

**О СООТНОШЕНИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ
ПОРОД МЕЖДУРЕЧЬЯ ЕНИСЕЙ-ОЯ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)**

В. П. КОРОБЕЙНИКОВ, А. П. ЩЕГЛОВ

(Представлена профессором А. Г. Сивовым)

Изученный район находится на стыке нескольких разнородных структур, имеющих блоковый характер. Здесь выделяются Джебашский выступ, Кизасско-Ойский антиклинорий и Борусский грабен-синклинорий. Две последние структуры сложены эффузивно-осадочными породами чингинской свиты. Ниже рассматриваются взаимоотношения пород в Джебашском выступе, сложенном метаморфическими и кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами, кварцитами и мраморами джебашской свиты, гранитоидами Когдарского массива, а также ультраосновными породами гипербазитовой интрузии (рис. 1).

Химический состав некоторых метаморфических пород джебашской свиты показан в табл. 1.

Наиболее широко среди пород джебашской свиты распространены образования фации зеленых сланцев, которые широкой полосой протягиваются от Телецкого озера до сочленения Западно-Саянских структур с Восточно-Саянскими. В пределах описываемого района от р. Енисей до р. Оя зеленые сланцы относятся к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфациями, по классификации Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961).

Перечисленные субфации зеленых сланцев находятся в сложных взаимоотношениях. В целом наблюдается закономерный переход субфаций с запада на восток от низкотемпературных до высокотемпературных в пределах фации зеленых сланцев.

На водоразделе рек Малая и Средняя Шушь нами наблюдалась постепенная смена зеленых сланцев, развитых западнее водораздела, амфиболитами и кристаллическими сланцами, протягивающимися в бассейн р. Когдар.

Амфиболиты характеризуются ассоциацией амфибол-плаггиоклаз, которые нередко сопровождаются гранатом и эпидотом. Амфиболиты—производные основных изверженных пород и относятся к ставролит-альмандиновой субфации, которая соответствует наиболее слабому метаморфизму в пределах альмандин-амфиболитовой фации.

Гранатовые сланцы, гнейсы, а также кристаллические сланцы, которые в последовательной смене фаций с запада на восток сменяют амфиболиты, относятся к гранулитовой фации, которая отражает температуру метаморфизма около 700—800°C.

Кристаллические сланцы и амфиболиты переходят в зону послонных мигматитов. Субстрат чаще всего обнаруживает липидобластовую

и нематобластовую структуры, а гранитный материал — гранобластовую. Ортоклаза содержится около 40% от общего количества гранитного материала. Он образует порфиробласты и зерна извилистой формы, которые корродируют кварц и плагиоклаз. Иногда наблюдаются элементы пойкилобластовой структуры: в крупных зернах ортоклаза заключены мелкие корродированные зерна плагиоклаза и кварца. Олигоклаз составляет около 20% гранитного материала. Остальная часть гранитной составляющей мигматитов слагается кварцем и единичными мелкими зернами биотита или роговой обманки. Среди послойных нередко встречаются очковые мигматиты, сложенные теми же компонентами. Их характерная черта — отсутствие следов внедрения гранитного материала по трещинам или послойно, отсутствие магматических структур в жильном материале. Напротив, очень часто наблюдаются структуры замещения. Ортоклаз корродирует кварц и плагиоклаз, характерны элементы пойкилобластовой и порфиробластовой структур. И в кристаллических сланцах, и в мигматитах наблюдается биотитизация роговой обманки, но содержание последней в этих породах значительно меньше, чем в амфиболитах. Нередко она присутствует совместно с биотитом.

