

С. П. КОРИКОВСКИЙ, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.П. КОРИКОВСКИЙ, В.С. ФЕДОРОВСКИЙ

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980.

В работе приводятся новые данные по стратиграфии, магматизму и метаморфизму докембрия Патомского нагорья и обосновывается нижнепротерозойский возраст толщ, составляющих внутреннюю часть нагорья. Рассматриваются фазовые равновесия в метаморфических породах зеленосланцевой и ставролитовой фаций из кианит-силлиманитового ореола Патомского нагорья. Анализ геологической истории этого региона приводит к выводу об отсутствии байкалид в Байкальской горной области. Табл. 37. Библ. 58 назв. Ил. 57.

Ответственный редактор
академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Патомское нагорье, занимающее северную часть Байкальской горной области, традиционно считается территорией широкого развития верхнепротерозойских осадочно-метаморфических и плутонических образований. Более древние, нижнепротерозойские комплексы показываются на геологических картах нагорья только в пределах небольших площадей, а породы архейского возраста до последнего времени вообще не были известны. В тектоническом плане Патомское нагорье обычно рассматривается как составная часть тектонической местности байкалид.

Авторы проводили свои исследования в течение 12 лет (1969-1980 гг.). Детальное изучение докембрийских образований осуществлено примерно на 100 участках. Кроме полевых наблюдений, фактическую основу работы составляют результаты изучения около 20 тысяч шлифов, а также химических, микроразностных, рентгеноструктурных и прочих анализов пород и минералов, обеспечивших физико-химический анализ парагенезисов. Результаты этих исследований противоречат традиционным представлениям. Предлагаются новые схемы стратиграфии, метаморфизма, магматизма и тектоники. Обосновывается вывод об отсутствии байкалид в Байкальской горной области.

Интенсивные геологические исследования Патомского нагорья начались уже в начале XX в. На протяжении почти 80 лет детальность исследований этой территории быстро увеличивается. Здесь нет необходимости рассматривать многолетние дискуссии по тем или иным проблемам геологического строения Патомского нагорья, поскольку в вышедшем в 1964 г. фундаментальном труде Л.И. Салопы "Геология Байкальской горной области" не только сконцентрированы все накопленные к тому времени данные, но и (в этом, несомненно, выдающееся значение этой работы) дана новая концепция геологического развития, гармонично впитавшая все существовавшие материалы. Разработанная Л.И. Салопой концепция стала общепринятой и традиционной.

Согласно схеме Л.И. Салопы, почти вся территория Патомского нагорья занята стратифицированными докембрийскими образованиями. Среди них выделяются комплексы метаморфизованных осадочных отложений нижнего, среднего и верхнего протерозоя, разделенные угловыми несогласиями. По мнению Л.И. Салопы и многих других исследователей, каждому из этих комплексов свойственны определенные

региональный метаморфизм и гранитоиды. Иными словами, на территории Патомского нагорья выделяются три разновозрастных докембрийских комплекса и соответственно три эпохи метаморфизма и три разновозрастных комплекса гранитоидов. Этот вывод лежит в основе всех существующих сегодня концепций геологического развития Патомского нагорья. Расхождения между ними касаются лишь малосущественных деталей.

По данным Л.И. Салоп, территория Патомского нагорья в раннем протерозое являлась частью миегеосинклинального пояса байкалид¹, расположенного к северу от эвгеосинклинального пояса этой же системы. В среднем протерозое северная часть нагорья входила в состав Байкало-Патомского краевого прогиба, а южная стала частью внутригеосинклинального поднятия. В позднем протерозое краевой прогиб сместился на север, к платформе; его южной границей являлась дугообразная система внутригеосинклинальных поднятий, отделявших краевой прогиб от Бодайбинского внутреннего прогиба. Еще южнее располагалось другое, Байкало-Витимское поднятие, отделявшее Бодайбинский прогиб от эвгеосинклинального пояса байкалид. Замыкание геосинклинальной системы произошло, по мнению Л.И. Салоп, в раннем кембрии, когда большая часть территории вошла в состав области поднятий, только севернее которой, в пределах передового прогиба, происходило накопление осадочных толщ.

В свете представлений о нижне-, средне- и верхнепротерозойском возрасте осадочных и осадочно-метаморфических толщ нагорья такая схема казалась вполне логичной и хорошо обоснованной. Этим представлениям, однако, противоречат полученные нами данные о иных, чем это предполагалось ранее, соотношениях различных осадочно-метаморфических и plutonic образований Патомского нагорья. Изменение представлений о возрасте основных комплексов привело к необходимости разработки новых схем геологического строения и тектонического районирования и к существенному пересмотру взглядов на историю геологического развития не только Патомского нагорья, но и всей Байкальской горной области. В частности, вновь встает вопрос о статусе байкалид на этой обширной территории.

Патомское нагорье, как признается большинством геологов, — одна из наиболее крупных составных частей тектонотипической местности байкалид. В применении к этому региону решение проблемы байкалид есть решение вопроса о возрасте осадочно-метаморфических толщ. Именно в этом плане мы и хотели бы рассматривать новые данные. Однако прежде чем перейти к детальному их обсуждению, необходимо привести обе схемы стратиграфии и последовательности геологических событий (см. рис. 2). Эти схемы здесь несколько упрощены и составлены с таким расчетом, чтобы читателю были понятны еще до

¹ Л.И. Салоп применяет термин "байкалиды" для обозначения конкретной Байкальской геосинклинальной системы, понимая под термином "байкальская складчатость" не региональное, а общее развитие протерозойских геосинклинальных систем, закончивших свое развитие в конце кембрия.

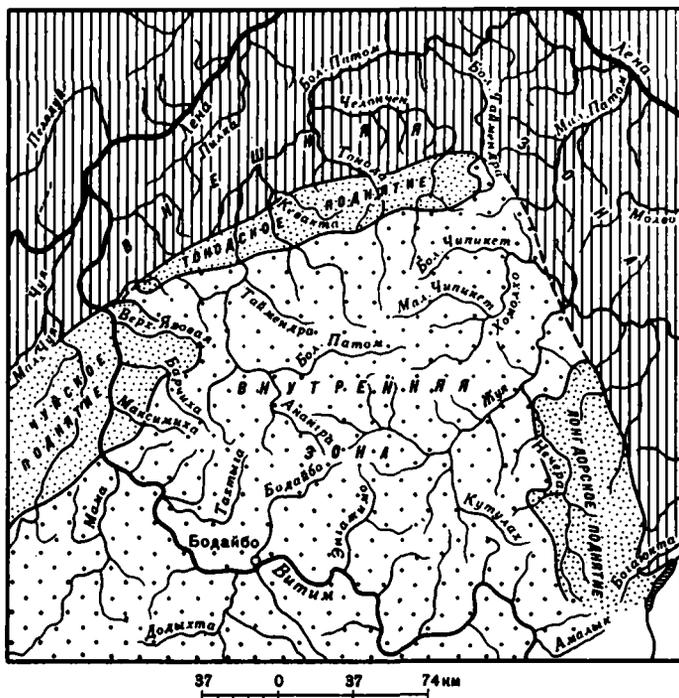


Рис. 1. Схема расположения основных зон в Патомском нагорье

изложения соответствующих аргументов основные расхождения в оценке геологической ситуации в нагорье.

