

К СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА

А. Г. СИВОВ

На стратиграфическом совещании по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Средней Сибири, состоявшемся в 1964—1965 годах в г. Новосибирске, для расчленения докембрийских образований Западного Саяна была принята следующая схема: джебашская серия внизу и аккольская свита вверху верхнего протерозоя.

Эти подразделения, выделенные мною в свое время под названиями джебашская и аккольская формации, подробно описаны в геологической литературе [7, 8, 9 и др.], так что к ранее сказанному здесь можно добавить не так много. В разрезах р. Когдар в видимом основании стратиграфического разреза джебашской серии располагаются преимущественно орто- и парагнейсы, а выше амфиболовые, гранатовые, гранат-дистановые, ставролитовые кристаллические сланцы, а также биотитовые и плагиоклазовые их разности при скромном участии линзообразных тел мраморов и кварцитов.

Описанные метаморфические породы нижней части (когдарской толщи) джебашской серии, достигающие мощности более 2 км, и выступают в узких горстоподобных клиньях, из которых самый крупный занимает обширную площадь в верховьях р. Абакана. Рассматриваемый разрез серии увенчивается мусковит-серицит-альбит, альбит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, эпидот-хлорит-серицитовыми и иными метаморфическими парасланцами, вмещающими разной мощности и протяженности пачки железистых кварцитов, пьмонтитовых сланцев, и линзообразные тела мраморов и кварцитов. Мощность этих верхних членов джебашской серии, выделенных И. Н. Казаковым в тебинскую [1], А. П. Щегловым и В. П. Коробейниковым в сабинскую свиту, превышает 6 км. Стратиграфические соотношения между гнейсами и кристаллическими сланцами когдарской толщи и парасланцами сабинской свиты строго не установлены. Можно лишь предполагать, что сабинская свита со скрытым несогласием покрывает когдарскую толщу. Поэтому вполне закономерно, что плутонойской (когдарской) интрузии гнейсогранитов известен пока только в поле распространения когдарской толщи.

Аккольская формация [9, фиг. 3], пользующаяся ограниченным распространением в Западном Саяне, в типовом разрезе по р. Аккол, падающей в р. Ургунь (Урбунь) слева, распадается на три свиты. Нижняя свита сложена альбито-серицито-хлоритовыми сланцами с редкими линзами темных мраморов и пластами кварцитов. Мощность около 1,6 км. Средняя свита выражена празинитовыми сланцами (особенно характерны глаукофановые по разности), перемежающимися с серыми слюдястыми кварцитами и вмещающими редкие пачки графитизированных сланцев и мраморов. Мощность 1,8 км.

Верхняя свита представлена серыми, чаще темными тонкозернистыми мраморами, содержащими повсеместно остатки онколитов. Мощность до 600 м. [9, фиг. 3]. В Кантегирском грабене и по северному склону Западного Саяна отложения аккольской формации не выделяются.

Вместе с тем стратиграфический разрез докембрия Западного Саяна аккольской формации не завершается, а наращивается за счет подразделений, ранее несправедливо относимых то к ордовику, то к кембрию. Этот вопрос нуждается в более детальном освещении.

Еще в 1934 году в разрезах р. Нижней Буйбы мною были выделены отложения буйбинской формации, слагающие главное поле в бассейне верхнего течения р. Ус [6]. Позже они были изучены в разрезах нижних течений р. р. Ус, Б. Уры, Енисея на пространстве между реками Б. Уры и Ус, на водоразделе р. р. Ус и Ургунь, а также в бассейнах р. р. Тепсель и Голой. Повсеместно породы буйбинской формации характеризуются удивительно однообразным составом, подробно описанным мною в 1941 г. [7]. В типичном виде она выражена (рис. 1) мощной толщей переслаивающихся между собою хлорито-серицитовых, серицито-хлоритовых, известково-хлоритовых, кварц-серицито-хлоритовых, реже эпидото-хлорито-серицитовых сланцев преимущественно зеленовато-серой и зеленой окраски. Они вмещают различной мощности тонкозернистые песчаники, а также зеленокаменного облика эффузивы, по видимому, силловой фации, причем те и другие породы, будучи интенсивно рассланцованными, обладают бутыльно-зеленым цветом.

