

О „НИЖНЕМ СИЛУРЕ“ ЗАПАДНОГО САЯНА

А. Г. Сивов

I. ВВЕДЕНИЕ

В Западном Саяне региональным распространением пользуется интенсивно метаморфизованная и дислоцированная зеленокаменная толща, относимая рядом исследователей к нижнему силуру. Последнее обстоятельство нашло себе выражение и на геологической карте СССР, составленной в 1937 г., где почти вся территория Западного Саяна представляется полем развития нижнего силура. Правда, в первые годы систематических исследований в упоминаемом горном кряже И. К. Баженов, выделив часть рассматриваемых отложений во II отдел метаморфической толщи, склонялся видеть в них докембрийские образования, но позже, причленив к ним менее измененные осадки „красноцветной“ и „шинетской“ толщ и установив между ними как бы постепенные взаимопереходы, он целиком и полностью помещает их в нижний силур, основываясь, главным образом, на том, что в „красноцветной свите“ встречаются остатки члеников криноидей (3,42).

За последнее время М. А. Усов, синтезируя материалы по геологической съемке Запсибкрая, выделяет в горных кряжах западно-алтайскую формацию низов ордовика, аналоги которой в Западном Саяне, примерно, соответствуют „нижнему силуру“ в понимании И. К. Баженова.

Однако, некоторые геологи, работавшие в Западном Саяне высказывали мнение, что в состав „нижнего силура“ И. К. Баженов включил разновременные отложения, которые ныне участвуют в строении широкой зоны смятия, оформившейся в основных чертах в таконскую фазу каледонского тектогенеза. Наконец, детальные геологические исследования, выполненные в связи с поисками редких металлов и других полезных ископаемых, подтвердили разновозрастный характер „нижнего силура“ и из его состава стали выделять образования ордовика, верхнего кембрия и даже, возможно, докембрия.

С 1933 по 1936 г., участвуя по заданию Западно-Сибирского Геологического треста в геологической съемке ЮВ склона Западного Саяна, сложенного главным образом „нижним силуром“, я детально ознакомился с его стратиграфией, составом и пришел к убеждению, что эти образования, будучи на первый взгляд однородными и весьма однообразными, по ряду нижеописываемых признаков, хорошо распадаются на ряд самостоятельных и разновозрастных формаций.

Расчленение „нижнего силура“ Западного Саяна на естественные стратиграфические единицы, описание их состава и взаимосвязей является задачей настоящей статьи.

II. СТРАТИГРАФИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ТОЛЩИ „НИЖНЕГО СИЛУРА“ ЗАПАДНОГО САЯНА

Как уже отмечалось выше, „нижний силур“ Западного Саяна литологически является чрезвычайно однообразным, будучи выраженным метаморфизованными, преимущественно, интенсивно рассланцованными массами, зеленой, реже бордовой, окраски.

Однако, при более детальном изучении этих образований, они по степени метаморфизма, литологическому составу и условиям залегания легко могут быть подразделены на нижеследующие формации снизу вверх: 1) джебашскую, 2) кемтерекскую, 3) буйбинскую, 4) шинетскую и 5) керемскую, из которых лишь последние две толщи могут оказаться отвечающими нижнему силуру, тогда как джебашская формация является более древним членом, возможно докембрийским, кемтерекская—скорее всего верхнекембрийским, а буйбинская—пока занимает неопределенное положение, укладываясь в рамки между джебашской и шинетской толщами.

1. Джебашская формация.

Отложения джебашской формации преимущественным развитием пользуются в бассейне р. Джебаш, правого притока р. Абакан, но местами появляются и в центральных участках Западного Саяна, слагая район Кантегира, Казырсука и бассейн Амыла.

Наиболее характерным членом формации являются кристаллические породы, испытавшие резкий диафторез с образованием группы хлорито-серицитовых сланцев, из которых самым широким распространением пользуются альбито-хлоритовые, альбито-серицито-хлоритовые, хлорито-мусковито-кварцево-альбитовые, актинолито-цоизитовые и эпидото-актинолитохлоритовые разности. Вариации петрографического состава кристаллических пород не ограничиваются перечисленными выше типами, а являются более сложными, но это осложнение, в сущности, проистекает за счет только иных соотношений, составляющих сланцы компонентов.

В типичном своем проявлении группа хлорито-серицитовых сланцев обладает темнозеленым, с некоторыми оттенками к светлым тонам цветом, грубой, иногда тонкой рассланцовкой и порою отчетливо выраженной кристаллизационной слоистостью. В немногих случаях сланцы сохраняют grano-бластическую, реже немато- и лепидобластическую структуры, которые, как правило, являются уже в значительной мере измененными последующими процессами рассланцевания и становятся вообще катаклас-тическими. Кроме того, сланцы всюду оказываются пронизанными густой сетью кварцевых, кварцево-альбитовых, альбито-кальцитовых, альбитовых и кальцитовых жилок, особенно охотно приурочивающихся к плоскостям сланцеватости, но нередко под крутым углом срезающих последнюю, причем этот тип гидротермальных образований является более поздним.

Местами описываемые жилки настолько тонко пронизывают породы, что они принимают характерное полосчатое, порою ясно гнейсовидное строение, обусловленное чередованием светлых и более темных полосок. Светлые полоски состоят из хорошо раскристаллизованной альбито-кальцитовой массы, темные—из сросшихся листочков синеватозеленого хлорита и серицита с незначительным присутствием эпидота и других темноцветных компонентов.

Вторым характерным членом формации являются рогообманковые сланцы, местами переходящие в типичные амфиболиты и составляющие, видимо,

самостоятельный стратиграфический горизонт. Упомянутые породы, существенно состоящие из плагиоклаза, зеленой шестовой роговой обманки, эпидота и хлорита, нередко оказываются хорошо раскристаллизованными, массивными, но в большинстве случаев подверглись отчетливому диафторитическому изменению и внешне совершенно не отличимы от хлоритосерицитовых сланцев. Затем в составе формации весьма характерную роль играют железистые кварциты и мраморы. Последние не образуют самостоятельного стратиграфического горизонта, а появляются в виде маломощных (1—3 м) прослоев и лишь в единичных случаях достигают мощности десятков метров. Мраморы в большинстве случаев мелкозернисты, обладают сероватобелой, реже розоватой окраской и иногда являются доломитизированными.

Железистые кварциты, приуроченные главным образом к полю развития хлоритосерицитовых сланцев, составляют выдержанные по простиранию горизонты и могут служить до некоторой степени маркирующими членами формации. В главной своей массе железистые кварциты обладают сероваточерным цветом, массивным, реже полосчатым строением и состоят из кварца и железного блеска, которые чередуются между собой в виде очень тонких, но различных по ширине полосок. Почти всегда они прорезаны многочисленными жилками белого чистого кварца, приспособляющимися преимущественно к сланцеватости породы, порою нацело замещая последнюю.

Наконец, не менее важная роль в строении формации принадлежит биотитовым сланцам, рогообманковым и биотитовым гнейсам, появляющимся главным образом в контактовых ореолах послонных интрузивных массивов, но по ЮЗ склону Мирского хребта биотитовые сланцы занимают крупные площади и, видимо, составляют самостоятельный стратиграфический горизонт.

Итак, джебашская формация, будучи сложена глубокоизмененными образованиями, резко выделяется из ряда внешне похожих на нее отложений и является несомненно самостоятельным и самым древним стратиграфическим членом в Западном Саяне. Степень глубины изменения формации определяется почти полной перекристаллизацией первично осадочно-эффузивного ее состава, о котором лишь изредка свидетельствуют местами сохранившиеся реликты кластической и пойкилитовой структур. Кроме того, в поле развития амфиболитов удается выделить различия с хорошо сохранившейся габброидной и диоритовой структурами, указывающими на участие в ее формировании интрузивных пород.

В полной гармонии с особенностями литологического состава джебашской формации проявляется и ее тектоническое строение, являющееся весьма сложным и еще в неполной мере расшифрованным. Отложения рассматриваемой формации собраны в серию предельно сжатых, порою изоклинальных складок с преимущественным падением на ЮЗ, выдержанным СВ 50—80° простиранием и тенденцией опрокидывания к СЗ. В свою очередь эти основные складчатые структуры осложнены интенсивной дополнительной мелкой складчатостью второго и третьего порядков, с амплитудой размаха крыльев последних от одного и меньше метров. Мало того, на крыльях упомянутых микроскладчатых структур всегда развивается напряженнейшая плейчатость, переходящая в гофрировку, изгибающаяся в самых причудливых формах, порою напоминая сутурную линию аммонитов. Приспособляясь к микроплейчатым структурам, развиваются описанные выше кварцево-карбонатные жилки, подчеркивающие с исключительной рельефностью особенности микро-тектоники формации, столь эффектно отображенной на фотографическом снимке, помещенном в Геологии Сибири, ч. II, фото 29. (11). Наконец, интенсивная тонкая рассланцовка, развивающаяся обычно параллельно господствующему простира-

нию слоистости с преобладающим падением плоскостей сланцеватости на ЮВ 60—90° и реже на СЗ 60—90°, дополняет характеристику тектонического строения джебашской формации.

Переходя к вопросу о возрасте рассматриваемой формации, следует подчеркнуть, что составляющие ее отложения являются вполне тождественными второму отделу метаморфической толщи, который И. К. Баженов в начале своих исследований рассматривал как образование докембрийское (1—9,24), но позже по ряду слабо аргументированных соображений приписал породам этого отдела нижнесилурийский возраст, выделив его в самостоятельный горизонт низов ордовика (3,35—42). Однако анализ нижеприводимого фактического материала отнюдь не подтверждает нижнесилурийского возраста джебашской формации (второй отдел метаморфической толщи), а заставляет ее считать как образование более древнее, что видно прежде всего из рассмотрения стратиграфического положения некоторых интрузивных плутонов Западного Саяна, пространственно с нею связанных.