Количество гранитного материала в мигматитах увеличивается в восточном направлении, а субстрата соответственно уменьшается. Намечающаяся в мигматитах гомогенизация приводит к образованию диорито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов и гранито-гнейсов. В этих породах еще наблюдается типичная гранобластовая структура со следами структур замещения, приводящего к увеличению щелочных компонентов. Гранито-гнейсы сменяются массивными, иногда с элементами гнейсовидности гнейсо-гранитами. Чрезвычайно важная черта их строения — сочетание гранобластовой и гипидиоморфнозернистой структур, пойкилобластовой и пойкилитовой структур. Наконец, ближе к центральной части Когдарского массива появляются массивные породы магматического облика, среди которых наиболее распространены граниты. И в этих породах также обнаруживаются следы процессов метасоматических преобразований, выражающиеся в микроклинизации плагиоклазов. Для когдарских гранитоидов характерны изменчивость состава и структуры, наличие многочисленных пойкилитовых вростков плагиоклаза, темноцветного минерала или кварца в калиевых полевых шпатах. Последние нередко присутствуют в двух генерациях: 1) в виде идиоморфных или гипидиоморфных, часто пилитизированных зерен; 2) в виде свежих, неправильных по форме, крупных (до 8 мм) зерен с пойкилитовыми вростками.

Химические анализы когдарских гранитов отличаются от гранитов нормального состава несколько повышенным содержанием глинозема, приблизительно равным содержанием Mg и Fe, или незначительным преобладанием магния, а также преобладанием Na над K.

Постепенные переходы гранитов во вмещающиеся породы, наличие в последних структур замещения микроклином и ортоклазом натрово-кальциевых полевых шпатов, а биотитом — роговой обманки, а также унаследованные гнейсовые текстуры в гранитах приводят к выводу о том, что гранитоиды Когдарского массива, по крайней мере в краевых частях, являются продуктами метасоматической гранитизации.

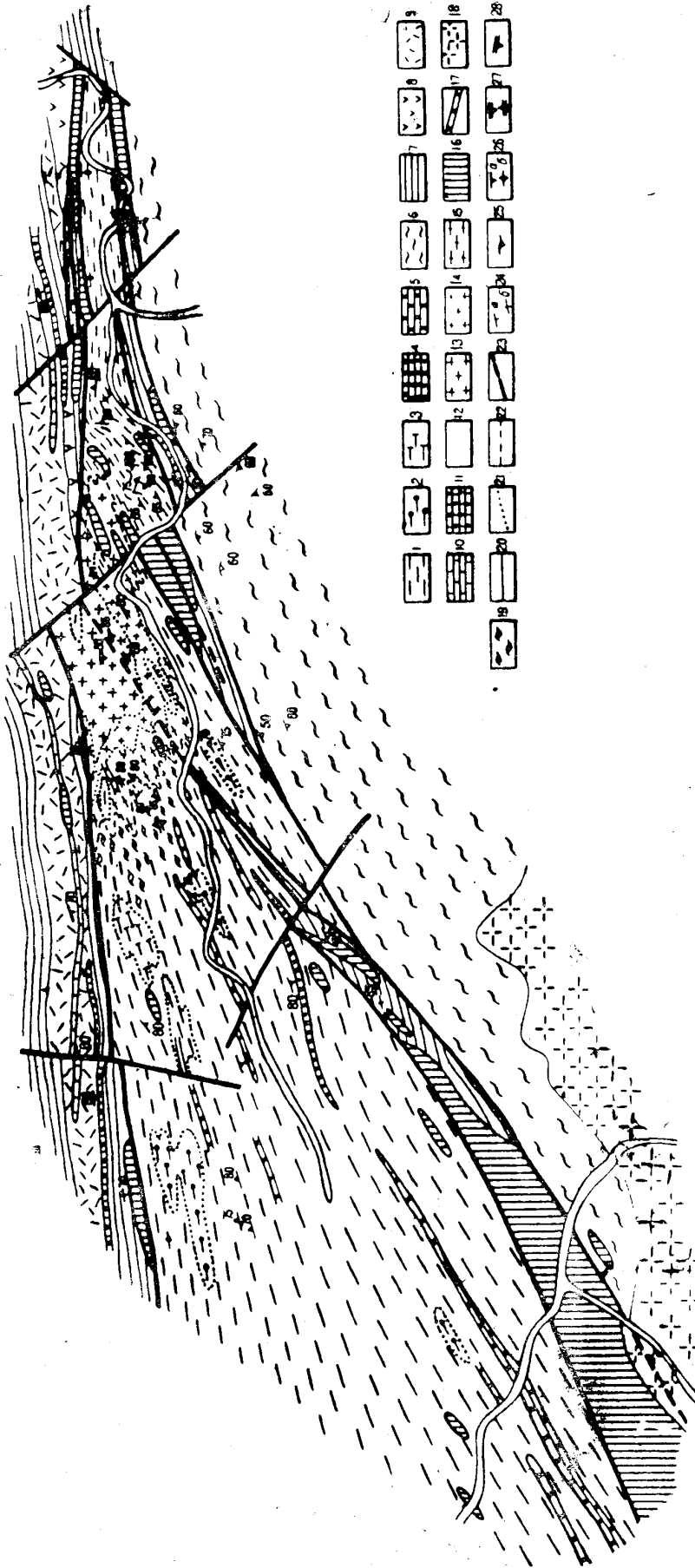
При сравнении формул амфиболитов, кристаллических сланцев, гранодиоритов и гранитов, составленных по кислородному методу Т. Барта (табл. 2), легко заметить, что в процессе метасоматической переработки метаморфических пород в граниты приносятся K, Na, Si, а выносятся из них Ca, Mg, Fe, Al, Ti, что и приводит, по-видимому, к возникновению амфиболитов, тесно пространственно связанных с гранитоидами Когдарского массива.