В структуре Патомского нагорья отчетливо выделяются три основные зоны (рис. 1): внешняя, внутренняя и разделяющая их зона поднятий. Дугообразно изогнутая в плане полоса поднятий протягивается от долины р. Витим (между устьями рек Мама и Верх. Язвая) на северо-восток, где она пересекает бассейны средних течений рек Бол. Патом, Хайверга, Тонода, Челончен. Эта полоса изгибается и прослеживается далее на восток, а затем на юго-восток, в бассейн р. Жуя (междуречье ее притоков – рек Нечера и Ченча), а на крайнем юге сливается с крупными выступами кристаллического фундамента, обрамляющими Кодаро-Удоканский прогиб с заключенной в нем удоканской серией. В пределах этой полосы обособляются три крупных поднятия: Чуйское, Тонодское и Лонгдорское (Нечерское). Указанная полоса поднятий разделяет остальную часть Патомского нагорья на две зоны: внутреннюю, охватывающую центральную и южную части территории, и внешнюю, обращенную к долине р. Лена на севере и к низовьям рек Жуя, Чара и Олекма на востоке. При разработке стратиграфических схем докембрия нагорья все авторы, независимо от выводов, к которым они приходят при решении проблем возраста картируемых здесь толщ, признают указанное районирова-

ние. Соответственно во всех схемах присутствуют и три типа разрезов, которые отвечают внутренней и внешней зонам, а также зоне поднятий. На рис. 2 приведена традиционная схема Л.И. Салопа, базирующаяся главным образом на материалах съемок геологов ЦНИГРИ и дополненная данными, полученными в результате съемок последних лет, проведенных геологами Иркутского геологического управления. Альтернативная схема, составленная авторами данной книги, охватывает те же структуры и объемы комплексов, что обеспечивает возможность их сравнения (см. рис. 2).

Основные расхождения, таким образом, заключаются в следующем.

1. Из состава толщ, считавшихся прежде нижнепротерозойскими, выделены ранее не известные архейские кристаллические образования гранулитовой фации метаморфизма, повторно метаморфизованные в условиях более низкотемпературных фаций. По аналогии с соседними регионами Алданского щита обособляется эпоха архейского гранулитового метаморфизма и гранитообразования (плагнограниты, иногда чарнокиты).

2. Изменен стратиграфический разрез протерозоя. Метаморфические толщи, которые, согласно традиционной схеме, во внутренней зоне и на поднятиях слагают серии нижнего, среднего и верхнего протерозоя, разделенные несогласиями, в нашей схеме включены в состав единой тонодско-бодайбинской серии нижнепротерозойского возраста, лишенной крупных внутренних перерывов и несогласий.

3. Вместо трех эпох регионального метаморфизма и гранитообразования в протерозое, предлагаемых традиционной схемой, выделяются (по отношению к тем же объемам структурно-вещественных комплексов): одна эпоха регионального зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа (нижний протерозой) и более поздняя эпоха метагенеза и низкотемпературного регионального метаморфизма погружения, отвечающего добититовой (хлорит-серицитовой) субфации (верхний протерозой или рифей).

4. Ареал распространения верхнепротерозойской патомской серии ограничен только внешней зоной и примыкающей к ней частью зоны поднятий. В основании патомской серии, степень изменения пород которой отвечает начальным ступеням метаморфизма или метагенеза, устанавливается крупное стратиграфическое и метаморфическое несогласие.

Поскольку при дальнейшем изложении материала новые данные будут приводиться в сравнении с прежними схемами, целесообразно вначале дать ту характеристику докембрийского разреза Патомского нагорья, которая сейчас является общепринятой.

В основании разреза, согласно широко распространенным взглядам, расположены метаморфические образования чуйской толщи нижнего протерозоя. В ее состав включены зеленовато-серые мусковит-хлоритовые сланцы, мелкозернистые олигомиктовые метапесчаники, черные углистые метапесчаники и сланцы, иногда кварциты. Породы чуйской толщи прорваны раннепротерозойскими гранитоидами; основание толщи не известно.

Стратиграфически выше с угловым несогласием [10, 17, 43] залегает тепторгинская серия среднего протерозоя. В ее составе выделяются пурпольская и медвежевская свиты. Пурпольская свита включает продукты размыва и переотложения древней коры выветривания: кварциты, кварцевые метатравериты и метаконгломераты, серицит-кварцевые, кианитовые, кианит-ставролит-гранат-сланцевые, хлоритовидные, кианит-хлоритовидные сланцы, магнетитовые сланцы и метапесчаники. Пурпольская свита отличается очень выдержанным составом на всем протяжении зоны поднятий, причем грубообломочные породы тяготеют к нижней и верхней частям ее разреза, а глиноземистые сланцы сосредоточены в средней части свиты. Медвежевская свита залегает согласно на пурпольской и состоит из зеленовато-серых и серых метапесчаников, кварц-серицит-хлоритовых сланцев, метаалевролитов, метатраверитов и метаконгломератов, содержащих прослойки амфиболитов по вулканитам основного состава. Среднепротерозойский возраст тепторгинской серии многие геологи считают твердо установленным. Считается, что породы серии несогласно залегают на породах нижнепротерозойской чуйской толщи, а также на поверхности размыва раннепротерозойских гранитов (в ряде мест – и на остаточной коре выветривания, развитой по гранитам и породам чуйской толщи). Перекрытие тепторгинской серии базальными конгломератами верхнепротерозойской патомской серии наблюдалось во многих местах нагорья. Предполагается также, что породы тепторгинской серии прорваны гранитоидами Амандракского массива в Тонодском поднятии и Окаевского массива в Лонгдорском поднятии. Однако единства взглядов по последнему вопросу нет, и многие геологи отрицают возможность существования активного контакта указанных гранитов с породами тепторгинской серии.

Патомская серия занимает большие площади во внешней и, как считается, во внутренней зонах нагорья. Стратотип серии установлен во внешней зоне. В основании патомской серии выделяется мощная обломочная толща – баллаганахская подсерия, состоящая из песчаников, гравелитов, конгломератов, углистых филлитов, алевролитов. Согласно на породах баллаганахской подсерии залегают известняки, известковопесчаные песчаники, углистые сланцы марининской свиты, которой начинается разрез следующей, кадаликанской подсерии. Марининская свита в большинстве мест согласно перекрыта песчаниками, алевролитами, филлитами и пуддингами джемжуканской свиты. В юго-восточной части внешней зоны нагорья джемжуканская свита трансгрессивно перекрывает марининскую свиту и баллаганахскую подсерию. В составе пуддингов свиты (по мнению многих изучавших их исследователей – это тиллиты) присутствуют гальки и валуны гранитов, гранито-гнейсов, пегматитов, метапесчаников, кварцитов, известняков, метаморфических сланцев. В последние годы все более настойчиво проявляется тенденция начинать кадаликанскую подсерию не с марининской, а с джемжуканской свиты. Такое решение представляется более правильным, чем прежнее, так как позволяет четко определить объем трансгрессивно-регрессивных ритмов, образующих патомскую серию.