Так, например, еще И. К. Баженов отмечал, что среди нижнего горизонта „нижнего силура“, сопоставляемого нами с джебашской формацией, залегают послойные тела диоритов, часто интенсивно амфиболитизированных и даже местами превращенных в амфиболиты (2,35—36); (3,80), которые, согласно моим наблюдениям, прорывают не только осадки рассматриваемой толщи, но и отложения среднего кембрия и уже встречаются в гальках конгломерата кемтерекской формации, условно относимой нами к верхнему кембрию (14).

На подобные же соотношения указывают и широко распространенные в Зап. Саяне массивы троньемитовой интрузии, известные в литературе под именем маинского гранодиорита, и плутоны гипербазитов, пересекающие как нижние и средние члены кембрийских отложений, так и кристаллические породы джебашской формации, причем галька упомянутых плутонических пород также появляется в конгломератах отмеченной выше кемтерекской толщи. Таким образом становится очевидным, что отложения джебашской формации не могут быть моложе кемтерекской формации, поскольку они являются древнее только что перечисленных докемтерекских интрузий. На доверхнекембрийский возраст джебашской формации в свою очередь указывает и изучение базального конгломерата кемтерекской толщи, в составе которого, наряду с породами тождественными для среднего кембрия, фиксируются гальки кристаллических сланцев, амфиболитов и обломки кварцитов, богатых железистой слюдкой—пород, столь характерных для джебашской формации. Отношение джебашской формации к среднекембрийским и более молодым образованиям выясняется следующим образом. И. К. Баженов при изучении Маинского медного месторождения подчеркнул, что наиболее сильно метаморфизованные породы второго отдела метаморфической толщи (джебашская формация) надвинуты (1,25) на слабее измененные образования первого отдела, для которого впоследствии удалось доказать среднекембрийский возраст (3,31—34) и даже выделить в самостоятельную западно-саянскую формацию (16,78—80). Вместе с тем кристаллические сланцы джебашской формации в ряде пунктов по очень пологой трещине надвинуты то на отложения верхних членов нижнего силура, как это фиксируется в бассейне рч. Малый Тепсель, правого притока р. Енисея, то на осадки „красноцветной толщи Саян“ (кемтерекская формация), что достаточно отчетливо устанавливается вдоль южного склона хребта Борус, возвышающегося в правобережье р. Енисея. Впрочем, в других пунктах развития „красноцветной толщи Саян“, она со слабым угловым несогласием налегает на отложения джебашской формации (17).

В уточнение стратиграфического положения джебашской формации необходимо отметить и следующее немаловажное обстоятельство. И. К. Ба-

женов при изучении первой нижней толщи кембрия верхов нижнего или низов среднего отдела системы фиксировал, что над эффузивами этой толщи залегает песчано-конгломератовый горизонт, в составе которого обнаруживаются гальки диорита, кварца, хлоритового сланца с прожилками полупрозрачного кварца, появившихся в конгломерате за счет размыва метаморфических пород (2,17), отвечающих, видимо, джебашской формации. Наличие в конгломератах нижнего кембрия интрузивной гальки свидетельствует также и о том, что времени формирования джебашской формации соответствовало становление глубинных плутонов, к которым можно было бы предположительно отнести гранитогнейсовые и диоритовые интрузии р. Б. Анзас (2,34 и 35), залегающие здесь среди кристаллических пород рассматриваемой формации.

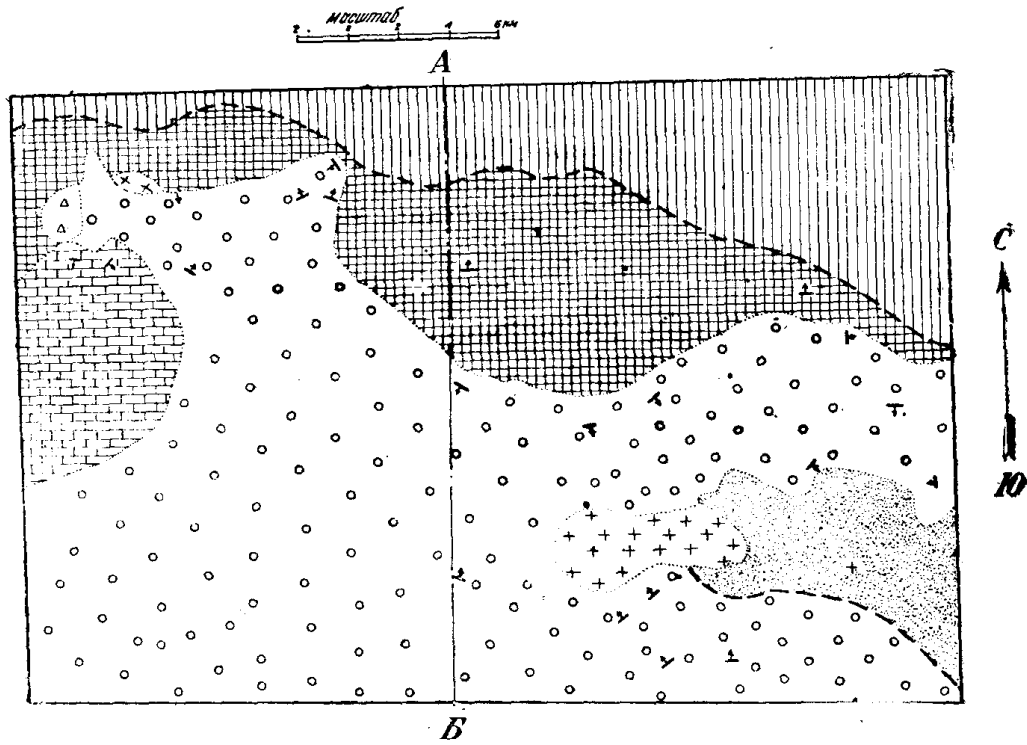
Итак, джебашская формация бесспорно является древнее кембрия и тем более нижнего силура Западного Саяна и, следовательно, в возрастном отношении может быть отнесена лишь к докембрию. Мы пока далеки от определения более точного стратиграфического положения докембрия Западного Саяна и его сопоставления с хорошо изученными подобными образованиями соседних горных краев. Однако в первом приближении описываемые образования можно было бы сопоставлять с отложениями верхних членов формаций кристаллических сланцев южного склона Теректинского хребта Горного Алтая, которые Н. Г. Кассиным рассматриваются как верхи протерозоя (6,38—39). Не исключена возможность, что джебашская формация окажется состоящей из целой группы самостоятельных и одновременных стратиграфических единиц, которые могут быть в возрастном отношении очень близкими к докембрию Казахстана (6).

Устанавливая самостоятельность джебашской формации докембрийского возраста, следует иметь в виду, что именно с нею в Западном Саяне связаны полосы железистых кварцитов, имеющих в других районах СССР крупный промышленный интерес и приуроченные, главным образом, к протерозойским образованиям. Это обстоятельство заставляет с особой внимательностью отнестись к докембрию Западного Саяна, так как и в его пределах возможны открытия интересных промышленных железорудных месторождений типа Сев. Казахстана.

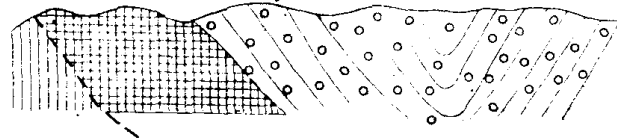
2. Кемтерекская формация.

В отличие от джебашской толщи кемтерекская формация, будучи представлена грубо-средне-и тонкокластическими отложениями, проявляет менее резко выраженный метаморфизм и характеризуется более простой складчатой структурой.

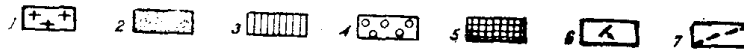
В типичном своем проявлении осадки названной формации распространены по водораздельному пространству Кемчик—Кемтерек и по долине р. Енисей, несколько выше рч. Ургуни, где и выявляется более или менее полный ее разрез (рис. 1). В указанных пунктах в основании формации залегает базальный конгломерат мощностью до 35—40 м, местами покоящийся на головах круторассланцованных пирогенно-осадочных образований среднего кембрия (западно-саянская формация). Конгломерат массивен, груборассланцован и состоит из крупной и мелкой, хорошо окатанной гальки амфиболитов, кристаллических сланцев и железистых кварцитов, часто пронизанных густой сетью кварцево-альбитовых жил, которые развиваются лишь в самих гальках и совершенно не затрагивают цемента породы. Затем, в составе конгломерата в обильных количествах участвуют гальки, принадлежащие интенсивно измененным зеленокаменным эффузивам, темным битуминозным известнякам — породам, очень характерным для западно-саянской формации. Наконец, в конгломерате хорошо распознаются мелкие обломки хлоритсерпентина, серпен-



Разрез по А В



Условные обозначения



- 1 Девонские магонит-кварциты
- 2 Девонские отложения
- 3 Вуьбинская формация S_1^4
- 4 Кемперекская формация S_2^8
- 5 Западно-сибирская формация S_3
- 6 Элементы свистости
- 7 Тектонические линии нарушения

Рис. 1.