Таблица 1

Химические анализы некоторых метаморфических и интрузивных пород и их числовые характеристики
(по методу А. Н. Заварицкого)

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S | H ₂ O | п. п. п. | Сумма | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n | Q | $\frac{a}{c}$ |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|------------------|----------|--------|------|-----|------|------|------|------|------|------|----|------|---------------|
| 1 | 50,87 | 0,79 | 17,27 | 3,36 | 4,16 | 0,15 | 8,02 | 6,96 | 5,28 | 0,69 | 0,26 | 0,02 | 0,05 | 2,73 | 100,61 | 12,5 | 5,3 | 23,7 | 58,5 | — | 29,4 | 57,3 | 13,3 | 92 | 26,7 | 2,6 |
| 2 | 51,47 | 0,88 | 16,04 | 3,34 | 5,44 | 0,14 | 8,56 | 8,40 | 3,88 | 0,58 | 0,15 | сл. | 0,03 | 1,71 | 100,62 | 9,2 | 5,9 | 26,4 | 58,5 | — | 30,3 | 54,0 | 15,7 | 91 | 7,3 | 1,6 |
| 3 | 53,82 | 1,40 | 17,57 | 2,36 | 5,60 | 0,14 | 5,70 | 5,75 | 2,24 | 3,47 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 1,67 | 99,82 | 10,3 | 7,1 | 17,8 | 64,8 | — | 42,9 | 55,9 | 1,2 | 49 | 1,8 | 1,4 |
| 4 | 62,62 | 0,30 | 14,39 | 3,06 | 2,91 | 0,12 | 3,80 | 6,24 | 4,10 | 1,85 | 0,12 | 0,01 | 0,03 | 1,01 | 100,56 | 11,4 | 3,7 | 15,2 | 69,7 | — | 34,5 | 41,1 | 24,4 | 77 | 12,0 | 3,3 |
| 5 | 69,81 | 0,22 | 15,02 | 0,86 | 1,65 | 0,09 | 2,28 | 2,38 | 4,20 | 2,89 | 0,07 | 0,01 | 0,03 | 1,05 | 100,56 | 13,1 | 2,9 | 6,8 | 77,1 | 9,8 | 34,3 | 55,9 | — | 68 | 25,2 | 4,0 |
| 6 | 72,01 | 0,13 | 14,74 | 0,68 | 1,36 | 0,07 | 1,03 | 1,57 | 4,20 | 3,27 | 0,04 | сл. | 0,02 | 0,94 | 100,06 | 13,6 | 1,9 | 5,1 | 79,4 | 31,2 | 36,3 | 32,5 | — | 66 | 29,7 | 7,0 |
| 7 | 70,88 | 0,16 | 15,14 | 0,44 | 1,94 | 0,04 | 1,21 | 1,05 | 4,42 | 3,75 | 0,06 | сл. | 0,04 | 1,11 | 100,24 | 14,6 | 1,2 | 6,5 | 77,8 | 37,4 | 32,3 | 30,3 | — | 64 | 23,3 | 12,0 |
| 8 | 61,67 | 0,46 | 16,14 | 1,44 | 3,56 | 0,10 | 3,40 | 5,39 | 4,42 | 1,56 | 0,21 | 0,01 | 0,02 | 1,26 | 99,64 | 12,0 | 4,8 | 12,2 | 71,0 | — | 38,7 | 47,2 | 14,1 | 81 | 13,2 | 2,0 |
| 9 | 39,35 | 0,10 | 3,23 | 3,42 | 2,40 | 0,27 | 36,24 | 1,82 | 0,48 | 0,20 | 0,18 | 0,06 | 0,05 | 13,72 | 101,52 | 1,2 | 1,3 | 58,6 | 38,9 | — | 8,1 | 90,8 | 1,1 | 78 | 28,6 | 0,9 |
| 10 | 39,99 | 0,07 | 1,08 | 6,31 | 2,05 | 0,33 | 37,24 | 0,59 | 0,22 | 0,11 | 0,02 | 0,08 | 0,51 | 11,98 | 100,58 | 0,5 | 0,4 | 61,0 | 38,1 | — | 10,8 | 88,9 | 0,3 | 77 | 24,6 | 1,3 |

