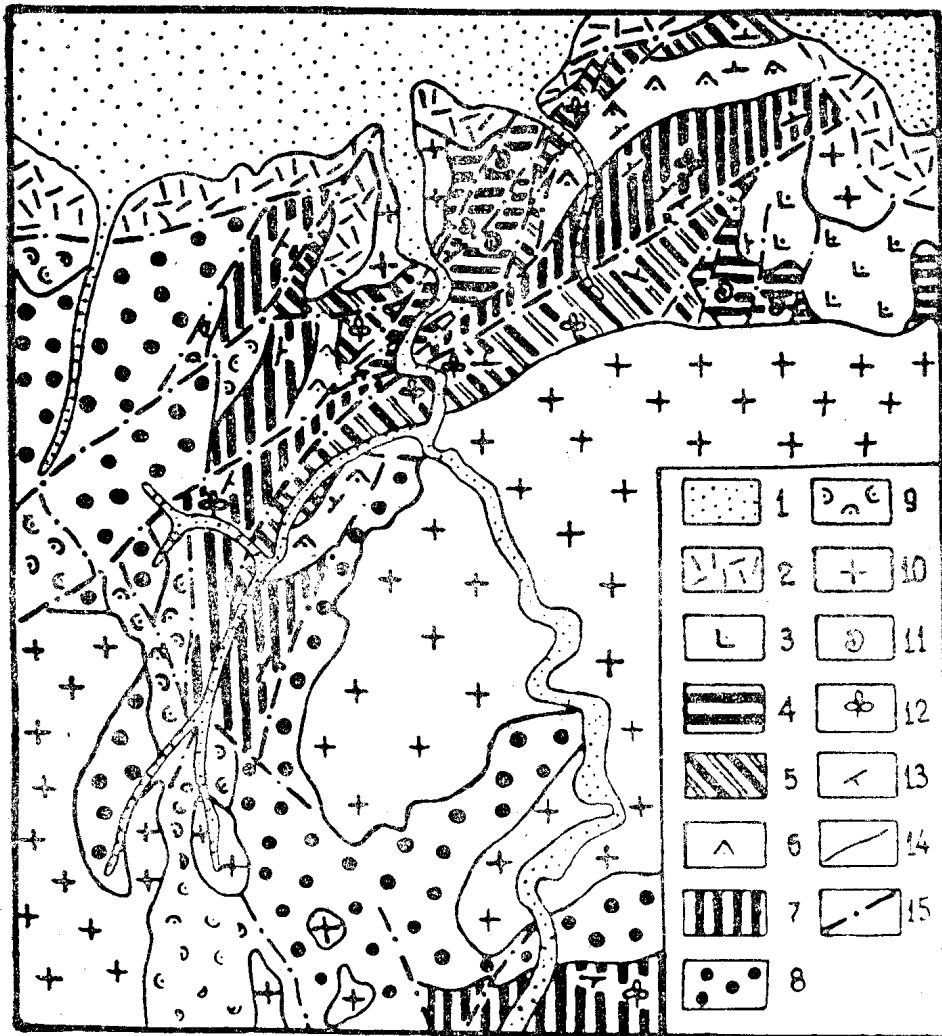


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Коммунар-Тюримского района восточного склона Кузнецкого Алатау: 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные образования нижнего-среднего девона; 3 — адезитовые порфириды кошкулакской свиты среднего кембрия; 4 — вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения нижнего и среднего кембрия (тунгужульская, колдужульская, ефремкинская, безымянная и карасукская свиты); 5 — доломиты гаржульской свиты (венд); 6 — вулканогенно-обломочные образования калбурстюгской свиты верхнего рифея; 7 — вулканогенно-терригенно-карбонатные образования полуденной свиты среднего и верхнего рифея; 8 — диабазово-порфиритовая и 9 — вулканогенно-осадочные толщи нижнего (?) и среднего рифея; 10 — гранитоиды верхнего кембрия; 11 — места сборов остатков ископаемой фауны; 12 — места сборов остатков ископаемой флоры; 13 — элементы залегания слоистости; 14 — стратиграфические границы; 15 — дизъюнктивы

во-порфиритовой толщ в южном направлении срезана Солгонской гранодиоритовой интрузией (рис. 2).