Вероятно, на разных стратиграфических уровнях буйбинской формаций среди ее зеленых сланцев появляются фиолетовые кремнисто-глинистые их разности, достигающие мощности более 200—250 м, как это, например, видно в разрезах нижнего течения р. Золотой (против кл. Атыз), а в средних частях присутствуют светло-серые, слегка розоватые, среднезернистые мраморы. Последние в виде единственного линзовидного тела, прослоенного хлорито-серицитовыми сланцами и обладающего мощностью до 250 м, образуют утес «Белый Камень» на правом склоне Енисея устья р. Нижний Хаданых.

Большую же частью упомянутые мраморы залегают в форме разной протяженности и мощности пластов, из которых 3—4 пласта установлены в верхнем течении р. Ус и один пласт в среднем течении р. Тозаных, впадающей в р. Енисей ниже р. Ургуни. Облик буйбинской формации был бы неполным, если бы не остановиться на характеристике тектонического строения ее пород. Они занимают обширную площадь, что, по видимому, свидетельствует в общем о пологом их залегании и небольшой мощности, не превышающей 4—5 км. Имеются основания предполагать, что рассматриваемые отложения образуют полную складку, крылья которой осложнены предельно сжатыми складками второго и более высокого порядков вплоть до плейчатости и гофрировки, которые поражены интенсивной рассланцовкой, ориентированной в разных направлениях. Но при этом плоскости сланцеватости, совпадающие в своем простирании с главным северо-восточным простиранием складчатых структур формации, являются наиболее отчетливо выраженными. Ее складки высшего порядка в плане и разрезе имеют S-образную фор-

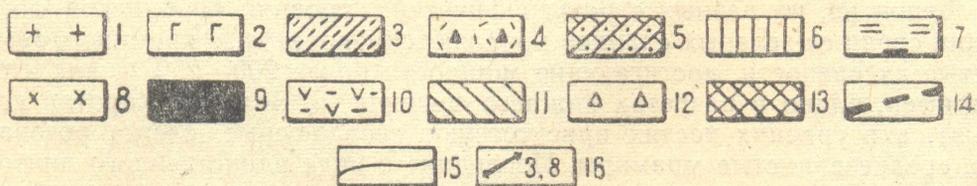
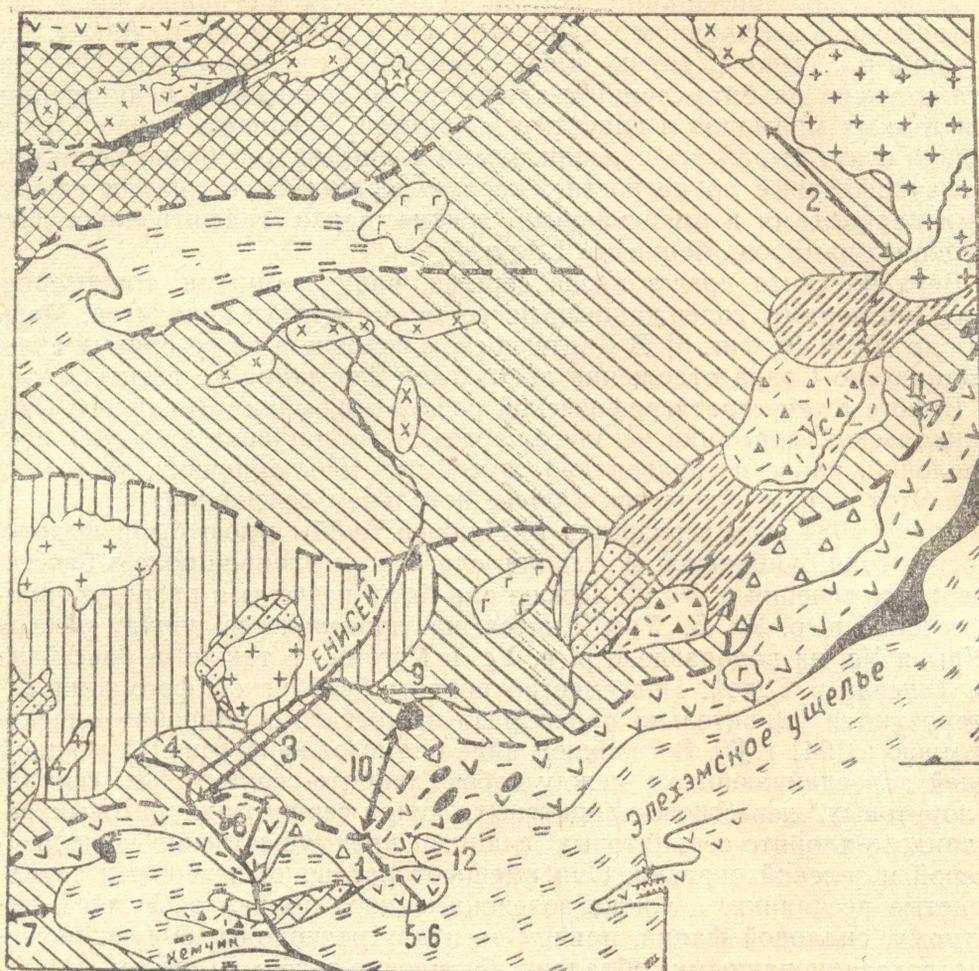