Примечание: 1 и 2 — амфиболиты; 3 — кристаллический сланец; 4 — гранодиорит; 5, 6 и 7 — гранит, 8 — диорит-гнейс; 9 и 10 — серпентиниты



| | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
| 28 | | | | | | | | |

Рис. 1. Геолого-структурная карта бассейна реки Когдар.
 1—6 — джебашская свита: 1 — амфиболиты и кристаллические сланцы, 2 — гранатовые сланцы, 3 — гнейсы, 4 — кварциты, 5 — кварциты, 6 — зеленые метаморфические сланцы; 7—11 — чингинская свита; 7 — глинистые сланцы и филлиты, 8 — диабазы, 9 — туфогенные породы, 10 — известняки, 11 — микрокварциты; 12 — четвертичные отложения; 13—15 — породы Когдарского массива: 13 — граниты, гранодиориты, 14 — гнейсо-граниты, 15 — гнейсо-граниты; 16 — гнейсы, 17 — пегматиты, 18 — граниты Большешушенского плутона манского (?), 19 — мигматиты; 20 — границы между пачками пород; 21 — границы фациальных переходов; 22 — условная граница Когдарского массива; 23 — разломы; 24 — слоистость; а) наклонная, б) вертикальная; 25 — рассланцовка; 26 — рассланцовка; 27 — вертикальная; 28 — гнейсовидность наклонная, б) вертикальная; 29 — гнейсовидность

Многими исследователями (Н. А. Елисеев, 1959; Ю. А. Кузнецов, 1941, 1955; Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, 1961 и др.) установлено, что явления регионального метаморфизма сопровождаются метаморфической дифференциацией. В нашем районе явления метаморфической дифференциации проявляются в образовании полосчатых текстур в амфиболитах и кристаллических сланцах, обособлении пород гранитного состава среди кристаллических сланцев и амфиболитов, росте порфиро-бластов альмандина в гранатовых сланцах типа кинцигитов, наличии

Таблица 2

Формулы основных типов пород (по Т. Барту)

| Породы | K+Na | Ca | Mg | Fe | Al | Ti | Si | P | O | ОН |
|--------|------|----|-----|----|-----|----|-----|---|------|----|
| 1 | 93 | 78 | 118 | 64 | 188 | 6 | 490 | 1 | 1598 | 2 |
| 2 | 83 | 59 | 81 | 63 | 198 | 10 | 514 | 1 | 1599 | 1 |
| 3 | 93 | 61 | 51 | 44 | 155 | 2 | 572 | 1 | 1598 | 2 |
| 4 | 112 | 11 | 2,0 | 17 | 138 | 1 | 640 | 0 | 1598 | 2 |

Примечание: 1 — амфиболиты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — гранодиориты; 4 — граниты.