В северном направлении полоса выходов толщ значительно расширяется. В левом борту рч. Б. Собака породами этой толщ сложен весь водораздел между кл. Медвежьим и кл. Коровым, далее она прослеживается в верховье кл. Медвежьего и рч. Изекиюл.

Литологически толщ представлена довольно однообразными породами. Наиболее распространены диабазы, диабазовые порфириды и их туфы, а также спилиты с шаровой и подушечной отдельностью. Менее распространены туфолавы и лавобрекчии. Очень незначительную роль играют нормально осадочные образования, которые представлены

темно-серыми битуминозными мраморизованными известняками, кремнистыми сланцами, известковистыми песчаниками. Отмечаются также редкие маломощные горизонты кератофигов.

Горизонты и линзы осадочных пород приурочены к верхней части толщи, что свидетельствует о постепенном изменении тектонического режима и прерывистом затухании вулканической деятельности.

Диабазы по внешнему облику представляют собой зернистые темно-зеленовато-серые, зеленовато-серые породы типично зеленокаменного облика массивной текстуры.

Под микроскопом они обнаруживают офитовую, пилотакситовую и, очень редко, интерсертальную структуры, в той или иной степени затушеванные развитием вторичных минералов.

Состоят из сосюритизированных и карбонатизированных лейст плагиоклаза № 51—66 (до 65%), зеленой роговой обманки ($2v = -64^\circ - 68^\circ$, $C: Ng = 16^\circ$; $Ng = 1,670$); актинолита ($2v = 82 - 83^\circ$, $C: Ng = 12 - 16^\circ$, $Ng = 1,663$) в виде радиально-лучистых и спутанно-волоконистых агрегатов (до 25%). Иногда обнаруживаются реликты зерен пироксена размером 0,05—0,3 мм, относящихся к авгиту. Но, как правило, пироксен полностью замещен амфиболами, эпидотом, хлоритом. Часто проявляется зональность в замещении зерен пироксена: центральные их части сложены эпидотом, который окружен каемкой зеленой роговой обманки, которая в свою очередь обволакивается зеленым, почти изотропным, хлоритом.

Плагиоклазы обычно замещены сосюритом, карбонатом и эпидотом.

Акцессорные и вторичные минералы — сфен с лейкоксеном, апатит, магнетит, пирит.

Среди диабазов отмечаются разности, обогащенные кварцем (до 10%), приближающиеся к конгадиабазам.

Порфириды имеют постепенные переходы к диабазам. Это темно-зеленовато-серые порфировые породы, часто с миндалекаменной текстурой. Порфировые выделения составляют 5—15% объема породы и представлены обычно сосюритизированным и карбонатизированным плагиоклазом № 48—54, редко отмечается пироксен, нацело замещенный зеленой роговой обманкой и хлоритом.

Основная масса представлена сложным комплексом вторичных минералов (кварцем, хлоритом, карбонатом, альбитом) и реликтами микролитов сосюритизированного плагиоклаза.

Акцессорные минералы — апатит, магнетит, пирит. Миндалины имеют овально-округлую форму размером 1—20 мм. Выполнены черным и белым кальцитом, хлоритом, актинолитом, халцедоном.

Спилиты представляют, как правило, миндалекаменные породы темно-серого и зеленовато-серого цвета с подушечной или шаровой отдельностью.

Под микроскопом наблюдается флюидально-микролитовая структура. Микролиты альбита погружены в войлокообразную массу, состоящую из кварц-карбонат-эпидот-хлоритового комплекса, являющегося продуктом раскристаллизации стекла (?). Отмечается также амфибол, часто замещающийся магнетитом и хлоритом. Миндалины чаще имеют овально-округлую и веретенообразную форму, заполнены кальцитом, хлоритом, халцедоном, актинолитом, эпидотом.

Лавобрекчи и туфолавы пользуются спорадическим распространением. Состоят из оплавленных обломков лав, лапиллей, бомб и других продуктов выбросов вулканических аппаратов. Этот пирокластический материал цементируется лавой того же состава, в которой отчетливо наблюдаются следы течения. Характерна эпидотизация

туфолав, которая наблюдается в виде пятен размером от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Как уже отмечалось, в верхней части диабазово-порфиритовой толщи появляются маломощные линзы и горизонты (до 10–15 м) нормально осадочных пород — известняков, кремнистых сланцев, песчаников, которые совершенно аналогичны таковым вышележащей вулканогенно-осадочной толщ.