тинита, хлорита, волокнистого актинолита, соссюритизированного габбро, актинолизированного диабаз и микродиорита, а также крупные гальки троньемита. Цемент конгломерата глинисто-песчанистый, причем в песчанистом материале заметны также зерна плагиоклаза, пироксена и актинолита.

Конгломераты покрываются чередующейся толщей мелко-и тонкозернистых, желтоватосерых, зеленоватых, стальносерых, плотных, нередко тонкослоистых, филлитизированных глинистых сланцев, среди которых появляются слои пуддинговых образований, грубозернистых, серых аркозовых песчаников и зеленых глинистых сланцев. Мощность этой стратиграфической единицы 250 м.

В средних частях описываемой формации развивается монотонная толща зеленых, серых тонкорассланцованных филлитизированных глинистых сланцев то плотных, то удивительно ритмически тонкослоистых. Сланцам подчинены пласты зеленых и грязнозеленых среднезернистых песчаников, небольшие линзы силицилитов, тонкие прослои, мощностью от 0,5—2 м, серых плотных известняков и пуддингов, содержащих однообразную лепешковидную редкую гальку эффузивов и пелитов, очень похожих на подобные образования, вмещающих пуддинги сланцев. Мощность толщи оценивается в 500—600 м.

Наконец, формация венчается чрезвычайно мощной толщей не менее 500 м тонкорассланцованных плотных, преимущественно темных и грязнозеленых сланцев, среди которых особенно характерными являются пачки фиолетовых, бордовых и лиловых песчаников и филлитов, резко выделяющихся, благодаря своей окраске среди грязнозеленого тона формации. В средних частях рассматриваемого горизонта располагаются слои черных, графитизированных, звенящих глинистых сланцев и линзы до 10 м мощности розоватосерого известняка, содержащего трубчатые и шарообразные образования, видимо, органического происхождения. Приурочиваясь преимущественно к этому горизонту, появляются силлы темнозеленых кварцево-альбитовых диабазов, большей частью интенсивно измененных и местами превращенных в хлорито-актинолитовые сланцы.

Отложения кемтерекской формации не только отличаются от джебашской толщи литологическим составом, но и своеобразием форм складчатых структур. В верхней части р. Енисея кемтерекская формация слагает крупную широтного простирания синклиналь (рис. 1), ядро которой выполнено девонскими и готландскими образованиями. Северо-западное крыло синклинали наклонено к горизонту всего лишь под углом 55—65°, между тем как юговосточное резко выкручивается и нередко пласты стоят на головах. Для кемтерекской формации является не характерным развитие дополнительных складок, каковые появляются лишь в местах резких динамических сопряжений формации с окружающими ее толщами. Для нее также нехарактерно и развитие кварцево-карбонатных жил, появляющихся, главным образом, в наиболее смятых участках формации, и лишь тогда, когда эти участки располагаются вблизи интрузивных массивов. Вместе с тем отложения рассматриваемой формации испытали очень интенсивную тонкую рассланцовку, проявляющуюся в ряде направлений, из которых параллельная господствующему простиранию слоистости является наиболее отчетливо выраженной.

Стратиграфическое положение кемтерекской формации в ряду других, развитых в Западном Саяне толщ, устанавливается достаточно точно. Действительно, выше было подчеркнуто, что отложения этой формации через базальный конгломерат несогласно налегает на образования западно-саянской толщи среднего кембрия. Больше того, кемтерекская формация покоится, вероятно, выше санаштыкгольского известняка, содержащего остатки трилобитов и археоциат середины или даже верхов сред-

него кембрия (12,49—51), что подтверждается следующими соображениями. В Табатском планшете северного склона Западного Саяна О. К. Полетаева и И. Е. Шатров выделили самостоятельную арбатскую свиту (13), которую как по петрографическому составу, так и стратиграфическому положению, следует рассматривать аналогом установленной нами кемтерекской формации. В самом деле, в указанном планшете арбатская свита, вопреки уверениям авторов, покоится выше западно-саянской формации, каковое обстоятельство доказывается хотя бы тем, что в составе конгломерата первой встречаются гальки троньемитовой интрузии (маинские гранодиориты), пробивающей на ЮВ склоне Западного Саяна породы второй.

Наряду с этим, изучая геологическую карту Табатского планшета отчетливо выявляем весьма интересную закономерность. Гипербазитовые плутоны, столь характерные и многочисленные для нижней и верхней (западно-саянская формация) толщ кембрия в понимании И. К. Баженова, полностью отсутствуют в составе арбатской свиты, каковое обстоятельство вовсе не следует рассматривать как явление случайное; оно является вполне законным, поскольку становление гипербазитов закончилось задолго до формирования арбатской свиты и ее аналога—кемтерекской формации, в базальном конгломерате которой обломки гипербазитов уже встречаются. Кроме того, судя по соответственным наблюдениям И. К. Баженова и Ю. А. Кузнецова, в районе Абаканского железорудного месторождения и бассейне рч. Кызаса, арбатская свита (а, следовательно, также и кемтерекская формация) лежит выше санаштыгольского известняка (3,24—29; 7, 18—26), содержащего фауну трилобитов и археоциат середины или верхов среднего кембрия. Вместе с тем, в бассейне р. Ургуни, правого притока р. Енисея, удается установить, что в составе базального конгломерата шигнетской формации, в возрастном отношении отвечающей нижним или средним членам ордовика, фиксируются гальки сланцев и песчаников, чрезвычайно похожих на подобные образования кемтерекской формации. Таким образом, кемтерекская формация, оказывается, занимает положение между верхами среднего кембрия и началом нижнего силура и, видимо, в возрастном отношении будет отвечать верхнему кембрию.

К этому следует прибавить, что отложения верхнего кембрия, вероятно, в своем распространении не ограничиваются Усинским районом и Табатским планшетом, а развиты гораздо шире и к этому возрасту прежде всего необходимо отнести „красноцветную толщу Саян“, имеющую много общих черт с кемтерекской формацией юго-восточного склона Западного Саяна.

3. О возрасте красноцветной толщи Саян.

В 1924 г. из состава метаморфических толщ Западного Саяна И. К. Баженов выделил менее измененную „красноцветную толщу Саян“, типичные отложения которой распространены вдоль южного склона хребта Борус, возвышающегося в правобережье р. Енисея, несколько выше рч. Кантегира. Интенсивно дислоцированные осадки названной толщи состоят из мощной серии перемежающихся между собой зеленых, красных, бордовых и реже черных филлитизированных глинистых сланцев и песчаников, вмещающих также прослой известняков, в которых Н. А. Батовым по р. Карынсуку были обнаружены членики криноидей. Весьма характерным элементом свиты является внутрiformационный конгломерат, состоящий, главным образом, из гальки той же красноцветной толщи, реже эффузивов, кварца и залегающий в форме крупных прослоев. В районе хребта Борус „красноцветная толща Саян“, являющаяся по Баженову

аналогом нижнего горизонта ордовикия, участвует в строении южного крыла антиклинали, ядро которой выполнено породами третьей верхней толщи кембрия (3,31) или западно-саянской формации (16,78—80).

Точно таким же литологическим составом характеризуется „красноцветная толща Саян“ и в пределах ЮВ склона Западного Саяна, распространенная здесь по северным склонам Куртушибинского хребта и изученная рядом геологов (15). Но в разрезах Куртушибинского хребта слои и прослой конгломерата, участвующие в строении, „красноцветной толщи“, состоят, главным образом, из подлежащих образований среднего кембрия и кислых интрузивов, прорывающих последний.

Таким образом, „красноцветная толща Саян“ всюду, где она была более или менее полно изучена, имеет удивительно выдержанный литологический состав, начинается конгломератами или грубокластическими образованиями, которые по составу нередко являются базальными, и залегают по преимуществу резко несогласно, трансгрессивно на западно-саянской формации. Правда, восточнее р. Кантегира, „красноцветная толща Саян“, по данным Н. А. Батова, совершенно согласно покрывает отложения нижнего горизонта „нижнего силура“, имея с ним ясные постепенные взаимопереходы, с чем соглашается И. К. Баженов (3,42—46). Но А. П. Шмидт, принимавший ближайшее участие в изучении Кантегирского планшета, показал, что о взаимных переходах между этими свитами не может быть и речи, ибо нижний горизонт „ордовикия“ претерпел легкую складчатость задолго до седиментации „красноцветной толщи Саян“. Мало того, кристаллические сланцы нижнего горизонта „ордовикия“, легко сопоставляемые с вышеописанной джебашской формацией, согласно Шмидту, возникли из отложений различного возраста, и, может быть, некоторая часть их окажется гораздо древнее, чем кембрий (17).

Но почему, в таком случае, в основании красноцветной толщи Кантегирского района отсутствует базальный конгломерат, столь характерный для ее аналогов, распространенных по ЮВ склону Западного Саяна? На этот вопрос мы получаем ответ из работ Баженова, который предполагает наличие тектонического нарушения, проходящего по южному крылу антиклинали хребта Борус, вследствие чего нижние члены красноцветной толщи оказались срезанными, а, возможно, последние просто испытали фаціальное изменение, благодаря чему грубокластические образования могли смениться средне—и тонкокластическими разностями (3,45).

В соответствии с вышеизложенным ясно вырисовывается тектоно-денудационный перерыв между временем формирования „красноцветной толщи Саян“ и подлежащими древними формациями кембрия и, возможно, докембрия. Наличие длительного перерыва фиксируется между рассматриваемой толщей и „шинетской свитой“ в понимании И. К. Баженова. Последняя проявляет гораздо более простые складчатые структуры, нежели „красноцветная толща Саян“, собранная в изоклиналильные складки (4,12). Если к этому добавить, что шинетская формация в нашем понимании лежит несогласно на подлежащих толщах и в ее базальном конгломерате уже встречаются гальки пород, близких к „красноцветной толще Саян“, то очевидно последняя также отделена крупным перерывом от первой.