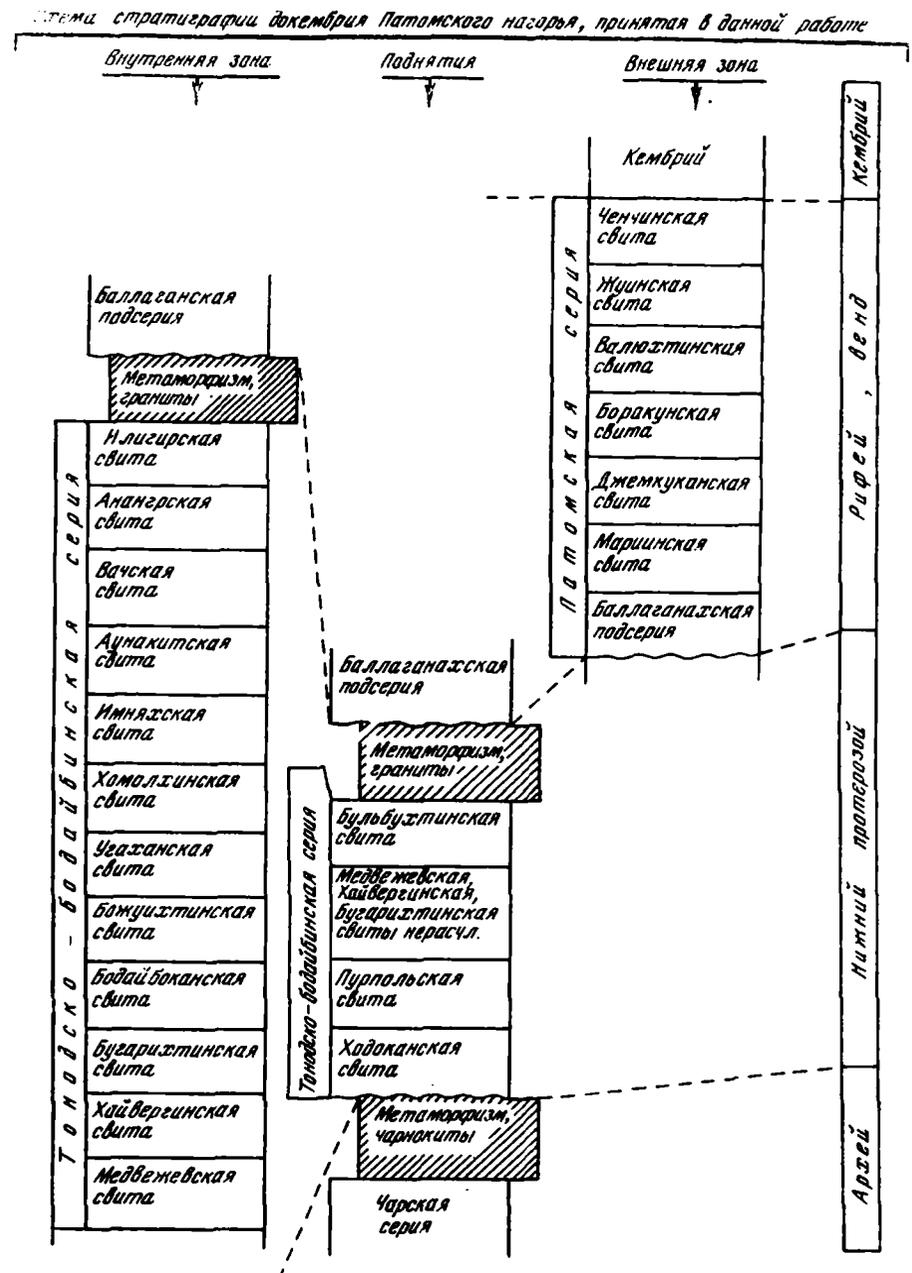
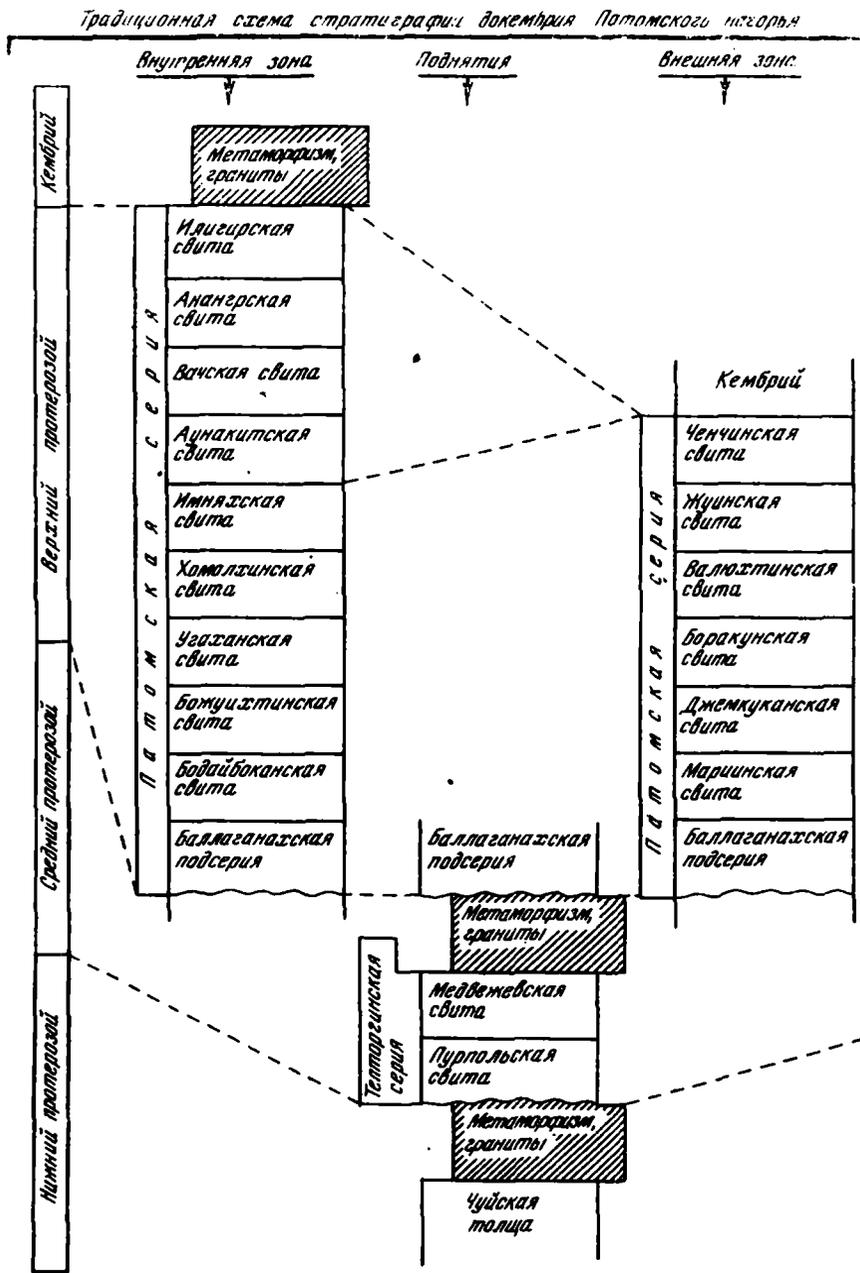