Положение диабазово-порфиритовой толщи в разрезе устанавливается вполне определенно, она подстилает верхнюю вулканогенно-осадочную толщу (рис. 2). Это доказывается бурением многочисленных скважин в центральной части рудного поля, которые пересекают вулканогенно-осадочные образования и субпластовые тела габбро-диоритов, и под ними вскрывают диабазово-порфиритовую толщу. Подстилающее положение последней также подтверждается по разрезам вдоль дороги рудоуправление — Верх. Стан, а также в левом борту рч. Б. Собака против устья кл. Федоровского, где диабазовые порфириды ясно перекрываются осадочными и пирокластическими породами. Взаимоотношения двух толщ также вскрыты рядом канав при производстве геолого-структурной съемки. Так, севернее гольца Подзвездного миндалекаменные порфириды контактируют с туфосланцами верхней толщи, падение контакта на восток под углом 42° . На контакте наблюдается небольшая (до 3 м) зона межформационного рассланцевания, по которой, вероятно, происходили послонные скольжения.

На западном склоне г. Подоблачного, в вершине кл. Брагинского устанавливается погружение диабазово-порфиритовой толщи на запад под туфы и туфопесчаники вулканогенно-осадочной толщи. Угол падения составляет 30° . К северу контакт двух толщ тектонический. На контакте двух описываемых толщ отсутствуют какие-либо следы перерыва в осадконакоплении, обычно порфириды перекрываются сланцами или туфами без видимых следов размыва. Падение слоистости в горизонтах осадочных пород в диабазово-порфиритовой толще, а также многочисленные замеры структур течения согласуются со структурой верхней вулканогенно-осадочной толщи, что свидетельствует о их согласном залегании. Видимая мощность диабазово-порфиритовой толщи в районе рудника Коммунар не менее 1000 м.

Вулканогенно-осадочная толща известна в литературе как унгурская свита [6, 7]. Весьма разнородна по литологическому составу. Характерной особенностью ее является ритмическое строение и фациальная невыдержанность по простираанию отдельных слоев и ритмов. Чаще всего наблюдается нормальная, реже обратная ритмичность.

Обычный ритм состоит из следующих элементов (снизу вверх): туфоконгломераты (иногда туфобрекчии) — туфогравелиты — туфопесчаники — туфоалевролиты — кремнистые и туфогенные сланцы — мергели — известняки. Удельный вес различных пород различен, но в общем наблюдается некоторое преобладание крупнообломочных и псаммитовых пород. Часто прямой ритм переходит в обратный, известняки вверх по разрезу сменяются сланцами — алевролитами — песчаниками — туфобрекчиями или туфоконгломератами и т. д. Нормальная мощность ритмов весьма непостоянна как в разрезе, так и по простираанию от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Внутри макроритмов часто отмечаются микроритмы. Очень часто имеют место незаконченные ритмы, которые чаще всего обусловлены изливанием маломощных потоков порфиритовых лав. Значительным распространением среди толщи пользуются кислые эффузивы и их туфы.

Вулканогенно-осадочная толща прорывается интрузией габбро-диоритов, субпластовые тела которой тяготеют, главным образом, к контакту двух толщ. К габбро-диоритовым телам пространственно приуро-