Таким образом, „красноцветная толща Саян“, рассматриваемая рядом авторов как нижний член ордовика, занимает самостоятельное стратиграфическое положение, отчленяясь резким несогласием от последнего и подстилающей западно-саянской формации и в возрастном отношении, видимо, будет соответствовать верхнему кембрию, как это устанавливается для ее аналога—кемтерекской формации. И в этом смысле нельзя также согласиться с предположениями В. А. Кузнецова (8,60) В. А. Обручева (11,312), помещающих „красноцветную толщу Саян“ в верхи гот-

ландия, а тем более с А. Г. Вологдиным (5,8), приравнявшим эту свиту к красноцветным отложениям нижнего девона Минусинской котловины.

Устанавливая синхронность „красноцветной толщи Саян“, кемтерекской формации и арбатской свиты с верхним кембрием, мы отнюдь не забываем о нахождении в составе последней свиты оригинальных археоциат и в первой члеников криноидей. Но это обстоятельство вовсе не может служить препятствием к синхронизации упомянутых формаций и отнесению их к верхнему кембрию, ибо остатки оригинальных археоциат, согласно нашим наблюдениям, фиксируются в известняках Орлиной горы, совместно с *Iliaenurus*, *Kingstonia* и *Agnostus cyclopyge*, а членики криноидей в изобилии встречаются и в заведомо среднекембрийских образованиях той же местности Салаира.

Итак, описанные в литературе как разновременные осадки „красноцветной толщи Саян“ и арбатской свиты рассматриваются нами как образования синхронные и сопоставляются с кемтерекской формацией, развитой по ЮВ склону Западного Саяна, в возрастном отношении провизорно отнесенной к верхнему кембрию.

4. Буйбинская формация.

Породы, составляющие буйбинскую формацию, внешне очень похожи на вышеописанные образования джебашской толщи и отличаются от последней несколько иным петрографическим составом, гораздо слабее выраженным метаморфизмом и менее сложной внутренней структурой.

В типичном своем проявлении буйбинская формация представлена мощной толщей чередующихся между собой светло—и серозеленых, редко фиолетовых филлитизированных глинистых сланцев, среди которых спорадически появляются пачки значительной мощности интенсивно хлоритизированных, темно—и грязнозеленых песчаников и небольшой мощности известково-хлорито-серицитовых сланцев также по преимуществу зеленой окраски. Этот монотонный состав формации дополняется появлением в ее нижних горизонтах светлосерых, розовых и светлых тонкозернистых мраморов, залегающих в виде очень мощных линзообразных тел, как это устанавливается по правому берегу р. Енисея и рч. Тозыных, правого притока р. Енисея. или же в форме выдержанных пластов, что особенно характерно для верховий р. Ус. Кроме того, среди пород формации фиксируются редкие маломощные силловые образования зеленокаменных эффузивов, внешне почти ничем не отличающихся от сильно хлоритизированных песчаников. Таким составом буйбинская формация характеризуется вдоль реки Нижней Буйбы, падающей в р. Ус справа и речки М. Ур, втекающей в Енисей слева.

В других случаях состав формации усложняется появлением известково-серицитовых, кварц-альбито-хлоритовых и даже актинолитовых сланцев, которые однако не составляют литологически выдержанных горизонтов, а охотнее всего развиваются в местах сильнейших напряжений складчатых структур или же располагаются в зонах интенсивных динамических контактов.

Таким образом по литологическому составу, буйбинская формация проявляет некоторые отличия от внешне на нее похожей джебашской толщи, причем эти различия резче всего проявляются в степени метаморфизма и особенно в характере первичного состава формаций.

Первичная природа кристаллических сланцев и амфиболитов джебашской формации, благодаря глубокому их метаморфизму не может быть с надлежащей точностью установлена. Имеются основания полагать, что в ее формировании участвовали как магматические, так и осадочные фор-

мации, но обезличенные глубоким метаморфизмом, возможно, задолго до отложения кембрийской системы. Условия же седиментации осадков буйбинской формации распознаются с предельной отчетливостью и их первично осадочная природа хорошо выявляется не только микроскопически, но сплошь и рядом мегаскопически.

Так, в песчаниках почти всегда отчетливо проявляется бластопсаммитовая структура, связанная через целый ряд переходов с бластопелитовой, каковое обстоятельство является вполне естественным для пород, обнаруживающих тонкую слоистость, хорошо распознаваемую даже мегаскопически. Из минеральных компонентов, составляющих названные породы, преимущественным развитием пользуются остроугольные, слегка зазубренные зернышки кварца, разбросанные среди сильно хлоритизированной основной массы. В подчиненном кварцу количестве присутствуют слабо окатанные зернышки плагиоклаза, в большинстве случаев сильно серицитизированные. Наряду с упомянутыми минералами участвуют зерна кальцита, располагающиеся почти равномерно в поле шлифа и являющиеся как бы цементирующим веществом. Из новообразований характерен цоизит, который вместе с хлоритом, серицитом, а затем глинисто-углистым веществом составляют основную массу пород.

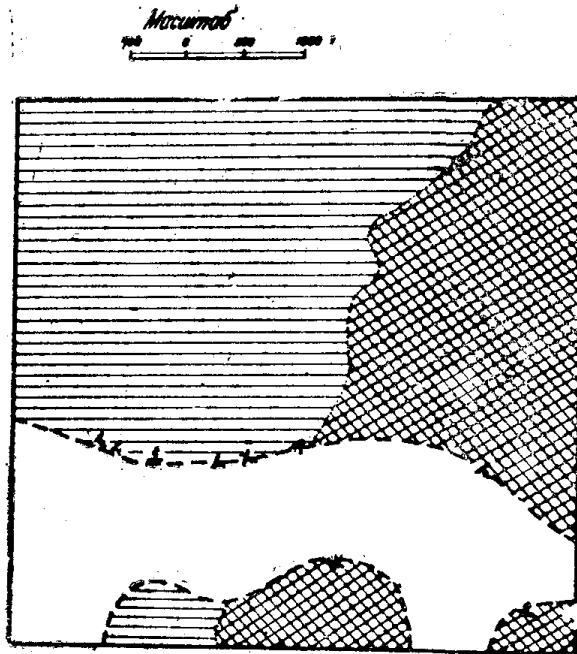
Примерно таким же составом характеризуются и филлитизированные глинистые сланцы, основная масса которых слагается пелитовым или алевроито-пелитовым веществом; в ней тонут отдельные зернышки остроугольного кварца, чешуйки серицита, при заметном развитии хлорита и реже игольчатого актинолита. Мало того, даже в таких более или менее измененных породах, как кварц-альбито-хлоритовые и актинолитовые сланцы, заметна кластическая структура, правда, нередко сохраняющаяся в виде реликтовой.

По литологическому составу и степени метаморфизма породы буйбинской формации несколько сближаются с образованиями кемтерекской толщи, но по типу внутренней структуры они резко от нее отличаются, и по этому признаку ближе всего напоминают отложения джебашской формации. Так, характерная пloidчатость и гофрировка, свойственная осадкам джебашской толщи, в той же степени и с той же отчетливостью проявляется и в буйбинской формации, но здесь микроструктуры обычно сопровождают предельно сжатые второстепенные складки второго порядка, которые и в плане и в разрезе имеют S-образную форму, причем замковые части их плавно закругляются, а оси круто погружаются в самых различных направлениях. Однако, несмотря на столь напряженные видимые складчатые структуры, формация в целом залегает с пологими углами наклона, слагая крупные площади, вытянутые в СВ направлении, каковое обстоятельство свойственно и для джебашской толщи.

Второй характерной чертой, сближающей буйбинскую формацию с джебашской является развитие как в той, так и в другой громадного количества кварцево-кальцитовых, кальцитовых и альбито-кварцевых тонких, реже более или менее крупных жилков, приурочивающихся обычно к микро-складчатым структурам, но местами пересекающих последние и друг друга в самых различных направлениях.

Таким образом, выделяемая нами буйбинская формация лишь по характеру внутренней структуры и окраски пород несколько напоминает отложения джебашской толщи, будучи заметно отличной от последней по петрографическому составу, степени метаморфизма и главное пространственному распространению, тесно связываясь в этом случае с образованиями нижеописываемой шигнетской формации. Так, по р. М. Уру, левому притоку р. Енисея, где береговые разрезы высятся над уровнем реки минимум на 1 км, в ядрах глубоких антиклиналей шигнетской формации выступают относительно узкие полосы сильно спloенных породы буй-

Схема геологического строения долины р. Ус. ниже
к.п. Б. Саржик



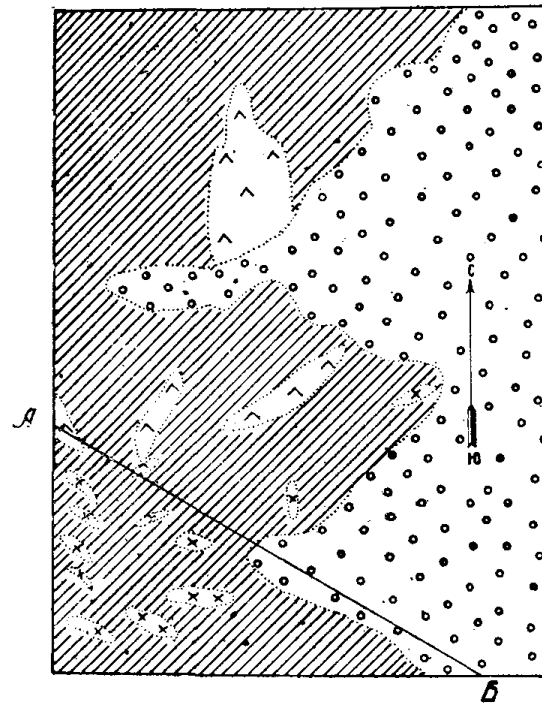
Условные обозначения:



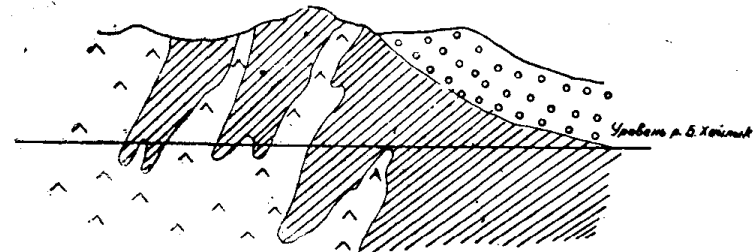
- 1 Четвертичные отложения
- 2 Шуметская формация S_1^{II}
- 3 Бузильская формация S_2^B
- 4 Элементы складчатости

Рис. 2.