Рис. 2. Традиционная схема стратиграфии и схема, принятая в данной работе

Над джемжуканской свитой обломочных пород расположены черные известняки с прослоями алевролитов боракунской свиты. В составе свиты встречаются линзы сингенетических карбонатных брекчий. Выше с постепенным переходом залегают черные и темно-серые углстые филлиты и алевролиты валухтинской свиты. В виде отдельных горизонтов присутствуют мелкозернистые песчаники, доломиты. На породах валухтинской свиты расположена жуинская свита тонкослоистых зеленых и лиловых мергелей, известняков и глинистых сланцев с хорошо выраженной ритмичностью. В известняках постоянно примесь доломита; в западном направлении доломиты слагают уже значительную часть разреза свиты. Разрез патомской серии завершается ченчинской свитой, которая связана постепенными переходами с жуинской. Ченчинская свита сложена афанитовыми известняками и доломитами с небольшой примесью глинистого материала. Мощность патомской серии во внешней зоне нагорья достигает 10 км; она уменьшается по направлению к юго-восточному и западному флангам зоны.

Во внутренней зоне Патомского нагорья разрез патомской серии во многом отличается от стратотипического разреза внешней зоны. Следствием этого является, в частности, применение других наименований свит для разреза серии этого района. Для сторонников выделения патомской серии в обеих зонах корреляция ее разрезов до сих пор остается предметом дискуссий (подчеркнем, что, по нашему мнению, патомская серия в пределах внутренней зоны отсутствует; это снимает трудности корреляции разрезов внешней и внутренней зон).

В основании разреза патомской серии внутренней зоны сторонники ее выделения помешают, так же как и во внешней зоне, баллаганаскую подсерию. Это конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы, образующие крупные ритмы. Грубообломочные породы тяготеют к южному склону Тонодского поднятия. Отмечается повсеместный метаморфизм пород подсерии. В западной части внутренней зоны (бассейн рек Саталах и Верх. Язвая) утверждается существование углового несогласия между баллаганаской подсерией и тепторгинской серией. Согласно на метапесчаниках баллаганаской подсерии залегают мраморы бодайбокканской свиты, которую часто сравнивают с маринской свитой внешней зоны. От последней она, однако, отличается составом и на порядок меньшей мощностью. Выше согласно залегают метаморфизованные известковистые песчаники, графитсодержащие алевролиты и сланцы божухтинской свиты. Над ней расположена утаханская свита мраморизованных графитсодержащих известняков и графитовых метаморфизованных сланцев и песчаников, а еще выше – хомолхинская свита углстых филлитовидных и кварц-сланцевых сланцев, метаалевролитов с прослоями мраморизованных известняков. Разрез кадаликанской подсерии внутренней зоны нагорья завершается имняхской свитой мраморизованных известняков, мергелей и метаморфизованных известково-сланцевых сланцев.

Если в пределах внешней зоны на последней – ченчинской – свите кадаликанской подсерии залегают, причем без видимого несогласия,

отложения кембрия (жербинская свита), то во внутренней зоне стратиграфически выше кадаликанской подсерии находится мощная бодайбинская подсерия, состоящая из четырех свит. Во внешней зоне нагорья бодайбинская подсерия не установлена. Это обстоятельство представляет собой труднопреодолимое препятствие при любых попытках корреляции разрезов патомской серии внутренней и внешней зон нагорья.

В основании бодайбинской подсерии находится аунакитская свита кварцевых слюдистых метапесчаников и кварц-сланцевых сланцев. Количество кварца в породах достигает 60–90%. На аунакитской свите согласно залегает вачская свита черных углистых метаалевролитов и сланцев, а также черных кварцитов и кварцевых метапесчаников. Стратиграфически выше расположена анангская свита аркозовых и полимиктовых метаморфизованных песчаников, гравелитов, реже филлитов. Иногда встречаются конгломераты с галькой эффузивов, гранофировых гранитов, амфиболитов. Разрез бодайбинской подсерии завершается илигирской свитой метаморфизованных известковистых песчаников, сланцев, а также доломитов, образующих редкие прослои.

Породы патомской серии внутренней зоны повсеместно метаморфизованы и прорваны гранитоидами мамско-оронского комплекса. В целом в традиционной концепции в Патомском нагорье выделяются три разновозрастных структурно-вещественных комплекса, разделенных несогласиями: нижне-, средне- и верхнепротерозойский со своими эпохами регионального метаморфизма, гранитообразования и складчатости. Полученные нами данные позволили убедиться в необходимости пересмотра этих представлений.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Для выяснения геологической ситуации в Патомском нагорье важное значение имеет определение возраста наиболее древних образований этой территории, т.е. фундамента, на котором формировались широко распространенные здесь осадочно-метаморфические серии. До сих пор считалось, что этот фундамент образуют породы чуйской толщи нижнепротерозойского возраста.

Чуйская толща выделялась только в пределах крупных поднятий (Чуйского, Тонодского и Лонгдорского), занимающих периферию Патомского нагорья. Общепринятых представлений о стратиграфическом объеме, разрезе, мощности и даже вещественном составе чуйской толщи не существует. В целом предполагалось, что толща сложена различными метаморфическими сланцами (часто мигматизированными), метапесчаниками, амфиболитами, кварцитами

В Лонгдорском поднятии, по данным Б.В. Огиенко, О.С. Набровенкова, Т.П. Жадновой и других авторов, в составе чуйской толщи или ее аналогов, выделяемых нередко и под другими названиями, встречаются как слабо метаморфизованные породы (кварц-хлорит-серицитовые, углистые кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники), так и различные кристаллические образования (биотитовые, амфибол-

биотитовые, амфиболовые гнейсы, кварциты, содержащие прослой мраморов). Кроме этих пород, в пределах локальных площадей, показанных на картах Б.В. Огиенко как участки развития чуйской толщи (западная часть Лонгдорского поднятия, бассейны рек Олонгда и Нечера), нами были обнаружены совсем иные породы (рис. 3, вкл.). Это двупироксеновые кристаллические сланцы, гранат-кордиерит-силлиманитовые гранулиты и гиперстеновые чарнокиты. В ореолах повторной гранитизации они интенсивно изменены и превращены в гнейсы и мигматиты амфибол-биотитового и биотитового состава. Эти регрессивно метаморфизованные образования принимались ранее за прогрессивно метаморфизованные породы чуйской толщи. Вместе с тем в других частях Лонгдорского поднятия (в частности, на севере этой структуры) в качестве чуйской толщи выделялись действительно монометаморфические образования. Становится очевидным, следовательно, что в состав единой чуйской толщи включались разновозрастные породы, формирование которых происходило в совершенно различных и несовместимых термодинамических условиях.