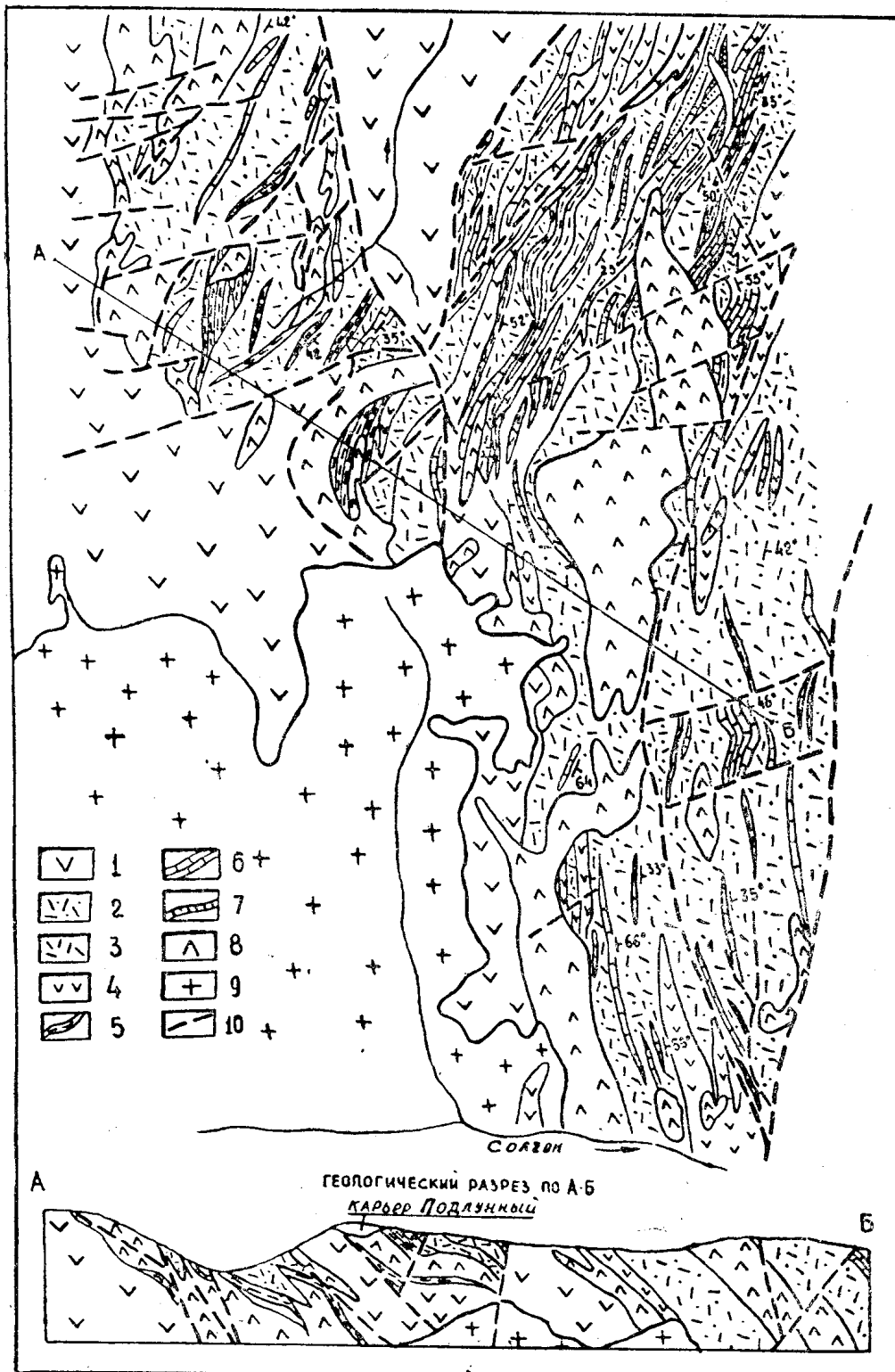


Рис. 2. Геологическая карта рудного поля Коммунар (составили Л. Г. Осипов, А. Ф. Коробейников). Условные обозначения: 1—диабазово-порфиритовая толща (зеленскаямские диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, туфо- и лавобрекчи); 2—вулканогенно-осадочная толща (туфы основных и кислых эффузивов и продукты их перемыва) с горизонтами кератофиров и кварцевых порфиров (3), порфиритов (4), туфопесчаников (5), битуминозных известняков (6), туфопесчаников (7); 8—габбро-диориты и диорит-диабазы Буйского комплекса верхнего претерозоя; 9—гранитоиды верхнего кембрия—ордовика (Солгонский плутон); 10—дизъюнктивы

чены все главные золоторудные месторождения рудного поля. Ниже приводим краткую характеристику пород толщи.