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Западного Саяна. 1—Джойские гранитоиды позднего девона; 2—аккольские сиенит-диориты раннего девона; 3—нерасчлененные пестроцветные отложения девона; 4—эффузивы и их пирокластические производные онисифировской формации низов нижнего девона; 5—шиштыкская обломочно-карбонатная формация верхов силура; 6—керемская (шигнетская) песчано-сланцевая формация (палеонтологически не охарактеризованная) верхов ордовика — низов силура; 7—кемтерекская конгломерато-сланцевая формация верхов кембрия — низов ордовика; 8—гранитоиды доверхнемонокского возраста; 9—гипербазиты верхов позднего докембрия (?); 10—чингинская спилито-диабазо-кремнистая формация верхов позднего докембрия; 11—13—ранний докембрий; 11—буйбинская формация хлорито-серицитовых сланцев; 12—аккольская формация метаморфических пород; 13—джебашская серия гнейсов и кристаллических пород; 14—разрывные нарушения; 15—стратиграфические границы; 16—линии разрезов: 1—по р.р. Акколу, 2—Нижней Буйбе, 3—Енисею, 4—Б. Ур, 5—6—Чинге и Среднему Акколу, 7—Сухому логу, 8—р. Нижнему Карбулуку, 9—р. Ус, 10—водоразделу между рр. Ургунь-Ус, 11—правому притоку р. Тихой; 12—р. Б. Хайлыку

му, приостренные или плавноокругленные замки которых обрамлены тонкими прерывистыми линзочками кварц кальцито-альбитового состава. Впрочем, молочно-белый кварц и розовато-серый кальцит постоянно появляются и в виде вилок мощностью от 1 мм до 5 см, но, правда, крайне изменчивой протяженности.

По некоторым чертам метаморфизма (интенсивная серицитизация, хлоритизация), а главное особенностям тектонической структуры, отложения буйбинской формации проявляют поразительное сходство с верхним подразделением джебашской серии, к которому они нередко и относились. Чаще же всего накопления буйбинской формации на основе относительно слабого их метаморфизма объединялись в шигнетскую формацию верхов ордовика или низов силура, хотя было давно известно, что среднезернистые песчаники последней в разрезах нижнего течения р. Ус (против кл. Соржика) резко несогласно покрывают интенсивно сплюснутые хлорито-серицитовые сланцы первой [7]. Вместе с тем отложения буйбинской формации одно время помещались выше кемтерекской формации [7], позже выделялись в так называемую амыльскую свиту среднего кембрия, например, в бассейне верхнего течения р. Ус и правобережье р. Тихой, относились к ишкинской и сютхольской свитам условно верхнекембрийского возраста — правобережье Енисея ниже р. Ургуни и левобережье р. Хемчика при ее устье [1].

Однако буйбинская формация, будучи самостоятельным стратиграфическим подразделением, является не только древнее кемтерекской, но и чингинской формации. Действительно, по крутому Сухому логу, падающему в р. Хемчик слева при ее устье, отложения ишкинской свиты резко несогласно покрываются сланцево-песчано-конгломератовой толщей кемперекской формации, в темных сланцах которой в правом склоне Енисея в 1,5 км ниже р. Хемчика, впервые были обнаружены мшанки, нутолоидеи, трилобиты, оригинальные пелециподы.