Масштаб
0 1 2 3 км



Разрез по АБ



Условные обозначения:



Рис. 3.

бинской толщи. И наоборот, как это фиксируется в среднем и верхнем течениях р. Ус, среди широкого поля буйбинской формации удается выделить слабо метаморфизованные и спокойно залегающие образования шигнетской толщи, втянутые в ядра глубоких синклиналей подлежащих образований.

К сожалению, в нашем распоряжении отсутствуют более или менее убедительные, материалы строго устанавливающие стратиграфическое положение буйбинской формации, а поэтому мы совершенно условно помещаем ее выше кемтерекской толщи и по возрасту сближаем ее с шигнетской формацией, отвечающей, как будет показано ниже, ордовику. Впрочем, буйбинская формация может оказаться более древним, чем нижний силур стратиграфическим членом Западного Саяна, возможно близко стоящим по возрасту к джебашской толще и являющимся лишь менее измененной фацией последней. Это тем более становится вероятным, что в условиях распространения названных формаций в одних и тех же географических пунктах, расчленить их на самостоятельные стратиграфические единицы почти не представляется возможным.

5. Шигнетская формация.¹⁾

В состав шигнетской формации входят удивительно однообразные мелко—и среднезернистые, грязнозеленого цвета, заметно эпидотизированные песчаники, среди которых фиксируются маломощные (15—20 см и меньше) прослои и пачки филлитизированных глинистых сланцев, окрашенных преимущественно в зеленые, с различными оттенками цвета, и реже приобретающих фиолетовую, бордовую и серую окраску. Лишь в отдельных случаях в ее составе появляются мелкие линзы известняков, нередко превращенных в известковистые сланцы или мраморы. Шигнетская формация через сложного состава базальный горизонт трансгрессивно налегает на подлежащие отложения, покоясь то непосредственно на отложениях буйбинской толщи (рис. 2), начинаясь здесь базальным песчаником (нижнее течение р. Ус), или мелкогалечниковым конгломератом (среднее течение р. М. Ур), то накрывает породы западно-саянской формации (водораздел Б. Хайлык, правый приток р. Ургуни) (рис. 3), составляя здесь в основании мощную толщу базального конгломерата. Базальный горизонт формации является очень характерным образованием и по своему составу проявляет заметную фациальную изменчивость, зависящую, главным образом, от состава подлежащих толщ. Так, на водосборе рр. Б. и М. Хайлык, (рис. 3), где базальный горизонт покрывает отложения западно-саянской формации среднего кембрия, он начинается конгломератом, в составе которого преобладающее значение приобретают гальки сильно давленных зеленокаменных эффузивов, метаморфических сланцев, петрографически тождественных подобным образованиям подлежащей толщи. Затем, в конгломерате фиксируются крупные гали черных мраморизованных известняков, банатитов, габбропироксенитов и перидотитов—пород обычных для того же среднего кембрия. Наконец, изредка в конгломерате обнаруживаются гальки черных графитизированных, зеленых и даже бордовых сланцев, внешне ничем не отличимых от подобных пород кемтерекской формации верхнего кембрия. В тех же случаях, когда базальный горизонт накрывает отложения буйбинской формации, его состав резко изменяется, причем в бассейне М. Ур он слагается мелкогалечниковым конгломератом, образованным жильным кварцем, эффузи-

¹⁾ Шигнетская формация в нашем понимании не является равноценной „шигнетской“ свите И. К. Баженова. Последняя составляет, видимо, верхние и средние члены первой. Кроме того, тувинцы речку, от которой получила свое название формация, называют Шигнетой, но не „Шинетой“, а поэтому и формацию правильнее называть шигнетской, но не „шигнетской“.

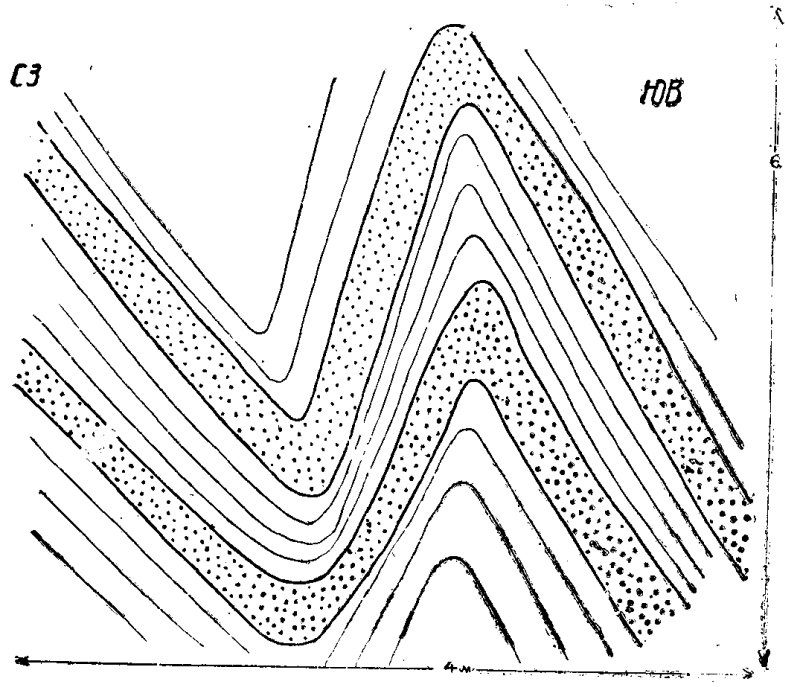


Рис. 4.

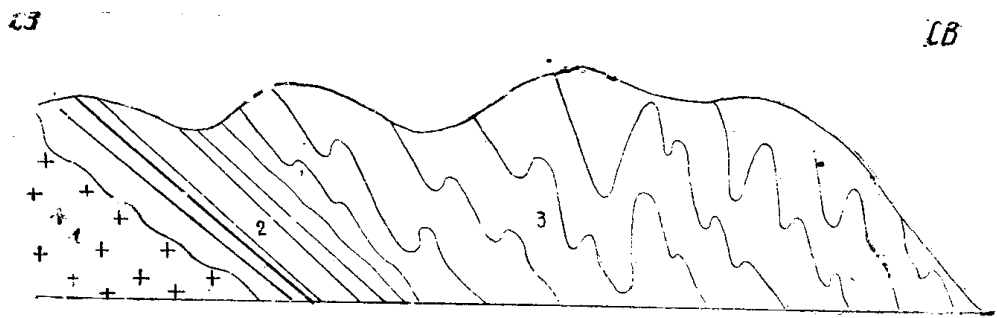


Рис. 5.

вами, зелеными песчаниками и филлитизированными сланцами, а в нижнем течении р. Ус он состоит из кварцево-полевошпатового песчаника, в котором фиксируются слабо окатанные и остроугольные обломки подлежащих филлитизированных сланцев (рис. 2)

Не менее характерен и состав песчаников шигнетской формации, на 90% участвующих в ее строении. Мегаскопически в них можно постоянно заметить остроугольные зернышки серого кварца, а по плоскости сланцеватости чешуйки хлорита и серицита. Под микроскопом, кроме кварца, в заметных количествах присутствуют зерна плагиоклаза, щелочного полевого шпата, листочки белой слюды, обломочки микрокварцита и эффузиев, очень интенсивно актинолизированных. Цементом песчаников служит глинисто-известковистая масса, в которой заметны чешуйки хлорита и иголки актинолита. В большинстве случаев песчаники являются массивными, груборассланцованными и обладают обычно зеленосерой окраской, каковая с поверхности иногда затушевывается грязнобелой корочкой выветривания. В иных случаях в песчаниках фиксируется буроватая и бордовая окраска, видимо, вторичного происхождения, так как такой окраски породы не выдерживаются ни по мощности, ни по простирацию. Больше того, в некоторых местах отчетливо устанавливается, что песчаники зеленой окраски испещрены значительным количеством бурых полосок, располагающихся то параллельно слоистости, то косо срезающих последнюю. Наконец местами песчаники оказываются сильно раздавленными и переходят в сланцы, но эти измененные образования приурочены к отдельным участкам формации, оказавшимся втянутыми в зоны крупных межформационных перемещений или участвующих в напряженной и сложной внутренней складчатой структуре. Приспосабливаясь, главным образом, к этим зонам смятий формации, развиваются относительно многочисленные кварцево-карбонатные жилки, которые в других случаях являются сравнительно бедными.