Кератофиры. Ранее считалось, что на рудном поле широкое развитие имеют кератофиры, которые объединялись в спилито-кератофировую формацию. Однако детальным картированием площади рудного поля, а также анализом разрезов по данным буровых скважин и подземных выработок устанавливается сравнительно незначительное развитие этих пород. В эту категорию пород обычно включались все тонкозернистые и афировые светлоокрашенные породы, так как без микроскопического изучения иногда невозможно отличить кератофиры от их туфов, фельзитов и фельзит-порфиров, а также некоторых метаморфических и гидротермально измененных пород. Кератофиры представляют собой светло-зеленовато-серые, желтовато-серые кварц-полевошпатовые породы с порфировой и микропорфировой структурой и с плотной литоидной основной массой. Порфировые выделения представлены калишпатом, альбитом и серицитизированным олигоклазандезином. Основная масса плотная, роговикоподобная, микрофельзитовая, сферолитовая или гранобластическая. Состоит из альбита, побуревшего калишпата, кварца и вторичных минералов — хлорита, серицита и карбоната, иногда встречается вторичный эпидот и амфибол. Содержание кварца неравномерное, иногда он появляется в значительных количествах даже в фенокристаллах и обуславливает постепенные переходы в кварцевые кератофиры.

Фельзиты пространственно ассоциируют с кератофирами. Это светло-серые, иногда желтоватые афанитовые породы, часто с полосчатой текстурой. Под микроскопом видна однородная микрофельзитовая и микропойкилитовая структура, реже отмечаются микропорфировые структуры. Состоят из щелочного полевого шпата (50—60%) и кварца (40—50%) с примесью вторичных минералов — чешуек хлорита, серицита, амфибола и карбоната. Распространены весьма ограниченно.

Порфириты относятся к роговообманково-плаггиоклазовым разностям и слагают невыдержанные (до 50 м) покровы и линзовидные залежи среди вулканогенно-осадочных пород. Обладают серой и темно-серой окраской с едва заметными порфировыми выделениями плаггиоклаза и роговой обманки. Под микроскопом видна порфировая или бластопорфировая структура. Фенокристаллы размером 0,3—2 мм представлены андезином № 35—40 и опациитизированной роговой обманкой, погруженных в бластомикрозернистую основную массу. Последняя состоит из карбонатов, хлорита, микролитов плаггиоклаза и единичных зернышек кварца. Плаггиоклаз обычно замещается агрегатом серицита и сосюрита, карбонатами, роговая обманка — магнетитом, хлоритом, карбонатом. По границам зерен роговой обманки часто наблюдаются каемки магнетита.

Туфоконгломераты и туфобрекчии занимают доминирующее положение в разрезе. Наблюдается некоторое возрастание их роли в разрезе по мере движения на юг к участку Солгон, где они слагают до 80% разреза. Представлены кристалло-литокластическими, литокристаллокластическими и реже витро-кристаллокластическими разностями. В большинстве случаев туфы имеют смешанный состав и состоят из обломков кератофиров, кварцевых кератофиров и порфиритов. Отмечаются обломки кристаллов андезин-лабрадора (№ 45—56) наряду с большим количеством обломков кварца и щелочного полевого шпата. Размер обломков колеблется в широких пределах, от долей сантиметра до 1—2 см. Кристаллокластические и витрокластические разности туфов имеют более выдержанный средний состав, близкий к составу плаггиоклаз-роговообманковых порфиритов. В туфах и туфобрекчиях встречаются многочисленные обломки нормально осадочных пород, из

которых резко преобладают сланцы и алевропелиты. Цементом является мелкообломочный пирокластический материал или вулканическое девитрифицированное стекло. Туфы имеют самые постепенные переходы в туфоконгломераты, туфопесчаники и туфосланцы, а от них к нормальным песчаникам и кремнистым сланцам.

Туфопесчаники и песчаники. Распространены крупно-средне- и мелкозернистые разности с постепенным переходом, с одной стороны в гравелиты, с другой — алевропелиты и туфосланцы. Состоят из угловатых более или менее окатанных обломков эффузивных пород, кристаллов кварца, полевого шпата. Цемент, как правило, базального типа, глинистый, кремнисто-глинистый, пеплово-глинистый. Среднее соотношение обломочного материала к цементу 1 : 2. Цемент песчаников повсеместно подвержен вторичным изменениям с образованием серицита, хлорита, карбонатов и амфибола.

Алевропелиты и туфосланцы — тонкозернистые слоистые или сланцеватые породы, слагающие линзообразные тела различной мощности, от сантиметров до десятков метров. В них часто заключены многочисленные линзочки и прослойки непереотложенного пирокластического материала. Туфосланцы обычно тонкослоистые, нередко включают прослойки пузырчатых порфиритов. Внутренняя структура сланцев и алевропелитов очень сложна в результате пластических деформаций внутри слоев и пачек.