многочисленных жил эпидозита в амфиболитах и сланцах, образовании очковых мигматитов. Так как между амфиболитами и кристаллическими сланцами, с одной стороны, и послойными мигматитами, с другой, существуют совершенно постепенные переходы, возможно, что эти мигматиты также являются продуктами метаморфической дифференциации. В этом случае применение по отношению к этим образованиям термина «мигматит» в генетическом его понимании неправильно, и мы пользуемся этим термином как описательным, придерживаясь первоначального определения Седерхольма.

Как крайний продукт метаморфической дифференциации и щелочного метасоматоза возможно рассматривать и гнейсо-граниты и породы магматического облика, но вполне вероятно, что некоторая часть пород, слагающих Когдарский массив, возникла магматическим путем, причем возникновение расплава, согласно представлениям Ю. А. Кузнецова (1955), Н. Г. Судовикова (1955), Ф. Н. Шахова (1956) и некоторых других исследователей, произошло на месте, когда в условиях повышающейся температуры состав гранитизированного материала приблизился к составу гранита. На возможность возникновения части гранитоидов Когдарского массива из расплава указывают ясно выраженные гипидиоморфнозернистые структуры, зонарность плагиоклазов пород центральной части массива и наличие большого количества пегматитовых жил, которые секут как «вмещающие» породы, так и гранитоиды.

Интенсивное проявление ультраметаморфизма приурочено к тектонически напряженной зоне стыка трех разнородных структур, зоне развития глубинных или, во всяком случае, региональных разломов. То, что Малошущенский разлом и разломы Борусской структуры контролируют в пространстве распределение осадков чингинской свиты, а большинство тел гипербазитов приурочено к этим разломам, говорит о существовании этих разломов в дочингинское время. Зарождение именно в этом месте ядра гранитизации говорит о высокой проницаемости земной коры на этом участке, что может рассматриваться как свидетельство существования этих разломов уже в джебашское время. Несомненно, что в бассейне р. Когдар современный денудационный

срез обнажает такие участки земной коры, которые находились на глубинах с температурой и давлением, достаточными для крайнего метаморфического преобразования пород этих участков.

Существует представление о том, что тела гипербазитов в описываемом районе представляют собой ксенолиты среди пород Когдарского массива (Д. М. Орлов, 1961; Л. П. Зоненшайн, 1963). Соответствующим образом расцениваются и возрастные соотношения ультраосновных и гранитных пород. Наши наблюдения подтверждают вывод К. В. Радугина и А. Г. Сивова (1948) о более молодом возрасте гипербазитов по сравнению с когдарскими гранитоидами. В пользу этого свидетельствует следующее:

1. Тела гипербазитов располагаются как среди пород магматического облика, так и среди гранито-гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев джебашской свиты. Крупные тела гипербазитов обладают чаще всего массивной текстурой без каких-либо следов рассланцевания и будинажа, в то время как гранитные породы наделены этими чертами

2. Некоторые линейно-вытянутые тела гипербазитов ориентированы под углом к простиранию гнейсовых и сланцевых текстур вмещающих пород.

3. Существует полная аналогия строения и химического состава ультраосновных пород массивов, расположенных среди пород джебашской свиты и гранитоидов Когдарского массива, с одной стороны, и в поле развития пород чингинской свиты, с другой.

4. Прослеженное по простиранию линейно-вытянутое в восточном-северо-восточном направлении тело гипербазитов в районе резкого изгиба долины р. Когдар на юго-восток располагается как среди гранитоидов, так и среди амфиболитов и имеет, таким образом, секущий контакт.

5. В 4 км ниже слияния Правого и Левого Когдаров у уреза воды на левом берегу обнажаются кристаллические сланцы. Сланцы прорваны жилами среднезернистого пегматита, а кварцевые жилы секут и сланцы, и пегматиты. Кристаллические сланцы прорваны гипербазитами, которые в свою очередь прорываются жилками кварца мощностью в доли сантиметра. В приконтактной части гипербазитов наблюдаются мелкие кристаллы плагиоклаза. Поскольку температура на контакте даже крупных гипербазитовых тел едва ли превышала 500°C (Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, 1961), этот факт можно рассматривать как механический захват вмещающего, частично дезинтегрированного, материала при прорывании гипербазитами гранитизированных сланцев.