Эта фауна определяет возраст вмещающих ее пород в рамках верхов верхнего кембрия — низов ордовика. Таким образом, доверхнекембрийский возраст буйбинской формации (ишкинской свиты) является очевидным. В свою очередь ее отложения, ранее отнесенные к шигнетской формации [9], по р. Аккол (левый приток Ургуни) участвуют в строении северного крыла слегка опрокинутой на север антиклинальной складки, центральная часть которой сложена актинолито-неизитохлоритовыми сланцами, вмещающими пласт кварцита аккольской формации. В описываемом разрезе в основании буйбинской формации лежит пласт грубозернистого, зеленой окраски, песчаника, переполненного обломками пород, на которых он непосредственно залегает, т. е. аккольской формации. Вверх по разрезу базальный песчаник, мощностью до 25 м, покрывается сильно сплюснутыми и интенсивно хлоритизированными тонкозернистыми песчаниками, которые, в свою очередь, покрываются типичными для буйбинской формации хлорито-серицитовыми, серицито-хлоритовыми и другими сланцами. Они выступают почти в сплошных обнажениях долин правых притоков р. Ургуни и левых р. Ус (рис. 1 и 2).

Вместе с тем ныне установлено, что в ряде пунктов юго-восточного склона Западного Саяна отложения буйбинской формации несогласно покрываются спилито-диабазо-кремнистыми породами чингинской формации, на деталях чего я останавлиюсь позже. Здесь же подчеркну, что породы буйбинской формации возникли за счет зеленокаменного изменения первично осадочных, преимущественно тонкообломочных, накоплений флишоидного типа. Кластическая их порода отчетливо устанавливается при изучении многих образцов под микроскопом.

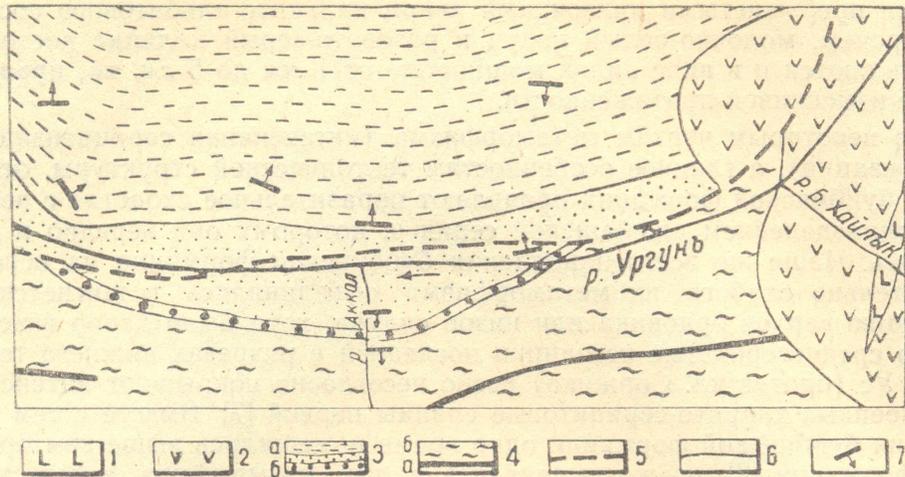


Рис. 2. Схема геологической карты рр. Ургунь-Б. Хайлык. 1—гипербазиты верхов позднего докембрия (?); 2—спилито-диабазо-сланцевые породы чингинской формации верхов позднего докембрия. Ранний докембрий: 3—буйбинская формация: а — хлорито-серицитовые, серицито-хлоритовые и другие сланцы, б — средне- и грубозернистые хлоритизированные песчаники; 4—аккольская формация: а — актинолитово альбито-хлоритовые сланцы; б — кварциты; 5—Ургунский разлом; 6—стратиграфические границы; 7—элементы залегания

Анализ накопившегося материала показывает, что в стратотипическом разрезе по р. Средний Аккол чингинская формация выражена лишь своими низами мощностью до 2 км. Как известно, они представлены зеленокаменного облика спилитами, спилитизированными диабазами, вариолитами, перемежающимися со своими пирокластическими накоплениями кремнисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами, черными микрокварцитами, туфопесчаниками, туфогравелитами и одним пластом светло-серого слоистого известняка. В типовом разрезе более верхние члены низов чингинской формации, сложенные характерными голубовато-серыми тонкослоистыми («ленточными») аргиллитами, достигают мощности не более 50 м [9, фиг. 8]. Эти «ленточные» алевролиты прослеживаются и далее на северо-восток, причем в среднем течении р. Б. Хайлыкта (в 3 км от стратотипа) они при мощности в 200 м, вместе с покрывающими их кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, афанитовыми диабазами, вариолитами и их пирокластами при скромном участии микрокварцитов увенчивают разрез нижних частей чингинской формации, общая мощность которых может быть определена в 4—4,5 км и которые, возможно, следует объединять в хайлыкскую толщу.