О разном возрасте моно- и полиметаморфических образований свидетельствуют не только результаты их петрографического изучения. Породы гранулитовой фации метаморфизма чрезвычайно широко распространены в непосредственной близости от Лонгдорского поднятия - в хребте Кодар, где они слагают архейскую чарскую серию. Более того, эти образования (гранулиты и чарнокиты) прослежены нами практически без перерыва от северо-западных склонов хребта Кодар до верховьев р. Нечера и далее - в бассейне ее среднего течения, т.е. по направлению к центральной части Лонгдорского поднятия. Правда, здесь они уже не образуют единое поле, а слагают более или менее крупные выходы среди раннепротерозойских гранитоидов. В Кодаро-Удоканской зоне чарская серия и чарнокиты залегают в основании известного там докембрийского разреза. Они перекрыты нижнепротерозойскими толщами трогового комплекса и удоканской серии. Возраст чарнокитов и ассоциирующих с ними плагиогранитов определен в 3,5-2,9 млрд. лет и считается архейским. Нет сомнения, что такой же возраст имеют и полиметаморфические гнейсы и чарнокиты "чуйской" толщи лонгдорского поднятия. Вместе с тем ясно, что монометаморфические низкотемпературные образования, относимые к этой же толще, должны иметь иной, более молодой возраст.

На Чуйском поднятии породы гранулитовой фации метаморфизма уже давно были обнаружены Ю.М. Соколовым [47]. В юго-восточной части поднятия Ю.М. Соколов закартировал небольшие участки развития гранат-биотитовых, кордиерит-силлиманит-гиперстен-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, несущих отчетливые следы более поздних повторных дислокаций и метаморфизма, происходивших в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

На Тонодском поднятии, в пределах площадей, закартированных В.С. Аносовым, Е.А. Стрелюком и другими геологами Иркутского геологического управления как поля развития чуйской толщи (или хевактинской серии, разделенной на ряд свит), нигде не обнаруживаются кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма или

чарнокиты. Здесь развиты только прогрессивно метаморфизованные в условиях биотитовой и гранатовой зон песчаники и алевролиты. Таким образом, ясно, что в Патомском нагорье в состав чуйской толщи включались совершенно несравнимые по истории преобразований и, следовательно, разновозрастные породы. С одной стороны, это архейские гранулиты, с другой — действительно нижнепротерозойские метапесчаники и металавровиты.

Обосновывая нижнепротерозойский возраст чуйской толщи, Л.И. Сапог писал: "... чуйская толща по своему стратиграфическому положению вполне соответствует удоканской серии Кодаро-Удоканской зоны, ибо оба этих комплекса вмещают одинаковые граниты и гнейсо-граниты и перекрываются одними и теми же отложениями теплогинской серии среднего протерозоя" [43, с. 125]. Такое заключение в свете новых данных о геологии докембрия как Патомского нагорья, так и Кодаро-Удоканской зоны нуждается в уточнении. Чуйская толща действительно вмещает граниты, идентичные тем, которые прорывают породы удоканской серии. Однако корреляция усложняется из-за того, что среди толщ нижнего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны теперь известны не только удоканская серия, но и подстилающий ее троговый комплекс, метаморфизованный совместно с удоканской серией и прорванный одинаковыми гранитоидами [29]. Поэтому чуйская толща (на тех площадях, где в ее составе нет гранулитов) может сопоставляться либо с удоканской серией, либо с троговым комплексом. Последний вариант представляется предпочтительным и, пожалуй, единственно возможным. Во-первых, чуйская толща и троговый комплекс сходны в формационном отношении, так как содержат в своем составе метавулканы, совершенно не известные в разрезе удоканской серии. Во-вторых, чуйская толща в Патомском нагорье перекрыта кварцитами и глиноземистыми сланцами пурпольской свиты. В свою очередь, троговый комплекс в хребтах Кодар и Удокан тоже перекрыт кварцитами и глиноземистыми сланцами икабийской свиты удоканской серии. В свете этих данных сопоставление чуйской толщи и трогового комплекса представляется более естественным.

Таким образом, можно утверждать, что в основании разрезов докембрия Патомского нагорья расположены полиметаморфические кристаллические образования и чарнокиты архейского возраста, идентичные повторно метаморфизованным гранулитам и чарнокитам Кодаро-Удоканской зоны. Вопрос о наименовании этой толщи кажется второстепенным. Правильнее всего в данном случае применить название "чарская серия". Так назван этот комплекс в Кодаро-Удоканской зоне, а пространственная связь с ним полиметаморфических образований Патомского нагорья установлена вполне определенно: породы чарской серии прослежены без перерыва из Кодарской подзоны и бассейна р. Чара в южную часть Лонгдорского поднятия, где на их месте и выделялась прежде чуйская толща. В то же время употребление названия "чуйская толща" нецелесообразно, так как под ним объединялись разновозрастные породы.

Вывод об архейском возрасте фундамента осадочно-метаморфических толщ Патомского нагорья имеет первостепенное значение для

решения проблемы возраста этих толщ, поскольку возраст отложений, перекрывающих этот фундамент, может, по аналогии с соседними регионами, оцениваться как нижнепротерозойский. Во всяком случае данные относительно фундамента такому предположению не противоречат, а с учетом материалов, которые рассматриваются в следующих разделах этой работы, делают такой вывод неизбежным.

ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПРОТЕРОЗОЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Представления о последовательности напластования осадочных толщ нагорья на протяжении нескольких десятилетий неоднократно изменялись. Еще в начале XX в. геологи отмечали одну особенность этого региона: распространение осадочно-метаморфических толщ в центральной части нагорья, а осадочных пород без признаков метаморфизма – на его периферии. Эти наблюдения впоследствии были многократно подтверждены, и такое распределение метаморфизованных и неметаморфизованных пород на территории Патомского нагорья можно считать установленным. Вместе с тем трактовка их возраста в течение почти 70 лет остается предметом дискуссий. Существовали две точки зрения по этому вопросу. Согласно одной из них (уже забытой), между метаморфизованными и неметаморфизованными породами существ-