Гораздо рельефнее самостоятельность шигнетской формации выявляется при изучении внутренней ее структуры, являющейся более простой по отношению к ранее описанным толщам. В общем породы шигнетской формации участвуют в строении плоских и широких брахиоструктур, вытянутых то в СЗ, то в широтном направлении, при относительно пологом их залегании в 30° — 35° (рис. 8). Однако эти основные складчатые структуры почти всегда бывают осложнены мелкой дополнительной складчатостью различных порядков, которые в конечном итоге и бросаются в глаза в отдельных обнажениях. Эти второстепенные складчатые структуры обычно наклонены к горизонту под углом в 50° — 60° и проявляют размах крыльев складок в 3—4 м, так что в одном и том же крупном обнажении сразу уместается несколько складок, приподнимающихся порою на значительную высоту (например, складки по правому берегу р. Ус, ниже устья Б. Соржика). Но формы упомянутых складок характеризуются удивительно правильными чертами и морфологические особенности их являются весьма своеобразными. Они обычно имеют сильно оттянутые и слегка приостренные замковые части (рис. 4), которые нередко осложнены взбросовыми нарушениями с очень незначительной амплитудой перемещения. Интересно отметить, что в большинстве случаев рассматриваемые структуры весьма слабо осложняются плейчатостью и гофрировкой, которые особенно интенсивно развиваются лишь тогда, когда породы шигнетской формации вовлекаются в зоны напряженнейших деформаций. Но внутри этих зон и рассматриваемые складчатые структуры становятся более сложными, принимая порою чешуйчатое строение или же их замковые части сопровождаются разрывами сплошности, приводящими к взбрасыванию пологих СВ крыльев складок на противоположные крутые их части (рис. 5). Тенденция опрокидывания складок к СВ не только выявляется вблизи зон дина-

мических нарушений, но является вообще характерным лейтмотивом структуры формации, ибо, как показывают наблюдения над элементами слоистости, всюду удается фиксировать более крутые углы наклона СЗ и ЮЗ крыльев складок, чем противоположных их частей. Описанные структуры шигнетской формации отнюдь не следует рассматривать, как результат одного тангенциального нажима, а видимые их черты и типы оформлялись под воздействием суммарного эффекта от ряда тектонических движений, особенно энергично протекавших в постдевонское время. Последнее видно из того, что складчатые структуры формации вблизи контактов с постдевонскими гранитными интрузиями оказываются более простыми и менее напряженными, и наоборот, проявляют весьма сложные формы в некотором удалении от этих магматических плутонов (рис. 6).

В противоположность шигнетской формации, вышеописанные структуры буйбинской толщи, видимо, были в основных чертах оформлены задолго до становления постдевонских интрузивов, ибо магматические растворы последних в виде инъекции уже строго приспособлялись к ее микроскладчатым образованиям. Таким образом, литологический состав шигнетской формации, степень метаморфизма ее пород и характер внутренней структуры свидетельствуют о том, что эта формация является самостоятельной стратиграфической единицей, резко отличающейся от ранее охарактеризованных зеленокаменных толщ.

Стратиграфическое положение шигнетской формации определяется достаточно точно. Как было видно из ее описания, она является безусловно моложе западно-саянской и кемтерекской формаций, налегая на последние трансгрессивно через базальный конгломерат, в составе которого участвует вся гамма пород кембрия. Наряду с этим шигнетская формация, несомненно, является моложе и буйбинской толщи, которую она местами через конгломерат, а местами через базальный песчаник покрывает. Однако шигнетская формация является, бесспорно, древнее керемской толщи и особенно готландских образований, покоящихся на ней трансгрессивно, несогласно с базальным конгломератом в основании (рис. 8).

Что касается возраста шигнетской формации, то этот вопрос удобнее рассмотреть после характеристики керемской толщи, ибо она в конечном итоге дает некоторые опорные материалы к его установлению.

6. Керемская формация.

Отложения керемской формации по петрографическому составу и почти полному отсутствию метаморфизма настолько резко отличаются от нижеописанных образований, что они нередко принимались за верхнесилурийские осадки и без особых оснований объединялись с последними, как это, например, было сделано А. С. Митропольским (10). Вместе с тем, керемская формация литологически удивительно близко напоминает отложения шигнетской толщи и во многих случаях, при поверхностных наблюдениях (без прослеживания контактов между ними), разделить их друг от друга весьма затруднительно. Отложения керемской формации обычно залегают в ядрах глубоких синклиналей шигнетской формации, на которой они покоятся со скрытым несогласием и на размытой поверхности (рис. 7). В других случаях осадки керемской формации составляют небольшие равные полосы, почти всегда окаймляющие верхнесилурийские образования, налегающие на них с отчетливым угловым несогласием и базальным конгломератом в основании (рис. 8).

Керемская формация слагается мощной толщей псаммитов, которым подчинены прослой и пачки глинистых сланцев и реже калькаренитов. Представление о строении керемской формации можно получить при изучении разреза по р. М. Уру, левому притоку реки Енисея. Здесь, сейчас же выше устья кл. Ирхыр выявляется следующий разрез.

В основании разреза залегают мелко—и тонкозернистые, массивные, зеленоватосерые песчаники, включающие характерные слабоокатанные, бурые зерна яшмовидных пород. Среди указанных песчаников появляются прослой и слои бурых псаммитов, которые нередко переходят в пудлинговые и конгломератовидные образования. В составе пудлингов преобладают лепешковидные гальки, принадлежащие серым слабо хлоритизированным песчаникам и сланцам, очень похожим на подобные породы шигнетской формации. Мощность толщи может быть оценена в 100—150 м.

Стратиграфически выше покоятся переслаивающиеся между собой зеленоватосерые, фиолетовые и бордовые глинистые сланцы, вмещающие такой же окраски пласты песчаников. Мощность 10—15 м.

Сланцы покрываются бурыми, среднезернистыми песчаниками, содержащими лепешковидные гальки зеленоватосерых псаммитов, размерами до 4—5 см в диаметре. Мощность 15—20 м. Вверху разреза вновь развиваются зеленоватосерые мелкозернистые песчаники, содержащие мелкие обломки яшмовидных пород, железистой слюдки и включающие многочисленные тонкие прослой бордовых и зеленых сланцев. Мощность 100 м.

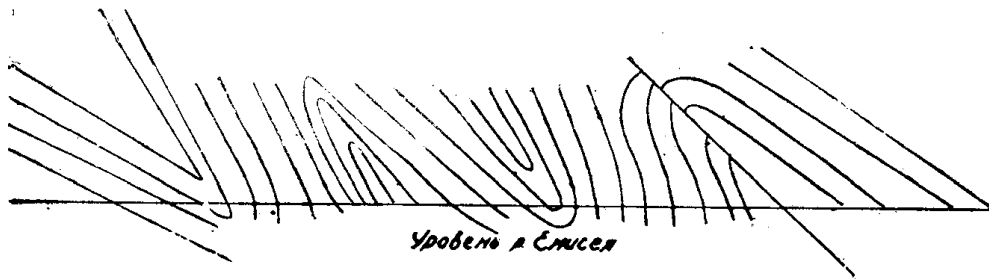
Наконец, формация венчается толщей краснобурых, бордовых, фиолетовых песчаников и сланцев, среди которых фиксируются характерные маломощные слои сизых сланцев, фисташковозеленых псаммитов и тонкие линзы калькаренитов. Мощность горизонта достигает 250 м. Таким образом, породы, составляющие керемскую формацию, проявляют заметные отличия от пород шигнетской толщи главным образом тем, что первые в общем характеризуются бордовыми и фиолетовыми тонами окраски, между тем как вторым свойственен зеленый цвет.

Наряду с этим и по минералогическому составу псаммиты керемской формации несколько отличаются от подобных пород шигнетской толщи.

Так, в главной своей массе песчаники описываемой формации обладают грубо- и среднезернистым строением, нередко проявляют косую слоистость и в большинстве случаев являются массивными или грубо рассланцованными. Макроскопически в песчаниках хорошо распознаются лишь угловатые зернышки кварца, а в некоторых разностях, кроме него, красноватые обломки яшмовидных пород и чешуйки железистой слюдки, рассеянные в тонкозернистой, трудно поддающейся определению, массе других компонентов. Под микроскопом, минералы составляющие песчаники, слабо окатаны, но заметно отсортированы и кроме вышеуказанных мегаскопически заметных компонентов содержат слегка каолинизированный и серицитизированный плагиоклаз, пироксен, силицилит, обломки кислых и основных эффузивов. Кроме того, наблюдаются редкие плоские зернышки хлоритизированного псаммита и кальцита. Цементирующая масса песчаников глинисто-известковистая, слегка серицитизированная и хлоритизированная, пропитанная тонкорассеянным гематитом, рудная пыль которого, вероятно, отлагалась одновременно с формированием песчаного осадка.

Глинистые сланцы, появляющиеся прослоями мощностью до 10 см или целыми пачками до 2—3 м мощности, также являются очень характерными породами. В большинстве случаев это тонкослоистые, бордовой, реже темнозеленой окраски образования, в которых процесс метаморфизма сказался в очень слабой степени, выразившись, главным образом, в появлении мелкой сыпи серицита, развивающейся на плоскостях интенсивной тонкой сланцеватости. Вместе с тем и внутренняя структура керемской толщи является удивительно простой, каковое обстоятельство особенно бросается в глаза при изучении слагающих ее осадков.