В разрезах той же р. Б. Хайлыка хайлыкская толща покрывается несколько иного состава эффузивно-осадочной толщей мощностью до 2 км и заслуживающей особого географического названия (карахемская, малохайлыкская). В основании карахемской толщи располагаются мощные пачки кремнисто-глинистых сланцев (до 500 м), сменяемых стратиграфически выше спилитизированными диабазами и их пирокластами, перемежающимися с фельзитами, кератофирами и их пирогенными накоплениями, очень редко микрокварцитами, углисто-кремнистыми сланцами, песчаниками и вмещающими линзообразные тела известняков с остатками онколитов. Известняки этой верхней толщи чингинской формации особенно часто встречаются в карабулукской синклинали (р. Н. Карабулук), где они содержат не только онколиты, но и катаграфии [9, фиг. 10].

Отнесенные в свое время к чингинской формации обломочно-эффузивные накопления р. Эলেখем Темирсух [9] принадлежат к ней далеко не в полном объеме. Во всяком случае распространенные на водоразделе рр. Темирсух и Эলেখем (гора Каратаг) песчаники, конгломераты, гравелиты, кремнисто-глинистые сланцы с редкими покровами субзеленокаменных диабазов, линз известняков с остатками водорослей и археоциат (рис. 1), представляют самостоятельное подразделение изохронное, по-видимому, эжимской свите [2].

В составе конгломератов присутствуют гальки зеленокаменных эффузивов кератофиров, темных известняков и черных микрокварцитов пород, столь характерных для чингинской формации. Вполне возможно, что стратиграфические аналоги эжимской свиты развиты и на северном склоне Куртушибинского хребта, если учесть, что в известняках, залегающих среди обломочных накоплений хребта Узунарга и карабулукской синклинали и причленяемых к чингинской формации, были обнаружены археоциаты плохой сохранности [9, 4, 5]. Этот вопрос требует дальнейшего изучения, а пока объем чингинской формации следует определять описанными выше двумя ее подразделениями (за которыми здесь не сохраняются прежние их названия (малошущенская и кызасская свита), а придаются новые географические наименования — хайлыкская и кара-хинская толщи [9, фиг. 1]. Конечно, могут быть выдвинуты и другие предложения, связанные с расчленением чингинской формации, но при всем этом она является более древним образованием, чем эжимская свита низов алданского яруса.

Чингинская формация на северном склоне Куртушибинского хребта на огромном протяжении отделена от буйбинской формации Ургунским (Урбунским) взбросом (разломом) и лишь на отдельных площадях первая из них несогласно перекрывает последнюю. Так, например, в правом борту верхнего течения р. Ургуни вблизи устья ее левого притока р. Б. Хайлыка чингинская формация через базальную пачку непосредственно покрывает напряженно сплюснутые породы буйбинской формации. Мощность базальной пачки, сложенной брекчией осадочного происхождения и состоящей из мелких обломков подстилающих ее пород (хлорито-серицитовые, серицито-хлоритовые и др. сланцы), не превышает нескольких см. Она покрывается кремнисто-глинистыми сланцами и туфами, которые стратиграфически выше сменяются спилитизированными диабазами (рис. 2). Затем, по наблюдениям А. П. Щеглова и В. П. Коробейникова в бассейне верхнего течения р. Тихой (левый приток р. Ус), базальная пачка чингинской формации, резко несогласно покрывающая буйбинскую формацию, («амыльскую свиту среднего кембрия»), достигает значительной мощности и сложного строения (рис. 3). Наконец, несогласное налегание чингинской формации на отложения буйбинской формации установлено в истоках р. р. Кемтерек (левый приток Енисея) и верховьях р. Ус. В свете изложенных обстоятельств становится очевидным, что, вопреки мнению ряда исследователей [5, 4, 12], и на аккольской формации чингинская формация лежит несогласно, причем в добавлении к ранее изложенному по обсужденному вопросу [9] это несогласие является типично стратиграфическим. Слабая изученность органических остатков чингинской формации Куртушибинского хребта исключает возможность точного определения ее возраста, и он здесь по аналогии ее распространения на северном склоне Западного Саяна устанавливается в рамках позднего докембрия.