В этом же обнажении наблюдается секущий контакт серпентинитов по отношению к кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород (рис. 2). Кроме того, на контакте с серпентинитами в кристаллических сланцах происходит затушевание линейно-параллельной текстуры. Они превращаются в массивные и интенсивно окварцованные породы.

6. В 500 м к северу от слияния Левого и Правого Когдаров канавой вскрывается контакт диорито-гнейсов и серпентинитов. Поверхность контакта выражена очень резко и падает на юго-запад под углом 80° . У контакта серпентинитов с диоритогнейсами в последних имеются три зоны амфиболитизации, расположенные на расстоянии 30, 50 и 75 см от контакта. В этих зонах наблюдается скопление крупных кристаллов зеленовато-черной и черной роговой обманки. Скопление роговой обманки на контакте гнейсов с более молодыми серпентинизированными перидотитами были описаны Ч. Порро в Швейцарских Альпах, на что имеется указание у В. Н. Лодочникова (1956). По мнению этих авторов, скопления роговой обманки имеют «гидротермальное происхождение в связи с извержением перидотитов».

Все эти факты, с нашей точки зрения, достаточно убедительно свидетельствуют о том, что гипербазиты моложе всех образований джебашской свиты и гранитоидов Когдарского массива. Таким образом, намечается следующая последовательность геологических событий в описываемом районе:

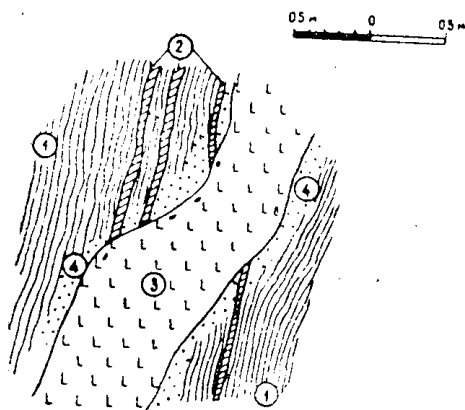


Рис. 2. Характер соотношения серпентинитов с кристаллическими сланцами.

1 — кварц - полевошпат - биотит - амфиболовый кристаллический сланец; 2 — послойные кварцевые жилки; 3 — серпентинит; 4 — окварцевание

1) образование пород джебашской свиты;

2) заложение субширотных разломов, складчатость, региональный метаморфизм и гранитизация пород джебашской свиты с образованием Когдарских гранитоидов;

3) образование пород чингинской свиты;

4) складчатость и становление гипербазитов.

События, предшествовавшие отложению чингинской свиты, настолько значительны, что они не могли уложиться в короткий отрезок времени; более того, есть данные, говорящие о наличии перерыва в осадкообразовании перед отложением пород чингинской свиты. Возраст чингинской свиты отвечает большей нижней части кембрия, но не исключено, что нижняя часть свиты соответствует уже позднему

докембрию. Если считать возраст чингинской свиты только нижнекембрийским, то и в этом случае отнесение джебашской свиты к верхнему протерозою не вызывает сомнения. Столь же очевидно наличие в Западном Саяне протерозойских гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. А. Елисеев. *Метаморфизм*, Л., 1959.
2. Л. П. Зоненшайн. *Тектоника Западного Саяна*. М., 1963.
3. Ю. А. Кузнецов. Гранитные интрузии Южно-Енисейского края. *Изв. Томского индустр. ин-та*, 62, вып. 1, 1941.
4. Ю. А. Кузнецов. Происхождение магматических пород. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1955.
5. В. Н. Лодочников. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. *Тр. ЦНИГРИ*, вып. 38, 1936.
6. Д. М. Орлов. Краткий очерк магматизма Западного Саяна. *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. сер., т. 58, 1961.
7. А. Г. Сивов. Кембрий и докембрий Западного Саяна. *Тр. ГГИ ЗСФАН СССР*, вып. 2, 1948.
8. Н. Г. Судовиков. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*, 1955.
9. Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. *Петрология изверженных и метаморфических пород*, ИЛ., 1961.
10. Ф. Н. Шахов. К вопросу о происхождении гранитных магм. *Минер. сборник Львов. геол. об-ва*, № 10, 1956.