Как это выясняется по непрерывным разрезам р. М. Ур, особенно на участке выше Черной речки, отложения рассматриваемой формации образуют крупную, относительно пологую синклиналь общего широтного простирания. Интересно при этом отметить, что СЗ крыло упомянутой синкли-

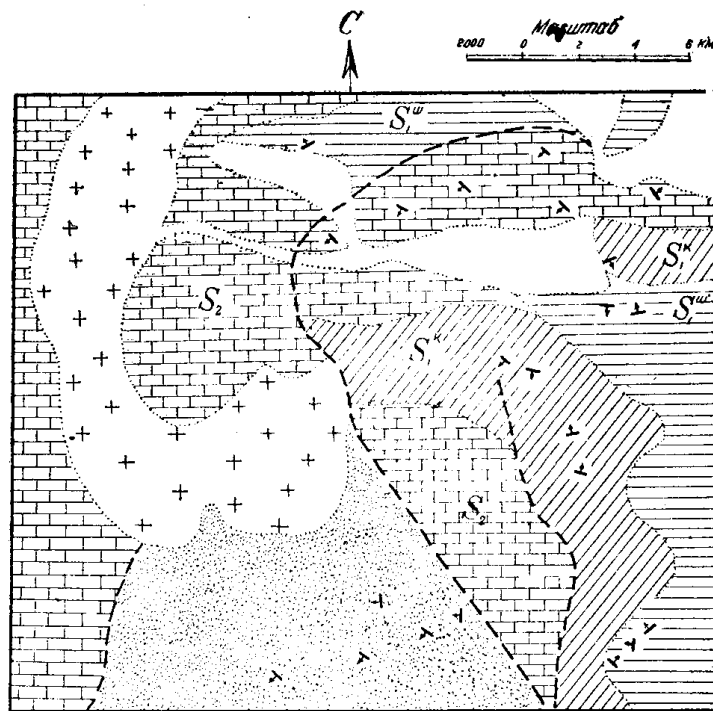


Фиг. 6 Схема складчатых деформаций шигнетской
 формации / левый берег р. Енисей близ устья
 р. В. Керемы /.



Рис. 6.

Схема геологического строения верховий реки в Ур



Ю
 Условные обозначения









- | | |
|--|--|
|  Четвертичные отложения |  Керемская формация S_1^k |
|  Варисские гранитоиды |  Шигнетская формация S_2^w |
|  Девонские отложения |  элементы залегания |
|  Вариссилурийские отложения |  Тектонические зоны нарушения |

Рис. 7.

нали наклонено к горизонту всего лишь под углом $30-35^\circ$, между тем как ЮВ падает под углом $50-60^\circ$, отмечая тем самым опрокидывание складки к СЗ. В других случаях (Б. Ур в 2 км выше речки Адыксук) складки керемской формации имеют симметричную форму, с плавно и округло замыкающимися сводовыми частями и достаточно пологими углами наклона, измеряемыми всего лишь в $15-20^\circ$. Однако вблизи зон крупных дизъюнктивных нарушений в толще развивается необычайно интенсивная плейчатость, поражающая, главным образом, тонкие прослои глинистых сланцев, заключенных между массивными и мощными песчаниками. Но здесь плейчатые микроструктуры, в отличие от подобных форм буйбинской формации, характеризуются развитием флексуобразных форм, причем места пережимов поражены тонкими разрывными нарушениями типа взброса (рис. 10).

Таким образом, отложения керемской формации по степени дислоцированности и по простоте структур чрезвычайно резко отличаются от более сложно деформированных шигнетской и особенно буйбинской толщ и лишь резко выраженная господствующая рассланцовка, проявляющаяся с одинаковой интенсивностью здесь и там и идущая параллельно слоистости, несколько сближает эти разнородные и разновременные формации.

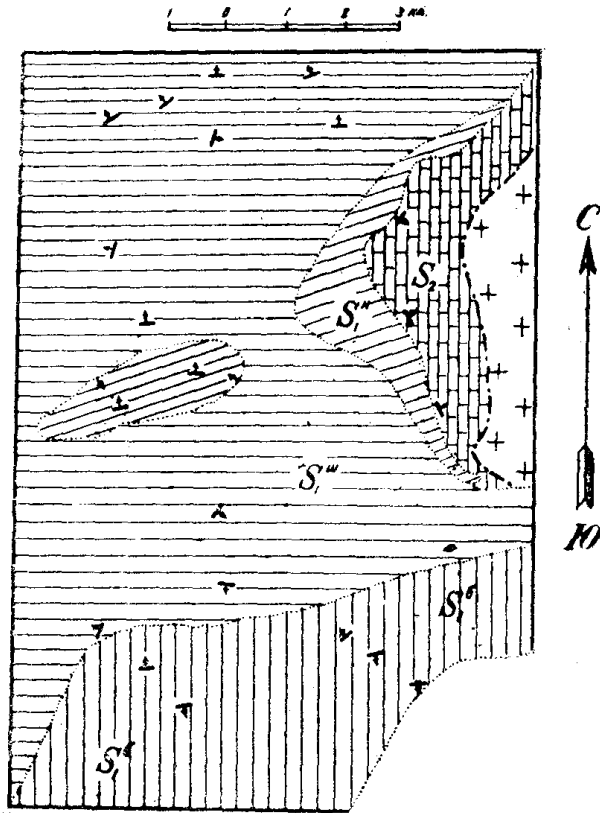
Теперь нам остается уяснить вопрос стратиграфического положения керемской формации. Следует при этом иметь в виду, что контакты ее с ниже- и вышележащими толщами в ряде пунктов являются тектонически вынужденными, вследствие чего в отдельных обнажениях удается видеть тесные как бы взаимопереходы между этими формациями. Однако при детальном прослеживании контактов между керемской и шигнетской формациями всегда обнаруживается, что отложения первой участвуют в строении ядер синклиналей, крылья которых слагаются шигнетскими образованиями. Наряду с этим местами удается фиксировать (например, при устье рч. Керемы, левого притока р. Енисея) нормальное перекрытие керемской толщей пород шигнетской формации, причем в ее основании нередко появляются грубозернистые песчаники, включающие линзы конгломерата, состоящего из хорошо окатанной гальки псаммитов и сланцев, внешне очень сильно напоминающих подобные образования подлежащей формации. Наконец, бросающиеся в глаза слабый метаморфизм и относительно простая тектоническая структура керемской формации не могут не служить признаками, указывающими на более молодой ее возраст в сравнении с подлежащими образованиями.

Вместе с тем, отложения керемской формации бесспорно являются древнее фаунистически охарактеризованного готландия. Последний на водосборе Шигнета-Узунсук несогласно, через базальный конгломерат, налегает на подлежащие толщи (рис. 8), причем в составе конгломерата фиксируются хорошо окатанные крупные гальки зеленых, зеленосерых, фиолетовых, бордовых песчаников и сланцев, очень похожих на соответственные образования шигнетской и керемской формаций.

7. О возрасте шигнетской и керемской формаций.

Как было видно из описания, выделенные и охарактеризованные нами отложения шигнетской и керемской формаций занимают вполне определенное стратиграфическое положение, располагаясь между кемтерекской толщей верхнего кембрия и готландскими образованиями, и в возрастном отношении, видимо, должны быть целиком отнесены к ордовику. Последнее вытекает не только из чисто стратиграфических построений, но и анализа палеонтологических документов, собранных А. С. Митропольским из формации „мергелистых известняков, сланцев и песчаников“, распростра-

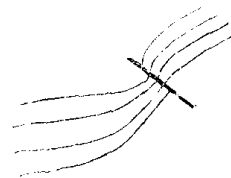
Схема геологического строения разреза
Узунсай-А. Ур



Использованные обозначения:

- | | | | |
|--|----------------------------|--|-------------------------------|
| | Верхские гранодиориты | | Шигнетская формация $S_1^{ш}$ |
| | Тетландские отложения | | Будбинская формация $S_1^{б}$ |
| | Керемская формация $S_1^к$ | | Элементы слоистости |

Рис. 8.



фиг. 10 Микронарушения
в Керемской формации

Рис. 9.

ненной по Б. Уру выше рч. Адыксук и отнесенной к готландию и низам девона (10).

Следует при этом учесть, что Митропольский в состав названной формации включил и отложения выделенной нами керемской толщи (18-карта), причем по его мнению и она оказывается, на основании встречающихся в ней органических остатков, отвечающей середине готландия. Однако несколько выше нами было подчеркнуто, что отложения готландия, содержащие остатки *Pycnostylus guelfensis* и *Halysites catenularia* (между прочим, совместно встречающихся) и ряд других форм, несогласно через базальный конгломерат покрывают подлежащие осадки, покоясь то на керемской, то на шигнетской и даже более древних формациях (рис. 8 и 7; 18-карта), и, таким образом, последние не могут быть моложе базального конгломерата верхнего силура. Очевидно, формация „мергелистых известняков, сланцев и песчаников“, выделенная А. С. Митропольским, является сложной, несомненно разновременной и зафиксированные в ее составе органические остатки—*Pycnostylus guelfensis* Whit, *Favosites spinigerus* Hall, *Palaeofavosites aspera* d'Orb, *Conchidium* aff. *crasiplica* Hall, *Pachypora* aff. *dilacerata*, *Hipparionyx* (?) *proximus* Vanuxem var., *Spirifer* spf. *vanuxemi* Hall—вряд ли окажутся целиком отвечающими готландию, поскольку многие из них определены совершенно условно. Кроме того, перечисленные палеонтологические остатки Митропольский не привязывает точно к разрезу, а поэтому весьма затруднительно составить представление о распределении этих форм по разрезу и уяснить, встречаются ли они совместно во всех пунктах местонахождения, или же как то группируются иначе.