На северном склоне Западного Саяна объем чингинской формации также подвергся значительному уточнению. Из ее состава исключены пестроцветные и сероцветные преимущественно разной размерности обломочные накопления, участвующие в строении соответственно разрывов р. Нарысы (9, фиг. 16), среднего течения р. Чехан (9, фиг. 19; 10,

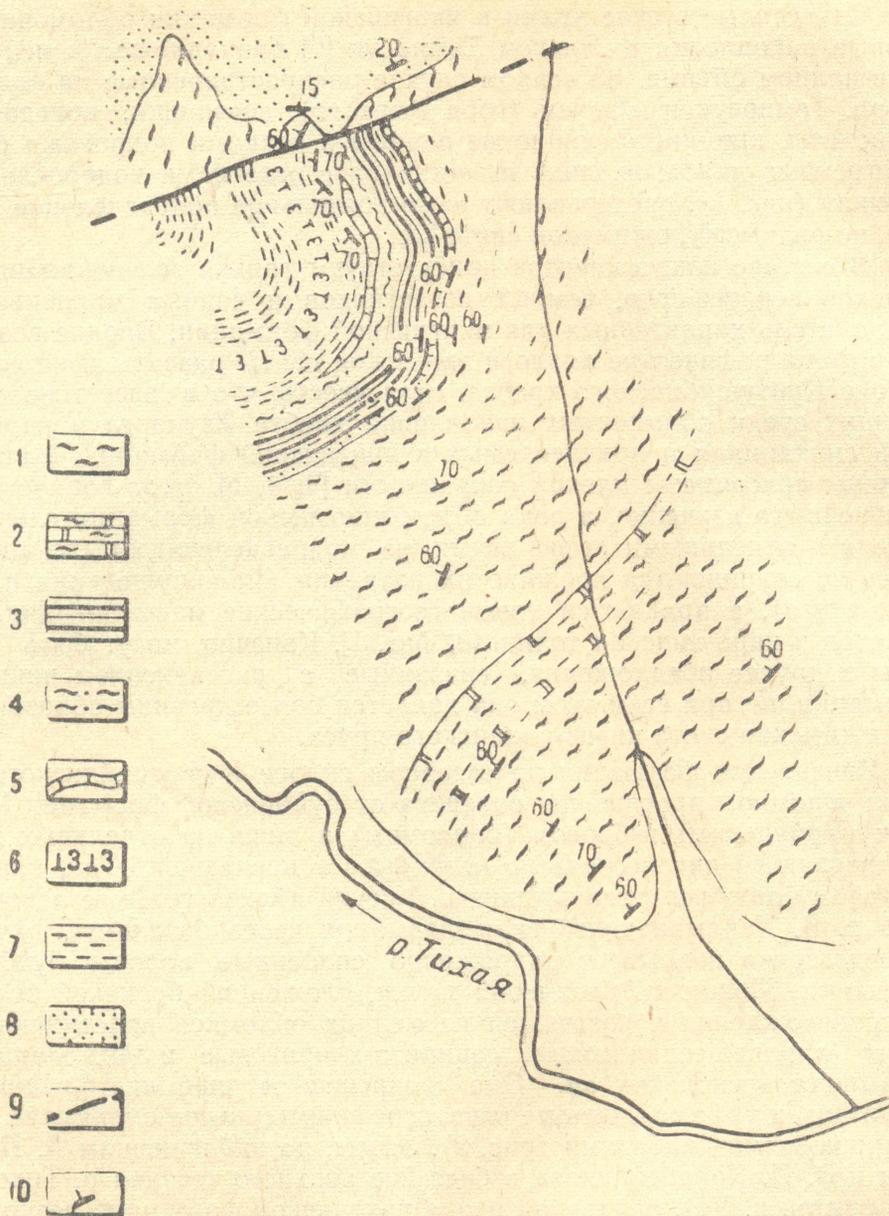


Рис. 3. Схема геологического строения правых склонов р. Тихой близ кл. Прокопьевского. Ранний докембрий: буйбинская формация (1—2): хлорито-серицитовые (1) и иные сланцы (2); поздний докембрий: чингинская формация (3—7): 3—кремнисто-глинистые сланцы с пластом песчаника (а), 4—хлорито-серицитовые сланцы; 5—известняк, 6—туфогенные породы, 7—углисто-кремнистые сланцы; 8—нерасчлененные отложения девона; 9—дизъюнктив; 10—элементы залегания