Минеральный состав пород — обломочки кварца, полевых шпатов, глинистый материал, вулканический пепел и вторичные продукты изменения — карбонаты, хлорит, серицит. В обилии иногда отмечается сингенетичный пирит, обычно приуроченный к границе слоев, различающихся крупностью зерна.

Кремнистые и кремнисто-углистые сланцы пользуются гораздо меньшим распространением. Представляют собой микрозернистые, свегло-серые, голубовато- и коричневатосерые или темно-серые породы со сланцеватой или полосчатой текстурой. Под микроскопом слоистость выделяется отчетливо или по минеральной сортировке, или по крупности зерна. Основным минералом является кварц, наблюдаемый в виде угловатых или слабо окатанных зернышек. Встречаются также серицит, карбонаты, хлорит. Сланцы сильно пиритизированы. Отмечаются разности сланцев с преобладанием глинистого материала, в котором наблюдается примесь халцедона.

Известняки залегают в виде линз, тесно переслаиваясь с кремнистыми сланцами. Типичными являются черные и темно-серые «искристые» битуминозные разности. Лишь в одном случае, на восточном склоне гольца Подзвездного, были встречены кремнево-серые кристаллические известняки, залегающие среди сланцев. Структуры известняков мелко-или среднезернистые, реже крупнозернистые. Иногда в виде гнезд встречаются крупнокристаллические разности с размером зерен черного кальцита до 3 см. Под микроскопом породы обнаруживают гранобластовую структуру и состоят из зерен кальцита размером от 0,08 до 2—3 мм, сцементированных контактным глинисто-карбонатным материалом. Цемент нередко отсутствует совсем и известняки представляют собою чистые мраморы.

Из вышеприведенной петрографической характеристики пород видно, что вулканогенно-осадочная толща сложена пирокластическими продуктами вулканической деятельности или непереотложенными, или в какой-то степени перемытыми и отсортированными. При этом наблюдается тесная ассоциация продуктов кислых и среднеосновных эффузивов, причем последние резко преобладают. Видимая мощность описанной толщи в пределах рудного поля составляет не менее 800—900 м. В районе гольца Унгур, к югу от рудного поля, описываемая вулканогенно-

осадочная толща имеет мощность около 1 км. Общая же мощность вулканогенно-осадочных формаций района рудника Коммунар, лежащих заведомо ниже слоев с *Newlandia* (см. рис. 1), определяется цифрой не менее 2 км.

Петрохимические особенности вулканогенных пород описываемых толщ и субинтрузивных тел габбро-диорит-диабазового комплекса были освещены ранее одним из авторов данной статьи (5). По химическому составу, геохимическим особенностям и составу акцессорных минералов устанавливается тесная пространственная и генетическая связь вулканогенных пород описываемых формаций и субинтрузивных тел габбро-диорит-диабазового комплекса. Последнее еще раз доказывает, что заложение рифейско-кембрийской эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау началось с формирования спилит-кератофировой формации в составе спилито-диабазовой и флишоидной субформаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. ТГУ, т. 102, 1948.

2. С. С. Ильенок. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау. Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд. «Наука», 1965.

3. Г. А. Иванкин; И. И. Коптев, В. Е. Номоконов, В. А. Шипицын. К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау. Матер. по минерал., петрогр., полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края. Изд. ТГУ, вып. 3, 1965.

4. Б. Н. Красильников, Е. Д. Сулиди-Кондратьев. О положении юсской и потехинской свит в стратиграфическом разрезе кембрия Батеневского кряжа. Матер. ВАГТ, вып. 5, 1959.

5. А. Ф. Коробейников, Л. Г. Осипов. Древние диоритоидные интрузивные породы Коммунарского рудного поля и некоторые вопросы их золотоносности. Изв. ТПИ, т. 135, изд. ТГУ, 1965.

6. Д. И. Мусатов. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Докл. о совокупности выполн. работ, представл. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук, Красноярск, 1966.

7. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.

8. В. Е. Номоконов. Новые данные по стратиграфии района рудника Коммунар (Кузнецкий Алатау). Тезисы докл. Новосибирск, конф. молодых ученых и специалистов. Новосибирск, 1966.

9. Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарского рудного поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИ золота, № 21, 1956.

10. В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыртал и бассейна реки Белый Июс. Изд. СО АН СССР, Тр. ИГГ, вып. 17, 1962.