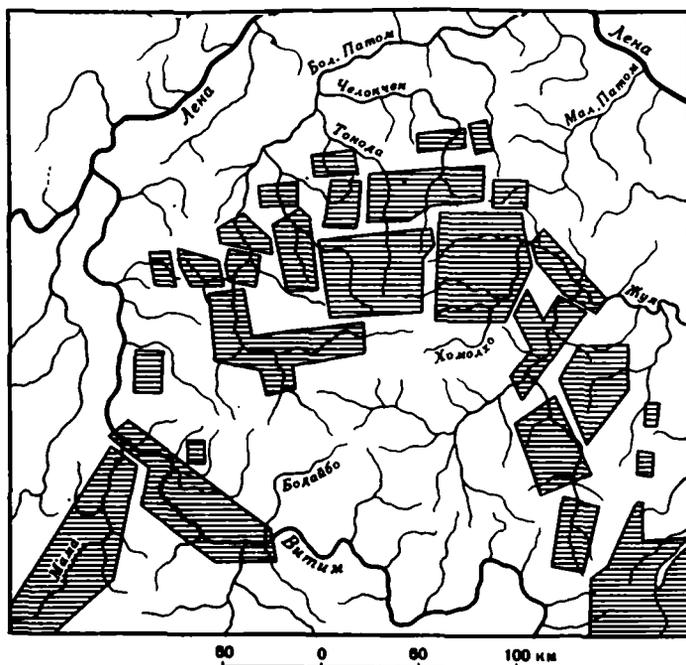


Рис. 4. Схема расположения основных участков исследований в Патомском нагорье (заштриховано)

вует несогласие, и они имеют разный возраст. Сторонники противоположной точки зрения утверждают, что эти породы связаны постепенными переходами, принадлежат единому разрезу и имеют одинаковый возраст. Именно эта последняя концепция в настоящее время наиболее широко распространена, а возраст рассматриваемых толщ большинством геологов принимается теперь как верхнепротерозойский.

В настоящем разделе приводятся полученные нами стратиграфические данные, которые привели нас к заключению о широком развитии пород нижнего протерозоя в пределах Патомского нагорья. Эти наблюдения касаются главным образом нижней половины традиционной стратиграфической колонки. Именно поэтому участки наших работ расположены в пределах широкой полосы, охватывающей зону поднятий Патомского нагорья и прилегающую к ней часть внутренней зоны (рис. 4), где вскрываются нижние толщи разреза докембрия.

К нижнему протерозою на поднятиях и во внутренней зоне Патомского нагорья мы относим ходоканскую, пурпольскую, медвежевскую, хайвергинскую, бугарихтинскую и бодайбоканскую свиты. Считается установленным, что вышележащие надбодайбоканские свиты образуют с ней единый разрез и одноактно с ней метаморфизованы. Этот разрез изучен и обоснован достаточно хорошо, и мы не имеем каких-либо данных, которые противоречили бы существующим представлениям о строении надбодайбоканской части комплекса.

ХОДОКАНСКАЯ СВИТА

В основании разреза протерозоя повсеместно устанавливается толща метапесчаников и сланцев, выделенная как ходоканская свита [14]. Это название заимствовано нами у Т.П. Жадновой, первоначально употреблявшей его при исследовании Лонгдорского поднятия для обозначения толщи более широкого объема, чем это сейчас принято. В пределах Тонодского поднятия ходоканской свите соответствуют свита безымянка, по С.И. Другову [13], часть кевактинской свиты, по А.А. Стороженко [50], чуйская толща, по Л.И. Салопу [43]. Для обозначения свиты употреблялись и другие названия (неруканская свита, по Б.В. Огиенко, кевактинская серия, по В.А. Аносову). Ни одно из этих названий не стало общепринятым; толща до последнего времени была слабо изучена, поэтому название "ходоканская свита", впервые введенное Т.П. Жадновой, представляется (по формальным соображениям) предпочтительным.

Нижнепротерозойский возраст пород ходоканской свиты считается общепринятым. Основанием для такого заключения являются многочисленные факты прорыва пород свиты раннепротерозойскими гранитами, которые в районах, расположенных южнее, имеют активные контакты с породами удоканской серии, нижнепротерозойский возраст которой также обоснован многими данными.

На северном склоне Лонгдорского поднятия ходоканская свита занимает небольшие площади в бассейне рек Мал. Ходокан, Истанах, Бол. Бульбухта, где она образует ядра антиклинальных структур. Изолированные выходы пород ходоканской свиты известны на восточном склоне Лонгдорского поднятия. Более многочисленны они в за-

падной части этой структуры, в зоне развития гранито-гнейсовых куполов Олонгда-Нечерского междуречья. Именно в этом районе ходоканская свита ближе всего подходит к участкам развития архейских кристаллических образований чарской серии, однако их непосредственные контакты наблюдать не удалось, так как на границе между ними всегда расположены гранито-гнейсы. Таким образом, базальные горизонты ходоканской свиты нигде не обнаружены, и, следовательно, ее истинная мощность не поддается определению. Степень метаморфизма пород ходоканской свиты меняется от различных ступеней биотитовой субфации (на востоке поднятия) до верхов ставролитовой субфации (на юго-западе).

В своем типичном виде, в районе рек Мал. Ходокан и Истанах, ходоканская свита представлена довольно монотонной толщей переслаивающихся черно-серых или зеленоватых метаалевролитов, сланцев и мелкозернистых метапесчаников, метаморфизованных в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Они имеют хлорит-серицит-альбит-кварцевый или биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевый состав, плейчатую текстуру и характерную тонкоплитчатую отдельность. Темный цвет связан с мелкой зернистостью пород, поскольку углистые разности довольно редки в разрезе. Среди метаалевролитов встречены единичные прослои эпидот-хлорит-серицит-кварцевых (туфогенных?) метапесчаников.

Особенностью химического состава свиты является низкое содержание в ее породах CaO . Поэтому главными породообразующими минералами ходоканских метаалевролитов являются хлорит, серицит, реже биотит, тогда как карбонаты практически отсутствуют.

На восточном склоне Лонгдорского поднятия ходоканская свита образует лишь несколько фрагментарных выходов (см. рис. 6) в непосредственной близости к гранитам Бульбухтинского массива, и поэтому ее породы несут следы приконтактной биотитизации. Особенности ходоканской свиты здесь являются несколько более грубозернистый состав ее пород, а также присутствие значительного количества пластовых тел метадиабазов. Параллельно представлены мелко-, реже среднезернистыми метапесчаниками хлорит-серицит-альбит-кварцевого или биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевого состава, иногда с примесью эпидота и несколько повышенным количеством сфена. Метадиабазы, образующие послойные тела (мощностью до нескольких метров), полностью изменены; они превращены в хлорит-эпидот-карбонат-альбит-серицит-кварцевые или актинолит-эпидот-хлорит-альбит-карбонат-кварцевые, богатые лейкоксеном ортосланцы, сохраняющие тем не менее следы офитовой, реже интерсертальной и пилотакситовой структуры. В двух случаях встречены более лейкократовые породы, несколько обогащенные кварцем и, по-видимому, близкие к микродиоритам, с гранофировыми кварц-плагиоклазовыми сростками и небольшим количеством калиевого полевого шпата. Плагиоклазы в них полностью сосюритизированы, а микродиориты имеют хлорит-эпидот-серицит-карбонат-альбит-(калишпат)-кварцевый состав. В одном шлифе наблюдались реликты буро-зеленой первично-магматической роговой обманки. Возможно, к туфогенным метапесчаникам

основного состава должны быть отнесены необычные для ходоканской свиты прослой концит-актинолит-серицит-офен-кварцевых пород.