рис 5), р. Б. Кызаса (9, фиг. 20 и 21) и представляющие звенья кызасской (нарысской) толщи. Доказано, что в обломочных породах этого подразделения в большом количестве присутствуют гальки, зерна, обломки зеленокаменных эффузивов основного ряда, микрокварцитов, альбитофинов, светлых известняков, углисто-кремнистых сланцев и других пород, свойственных чингинской формации. Это означает, что обломочные породы кызасской толщи накапливались за счет размыва пород чингинской формации и, следовательно, наличие перерыва между рассматриваемыми стратиграфическими подразделениями не должно вызвать возражения. К сказанному добавлю, что в пределах всей полосы распространения кызасской толщи ее обломочные породы вмещают

разной мощности линзообразные тела известняков, которые в наибольшем количестве концентрируются в чеханской полосе (по кл. Карасук). В последней полосе, кроме того, появляются редкие покровы спилитизированных диабазов, а в нарысской полосе — пироксеновых порфириров. В упомянутых выше известняках почти всюду обнаружены остатки онколитов и реже водорослей, которые по кл. Безымянному притоку р. Б. Кызас оказались принадлежащими роду *Osagia* и виду *Renalcis granosus Vologd.* [9, фиг. 20].

Таким образом, выделяя кызасскую толщу в особое подразделение типа флишоидной формации, объем чингинской формации на северном склоне Западного Саяна ограничивается тем набором эффузивно-микрокварцито-кремнистосланцевых пород, вмещающих линзообразные тела известняков, который выступает, например, в разрезах р. М. Шуши (стратотип малошушенской свиты), по Енисею, [9, фиг. 14, 15, 17] р. р. Табату и Чазрыку, Чехану и другим речным системам. Подошва чингинской формации северного склона Западного Саяна не вскрывается, ибо она срезана Малошушенским надвигом, [9], вдоль которого на огромном протяжении на нее надвинуты кристаллические образования джебашской серии раннего докембрия. Верхняя граница чингинской формации отчетливо устанавливается по подошве кызасской толщи верхов позднего докембрия или низов кембрия, детали чего на сегодняшний день, к сожалению, строго определить не представляется возможным.

Органические остатки этой толщи изучены далеко недостаточно, а ее стратиграфические соотношения с образованиями спилито-кератофировой нижнемонокской формации, в верхах которой лежат известняки с камешковским комплексом органических остатков [9, 11], нуждаются в уточнении. Однако независимо от решения этих сложных вопросов стратиграфии Западного Саяна распространенная на его северном склоне чингинская формация не может быть моложе позднего докембрия. Это обосновывается не только стратиграфическими, но и палеонтологическими документами. Действительно по кл. Федоркину (приток р. Чазрык) в серых известняках [9, фиг. 2], а по левому склону Енисея в 70 м к северу от р. Уй в светло-серых слоистых их разностях [9, фиг. 17 и 22], лежащих в верхах чингинской формации в развиваемом здесь ее объеме, недавно были обнаружены остатки строматолитов и катаграфий. В первом местонахождении среди них установлены: *Sinzasophyton usovi* Pospel., *Palaeomicrocystis kaizasensis* Posp., *P. cf. usasensis* Posp., *Vesicularites cf. flexuosus* Reitl., *Bugojulia* sp., *Algatactis frolovi* Posp., *A. cf. kabirsaensis* Posp., а во втором *Radiosus radius* Z. Zhurav., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Glebosites glebosites* Z. Zhur., *Sinzasophyton usovi* Posp., *Osagia* sp.

Позднедокембрийский возраст перечисленных окаменелостей совершенно очевиден, причем их состав может оказаться близким к составу проблематики карахемской толщи чингинской формации северного склона Куртушибинского хребта и особенно верхам карбонатного разреза позднего докембрия юго-западного склона Кузнецкого Алатау.

Таким образом, чингинская формация позднего докембрия северного и южного склонов Западного Саяна в уточненном здесь объеме, хотя и выражена разной полнотой стратиграфического разреза, но повсеместно характеризуется остатками катаграфий и онколитов, лежит ниже подошвы низов нижнего кембрия и, возможно, даже венда (кызасской свиты), а на северном склоне Куртушибинского хребта несогласно покрывает отложения буйбинской формации. В связи с этим последние, а также подстилающие их метаморфические породы аккольской формации, вероятно, будут представлять звенья верхов раннего докембрия. Этому не противоречат и примитивного облика онколиты, переполняю-

щие тонкозернистые мраморы аккольской формации. Ее возраст признается более молодым, чем возраст гнейсов и кристаллических сланцев джебашской серии, отвечающей по-видимому, низам раннего докембрия в Западном Саяне.