Правда, Митропольский отмечает, что последние два вида, имеющие нижнедевонский возраст, встречаются совместно с типично готландскими формами в верхах разреза, а остальные группируются, главным образом, в нижних и средних горизонтах выделенной им формации. Однако и такое разъяснение не устраняет вышеотмеченных недостатков, ибо нижние горизонты с остатками пентамерид и табулят формации „мергелистых известняков, сланцев и песчаников“ Митропольского, развитые в верхнем течении р. Б. Ур (18, карта; рис. 7) и рассматриваемые нами, как члены керемской формации, протягиваясь в бассейн рч. Багазея, перекрываются базальным конгломератом готландия, на который, в свою очередь, совершенно согласно налегают известняки и мергели, содержащие остатки *Pycnostylus guelfensis*, *Favosites spinigerus*, *Halysites catenularia* и др. типично верхнесилурийские формы (рис. 7). Точно такие же соотношения между керемской формацией и готландием выявляются и на водосборе р. Узунсук-Шигнета (рис. 8); но Митропольский и в этом пункте эти разновременные и самостоятельные толщи объединяет в один отдел верхнего силура (18, карта). Таким образом, отложения керемской формации в моем понимании и, видимо, нижние члены формации „известняков, сланцев и песчаников“ в толковании Митропольского есть образования одновременные, которые, по нашему мнению, отделены от готландия ясно выраженным перерывом и несогласием. Мы вполне согласны, что средние и верхние горизонты формации „известняков, сланцев и песчаников“ действительно соответствуют верхнему силуру, но в верховьях р. Б. Ур последние находятся с керемской толщей в тектонически вынужденных отношениях (рис. 7), и поскольку эти толщи литологически чрезвычайно близки друг к другу, то, естественно, что, при беглых наблюдениях, объединение их в одну формацию дело вполне допустимое.

Что касается возраста керемской формации, то этот вопрос пока с полной определенностью решить нельзя. По Митропольскому она, на основании встречающихся в ней органических остатков, должна быть отнесена к готландию и даже средним частям ее, с нашей же точки

зрения ее следует рассматривать как верхи нижнего силура по следующим соображениям. Во-первых, керемская формация покоится ниже фаунистически охарактеризованных известняков, которые, судя по составу остатков кораллов, можно сопоставить с уинлокским и отчасти валентийским ярусами Зап. Европы, а базальные конгломераты в таком случае, возможно, окажутся низами валентийского яруса. Во-вторых, при изучении Кемтерекского планшета, по реке Адык-су правому притоку р. Б. Ур. против рч. Багазей, из слоя песчанистого известняка, отношение которого заведомо к верхнесилурийским образованиям не установлены, мною были собраны органические остатки, правда, не очень хорошей сохранности. Однако, П. С. Краснопеевой из них удалось определить представителей *Fenestella* sp. *Dicranopora* sp., причем остатки последнего характерны как для ордовика, так и готландия и, реже девона.

Вместе с тем р. *Palaeofavosites* и некоторые представители пентамерид из коллекции Митропольского могут оказаться нижнесилурийскими, поскольку идентичные формы были обнаружены также в песчанистом известняке рч. Адык-сук, совместно со *Streptelasma* и *Calapaecia*¹⁾, характерных (особенно последний) исключительно для ордовика. К сожалению отношения песчанистого известняка р. Адыксук с остатками *Calapaecia* к готландским образованиям остались не выясненными, а поэтому, принадлежность его к керемской формации доказанной считать пока нельзя. Тем не менее и вышеизложенных фактов вполне достаточно для отнесения керемской формации к верхам ордовика, если учесть, что она покоится ниже низов валентского яруса и песчанистый известняк с нижнесилурийскими окаменелостями скорее всего принадлежит именно этой формации.

Если наши выводы в отношении возраста керемской формации окажутся правильными, то в таком случае не составляет больших затруднений и в части определения возраста подстилающей ее шигнетской толщи. Последнюю, нам кажется, мы с полным основанием можем относить к нижнему силуру, не определяя пока более точно ее положение в схеме М. А. Усова (16). Возможно, что отложения шигнетской формации окажутся синхронными песчано-глинистым образованиям, развитым в Горной Шории в бассейне Большой Речки близ прииска Викторьевки, в которых обнаружены остатки трилобитов и брахиопод из семейства *Orthidae* и которые, как и шигнетская формация, подстилают отложения верхов нижнего силура..

III. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, зеленокаменные отложения Западного Саяна, рассматриваемые прежними исследователями как „нижний силур“, оказывается, имеют более сложное строение и являются разновременными образованиями, отчетливо распадающимися на нижеследующие формации.

1. Джебашскую, — сложенную кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, которым подчинены пласты железистых кварцитов и мраморов, и в возрастном отношении отвечающую докембрию.

2. Кемтерекскую, — существенно выраженную конгломератами, зелеными сланцами и песчаниками, в верхних частях приобретающими фиолетовый и бордовый тон, придающий красноватый оттенок формации. Отложения кемтерекской формации, видимо, по возрасту окажутся очень близкими к верхнему кембрию.

3. Буйбинскую, — представленную филлитизированными зеленоватосерыми сланцами, такой же окраски хлоритизированными песчаниками, вмещаю-

¹⁾ По определению К. В. Радугина.

щими слои мраморизованных известняков, силлы зеленокаменных основных эффузивов значительной мощности. Указанная формация занимает пока неопределенное стратиграфическое положение и условно нами относится к нижнему силуру, но возможен и донижнесилурийский ее возраст.

4. Шигнетскую, — выраженную зеленоватосерыми конгломератами и песчаниками, которым подчинены очень тонкие прослой и пачки глинистых сланцев и, реже, известняков.

5. Керемскую, — состоящую из бордовых, лиловых, зеленых песчаников и сланцев, включающих маломощные прослой мергелистых пород и калькаренигов с остатками брахиопод и кораллов, как это, например, фиксирует А. С. Митропольский по р. Б. Ур. Эти две последних формации, видимо, целиком уложатся в нижний силур и стратиграфически составят, вероятно, различные его ярусы.

Предлагаемое расчленение зеленокаменных отложений Западного Саяна следует рассматривать как рабочую схему, требующую еще соответствующего уточнения.

Так, пока еще нельзя считать строго доказанной самостоятельность буйбинской формации, которая может оказаться аналогом джебашской толщи, только слабее метаморфизованной. Точно также не выяснено стратиграфическое положение керемской толщи, хотя установление ее возраста должно вызвать меньше всего затруднений, поскольку она содержит окаменелости либо верхов ордовика, либо готландия. Небезнадежными в части поисков окаменелостей являются и отложения кемтерекской и даже буйбинской формаций, ибо в мергелистых породах первой были обнаружены какие то трубчатые образования и членики криноидей, а в известняках последней, обнажающихся при устье реки Аданарт и среднем течении рч. Тозаных, правых притоков р. Енисея, шарообразные образования, напоминающие водоросли.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Баженов, И. К.—Отчет о геологических исследованиях в районе Майнского медного месторождения, Миусинского уезда. Изд. СОГК, 1924, т. IV, вып. 1.
2. Он же.—Геологическое строение стыка между западным Саяном и Кузнецким Ала-тау. Изв. Зап. Сиб. отд. Геолкома. 1930, т. V, вып. 3.
3. Он же.—Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Издан. Академии наук, 1934.
4. Он же.—Предварительный отчет о геологических исследованиях 1926 г. в юго-западных Саянах. Изв. СОГК 1927, т. VII, вып. 1.
5. Володин, А. Г.—О возрасте Енисейской свиты. Геологич. вестник, 1930 г., т. VII.
6. Кассин, Н. Г.—Докембрий Казахстана. Сов. геология, № 11. 1938 г.
7. Кузнецов, Ю. А.—Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Сиб. отд. Геол. Ком., т. VIII, в. 3, 1929 г.
8. Кузнецов, В. А.—Новые данные по геологии западного Саяна. Вестник ЗСГГГТ, вып. 2, 1934 г.
9. Лебедева З. А.—Основные черты геологии Тувы. Труды Монгольской комиссии. Академия наук СССР, вып. 2, 1938 г.
10. Митропольский, А. С.—Некоторые новые данные по стратиграфии мезопалеозоя Западного Саяна. Вестник ЗСГТ, № 5. 1937 г.
11. Обручев, В. А.—Геология Сибири; том I и II. 1935, 1936 гг.
12. Полетаева, О. К.—Фауна кембрийских трилобитов Санаштыкгольского известняка Западного Саяна. Материалы по геологии Запсибкрая, вып. 35, 1936 г.
13. Полетаева, О. К. и Шатров, И. Е.—Геологическое строение северного склона Западного Саяна в районе рр. Б. и М. Арбат. Материалы по геологии Запсибкрая, вып. 33, 1936 г.
14. Сивов, А. Г.—Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна. Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири, том II. 1940.
15. Томашпольская, В. Д. и Баженов, И. К.—Новый Усинский асбестопосный район. Вестник ЗСГГГТ, вып. 2, 1934.
16. Усов, М. А.—Фазы и циклы тектогенеза Западносибирского края, Томск, 1936.
17. Шмидт, А. П.—Вулканизм и метаморфизм района Кантегирского гипербазитового массива в западном Саяне. Дипломная работа в ТИИ, 1935.
18. Дербиков, И. В.—Варисский интрузивный комплекс Западного Саяна. Вестник ЗСГТ. вып. 2, 1938.