Совершенно по-иному выглядят породы ходоканской свиты, слагающие ядро антиклинальной структуры в районе р. Бол. Олонгда, где они метаморфизованы в условиях ставролитовой фации. В составе свиты преобладают однообразные биотит-мусковитовые, биотит-гранатовые парагнейсы (очевидно, бывшие метапесчаники), часто сильно мигматизированные и фельдшпатизированные. Среди них обычны роговообманковые, эпидот-роговообманковые и гранатовые амфиболиты, обогащенные офеном. Массивная текстура этих пород, богатство офеном и магнетитом, иногда следы офитовых структур позволяют считать, что значительная (возможно, большая) часть амфиболитов ходоканской свиты представлена метадиабазами.

В Тонодском поднятии ходоканская свита занимает гораздо большую площадь, чем в Лонгдорском. Ее породы образуют здесь ядра антиклинальных структур. Однако в отличие от районов Чуйского и Лонгдорского поднятий в Тонодском поднятии нигде не удалось обнаружить архейские кристаллические комплексы; поэтому остаются не известными и базальные горизонты ходоканской свиты. Вместе с тем граница свиты хорошо определяется по согласному перекрытию ее пород кварцито-песчаниками и глиноземистыми сланцами пурпольской свиты, а своеобразный и постоянный состав толщи, подстилающей кварциту, обеспечивает уверенность при определении ее стратиграфического положения - такого же, как и ходоканской свиты на р. Ходокан и Лонгдорском поднятии.

Отличительные свойства ходоканской свиты - мелкообломочный, преимущественно алевритистый состав ее пород и присутствие значительного количества тел метадиабазов и их туфов. Разрез ходоканской свиты очень однообразен, без маркирующих горизонтов, и поэтому попытки ее детального расчленения до сих пор не были удачными. Степень метаморфизма пород ходоканской свиты одинакова с перекрывающими их породами пурпольской и медвежьинской свит и отвечает обычно биотитовой или гранатовой зонам.

В бассейне рек Кевакта и Желтукта мощность вскрытого разреза ходоканской свиты наиболее велика. Вся толща, метаморфизованная в условиях биотитовой субфации, представляет собой монотонное переслаивание зеленоватой и темно-серых хлорит-серицит-альбит-кварцевых и биотит-серицит-хлорит-альбит-кварцевых металаверолитов, сланцев и мелкозернистых метапесчаников, иногда с примесью углистого вещества. В некоторых разрезах можно наблюдать отдельные пачки мощностью в несколько десятков метров, сложенные преимущественно сланцами, углистыми или безуглистыми метапесчаниками, но на большие расстояния такие пачки не прослеживаются. Известковатость ходоканской свиты низкая, кальцит и анкерит в породах полностью отсутствуют, либо их содержание незначительно. Из рудных присутствует ильменит, иногда фиксируется повышенная (до 5-8%) примесь магнетита. В метапесчаниках хорошо выражена псаммитовая структура зерен кварца и альбита; кварц в целом преобладает над полевым шпатом.

В восток-северо-восточном направлении (бассейн рек Тонода и Челончен) наблюдается некоторое огрубление разреза - уменьшается количество сланцев, преобладают мелко- и среднезернистые метапесчаники, повышается известковистость последних за счет появления анкерита. В обнажениях на р. Челончен среди метапесчаников были встречены пропластки (мощностью 1-3 м) кальцит-амфибол-флогопит-кварцевых карбонатных сланцев, обогащенных апатитом. На данном участке в условиях гранатовой зоны метаморфизма в составе свиты преобладают биотит-хлорит-серицитовые и биотит-гранат-хлорит-серицитовые сланцеватые метапесчаники, иногда с заметным содержанием анкерита или клиноцоизита. На разных стратиграфических уровнях встречаются пачки углистых метапесчаников и сланцев, причем вместо тонко распыленного углистого вещества (как это наблюдалось в биотитовой зоне) в них появляется чешуйчатый графит.

Постоянный компонент ходоканской свиты - послойные или слабо секущие тела и дайки диабазов и габбро-диабазов мощностью от 1-2 до нескольких десятков метров и протяженностью до первых километров. Все они участвуют в складчатой структуре и являются дометаморфическими, превращены в амфибол-эпидот-хлорит-карбонат-альбит-кварцевые ортосланцы, богатые сфеном и ильменитом, иногда с биотитом и гранатом. Мелкие тела часто сохраняют признаки субэффузивных диабазов, в частности миндалекаменную и порфиритоидную структуру, а также кварц-эпидотовые и альбит-эпидотовые прожилки и гнезда. Для более крупных тел характерна интрузивная апогаббровая или аподиоритовая структура; первичный плагиоклаз, сохраняющий свой идиоморфизм, замещен альбитом, а авгит - роговой обманкой, эпидотом и карбонатом.

С метадиабазами часто ассоциируют прослой тонкополосчатых туфопесчаников и туффитов основного состава. Их признаком является обилие мелкозернистого эпидота (до 25%), сфена (до 15%), иногда регенерированных лейст идиоморфного плагиоклаза. Туфопесчаники имеют биотит-эпидот-альбит-кварцевый или амфибол-эпидот-альбит-кварцевый состав. К этой же группе пород относятся своеобразные хлорит-сфен-кварцевые метапесчаники, содержащие около 20% сфена. Основные туффиты представлены меланократовыми хлорит-клиноцоизит-карбонат-биотит-сфен-кварцевыми сланцами. В обнажениях по р. Тонода вместе с многочисленными телами метадиабазов и туфопесчаников встречаются сильно рассланцованные биотит-серицит-эпидот-альбит-кварцевые ортосланцы со сфеном, в которых видны остатки порфиroidных выделений кварца и плагиоклаза, заключенных в очень мелкозернистом альбит-эпидот-кварц-биотитовом мезостазице. Эти породы являются метаморфизованными альбитофирами и плагиокератофирами, и их ассоциация с метадиабазами вряд ли случайна. Таким образом, наряду с преобладающими эффузивами и гипабиссальными дайками основного состава в ходоканской свите устанавливается спорадическое присутствие кислых лав натриевого ряда.

По направлению с северо-востока на юго-запад в составе ходоканской свиты наблюдается закономерное увеличение субэффузивных и туфогенных пород. Если в бассейне р. Челончен тела метадиабазов

и туфогенных метапесчаников встречаются лишь в единичных случаях и преимущественно в верхах свиты (например, в междуречье руч. Пологий и р. Челончен), то в бассейне р. Тонода их количество и разнообразие резко возрастают. Много тел метадиабазов встречено на разных стратиграфических уровнях ходоканской свиты в бассейне р. Кевакта и в небольших выходах свиты на реках Бол. Патом и Ниж. Язваяя.