Правда, на основе применения калий-аргонового метода абсолютный возраст 12 образцов кристаллических сланцев джебашской серии определен в пределах 933—583—329 млн. лет. Но, очевидно, только что приведенные цифры абсолютного возраста отражают не относительный геологический возраст кристаллических (догнейсовых) сланцев джебашской серии, а последовательный наложенный метаморфизм.

Сравнение стратиграфических разрезов докембрия юго-запада Кузнецкого Алатау (Горной Шории) и Западного Саяна показывает, что карбонатно-эффузивно-обломочные подразделения позднего докембрия, охарактеризованные разнообразной проблематикой первого района, полностью соответствуют чингинской спилито-кремнистой формации второго района. На юго-западе Кузнецкого Алатау нижние подразделения позднего докембрия, на основе присутствия в их отложениях катаграфий и строматолитов, отвечают верхней половине средней части (верхам среднего рифея) верхнего протерозоя. В таком случае подразделения раннего докембрия Западного Саяна будут коррелятны стратиграфическому интервалу — нижняя половина средней части верхнего протерозоя (буйбинская формация) и, возможно, средний протерозой (джебашская серия).

Обращают на себя внимание и следующие обстоятельства. В дочингинских отложениях Западного Саяна, и в том числе буйбинской формации, известны мелкие и притом редкие плутоны гипербазитов. Они преимущественно концентрируются в поле распространения чингинской формации, где их плутоны иногда достигают значительной протяженности и вовсе отсутствуют в отложениях типа кызасской толщи венда-низов нижнего кембрия. Это означает, что возраст гипербазитов Западного Саяна и, возможно, Тувы может оказаться позднекембрийским, а не среднекембрийским, как ранее считалось. Достаточно сказать, что в обломочных породах санаштыкгольского горизонта верхов нижнего или низов среднего кембрия Западного Саяна и Тувы присутствуют обломки гальки, зерна серпентинитов, хромитов, пироксенитов и других разновидностей гипербазитов.

В заключении подчеркнем, что вопросу стратиграфии докембрия Западного Саяна и в дальнейшем будет уделяться большое внимание, но при его решении нельзя не считаться с тем, что объем буйбинской, аккольской и чингинской формаций превышает объем свит и что последняя и предпоследняя формации ошибочно одно время признавались фациальными аналогами нижнемонокской и верхнемонокской формаций [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. М. Владимирский, М. А. Черноморский. Складчатые структуры верхнекембрийских отложений левобережья р. Хемчика в Западной Туве. Материалы по регион. геолог. Алтае-Саянской складч. обл., новая серия, т. 58, Ленинград, ВСЕГЕИ, 1961.
2. Н. С. Зайцев. Кембрий Тувы. Геолог и геофиз., № 7, 1960.
3. И. Н. Казаков. Верхний протерозой Западного Саяна. Геолог. и геофиз., № 1, 1967.
4. И. Н. Казаков, К. Н. Конюшков. Нижний и средний кембрий Западного Саяна. Геолог. и геофиз., № 2, 1967.
5. И. П. Палей. К вопросу о соотношении аккольской и чингинской формаций Западного Саяна. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.

6. А. Г. Сивов. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна. Тр. перв. науч. конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири. т. II, Томск, 1940.

7. А. Г. Сивов. О «нижнем силуре» Западного Саяна. Изв. Том. индустр. инст., т. 62, вып. I, 1944.

8. А. Г. Сивов. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. инст. Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 2, 1948.

9. А. Г. Сивов. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. ТПИ. т. 74, вып. 2. Томск, 1953.

10. А. Г. Сивов. Верхнекембрийская арбатская формация. Изв. Томск. полит. инст., т. 65, вып. 2. Томск, 1950.

11. А. Г. Сивов. Об узловых вопросах стратиграфии кембрия Западного Саяна. Изв. Томск. полит. инст., т. 127, вып. 2. Томск, 1965.

12. А. П. Щеглов, М. В. Степанова, Р. Т. Богнибова, В. М. Исаков. Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна. Материалы по регион. геолог. Сибири, вып. 57, СНИИГГИМС, Новосибирск, 1967.