Степень метаморфизма пород ходоканской свиты и пород вышележащих пурпольской и медвежьей свит всегда одинакова: и в зоне биотита, и в зоне граната парагенезисы всех трех свит отвечают одной и той же температурной ступени. Никаких отклонений от этой закономерности не было обнаружено. Это указывает на отсутствие метаморфического несогласия между ходоканской и пурпольской свитами и противоречит представлениям некоторых авторов о проявлении допурпольского метаморфизма, которые обычно используются для обоснования самостоятельного стратиграфического значения и более древнего возраста ходоканской свиты.

ПУРПОЛЬСКАЯ СВИТА

Во всех районах развития ходоканской свиты ее перекрывают породы пурпольской свиты. Выше уже указывалось, что в соответствии с существующими представлениями пурпольская свита принадлежит тепторгинской серии и залегает несогласно на ходоканской свите и прорывающих ее раннепротерозойских гранитах. При этом считается, что в основании пурпольской свиты существует остаточная кора выветривания. Наши данные противоречат этим представлениям. Пурпольская свита залегает согласно на ходоканской свите, породы обеих свит образуют одни и те же складчатые структуры, метаморфизованы одновременно и в одних и тех же субфациях, а также прорваны одними и теми же гранитами; признаки существования остаточной коры выветривания в основании разреза пурпольской свиты отсутствуют. Все эти данные позволяют включить пурпольскую свиту в состав нижнепротерозойского комплекса.

Пурпольская свита, сложенная высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами, являлась объектом поисковых работ на глиноземистое сырье. В связи с этим ее литологические особенности изучены хорошо и описаны во многочисленных публикациях [10, 11, 18, 49, 43], в том числе в специальной монографии В.К. Головенка [10].

В Лонгдорском поднятии пурпольская свита представлена в своем типичном виде в разрезе по р. Мал. Ходокан. Здесь, как и в большинстве других мест, она подразделяется на три пачки (подсвиты).

В низах свиты находится пачка массивных кварцевых метапесчаников, кварцевых метагравелитов, реже кварцевых метакогломератов с галькой кварца диаметром 0,5–7 см. Характерно полное отсутствие обломочных полевых шпатов и каких бы то ни было гранитных галек. В метапесчаниках зерна или гальки кварца сцементированы небольшим количеством серицитового, хлорит–серицитового, пиррофиллит–серицитового, гематит–серицит–хлоритового цемента. Обыч-

но количество цемента не превышает 2-4, редко достигая 10-15%; встречаются и монокварцевые метасаммиты. Зерна кварца очень хорошо, иногда идеально окатаны, что указывает на длительную транспортировку обломочного материала. Вследствие метаморфизма породы нижней пачки обычно превращены в массивные беловато-желтые кварциты. Среди них местами встречаются небольшие пропластки высокоглиноземистых сланцев, но в целом кварцевые метапесчаники в низах свиты резко преобладают. Мощности нижней кварцитовой пачки непостоянна, и меняется от 30 до 100-150 м.

Вверх по разрезу кварциты сменяются высокоглиноземистыми сланцами (вторая пачка, или средняя подсвита), которые по валовому химическому составу в целом приближаются к каолиновым глинам [18]. В них заключены небольшие пласты кварцевых метапесчаников, количество которых варьирует в различных районах. Степень метаморфизма сильно меняет минеральный облик сланцев. В самых низкотемпературных зонах сланцы имеют хлорит-пирофиллит-серицитовый состав. При повышении температуры они еще в условиях зеленосланцевой фации превращаются сначала в хлоритоид-хлорит-пирофиллит-серицитовые, затем в кианит-хлоритоид-хлоритовые и гранат-хлоритоид-хлоритовые сланцы. В среднетемпературных условиях они переходят в ставролит-хлоритоидные, затем в ставролит-кианит-гранатовые и, наконец, в силлиманит-кианит-гранат-ставролитовые сланцы. Степень метаморфизма пород пурпольской свиты, как и ходоканской, возрастает по направлению с востока на запад и юго-запад. Поэтому на севере и востоке поднятия сланцевая пачка пурпольской свиты представлена хлоритоидными, а на западе и юго-западе - ставролит-гранатовыми сланцами. Мощности сланцевой пачки 60-200 м.

В верхах пурпольской свиты вновь доминируют кварцевые метапесчаники (третья пачка, или верхняя подсвита); количество сланцев среди них уменьшается. Ее мощность 60-80 м.

По простиранию трехчленное деление пурпольской свиты выдерживается не всегда четко. В нижней кварцитовой пачке нередко встречается значительное количество сланцевых прослоев, а в сланцевой - прослой кварцито-песчаников. Заметно изменяется пурпольская свита в юго-западном направлении (район оз. Догадлынского и р. Бол. Олонгда). Здесь на западных водоразделах р. Нечера в составе свиты практически исчезают кварциты верхней пачки, мощность чисто сланцевой пачки сокращается до 20-40 м, а нижние кварциты сменяются пачкой переслаивания кварцитов и сланцев. Общая мощность свиты сокращается до 100 м. Например, на одной из горных вершин, расположенных северо-восточнее оз. Догадлынского, наблюдался такой разрез (рис. 5). В основании предвершинного обрыва расположена пачка переслаивающихся мусковитовых кварцитов и биотит-ставролит-гранат-кианит-магнетит-кварцевых сланцев, которые в нижней части обрыва срезаются микроклин-плагноклаз-двуслюдянными гранито-гнейсами. В контактовой зоне кварциты и сланцы сильно мусковитизированы и биотитизированы. Выше по склону (и по разрезу) развиты сливные кварциты с небольшой примесью кианита и мусковита. Квар-

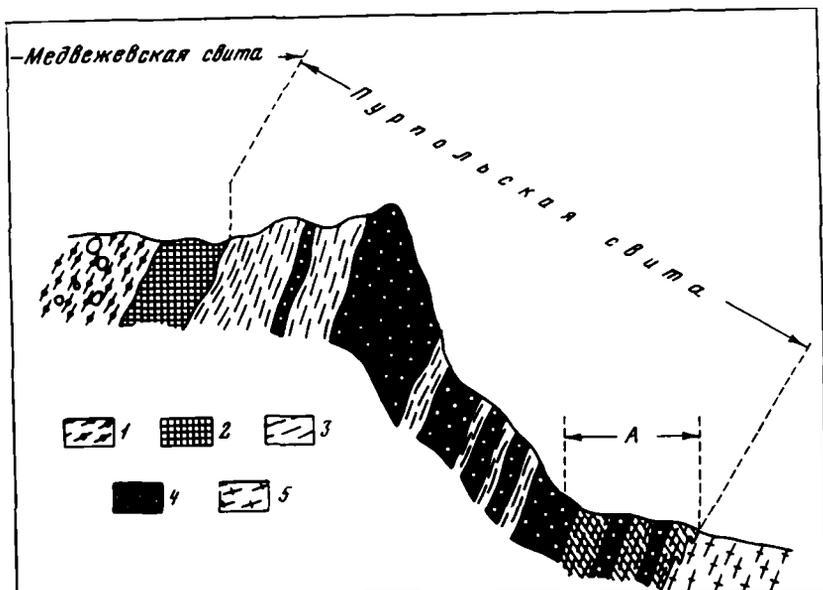


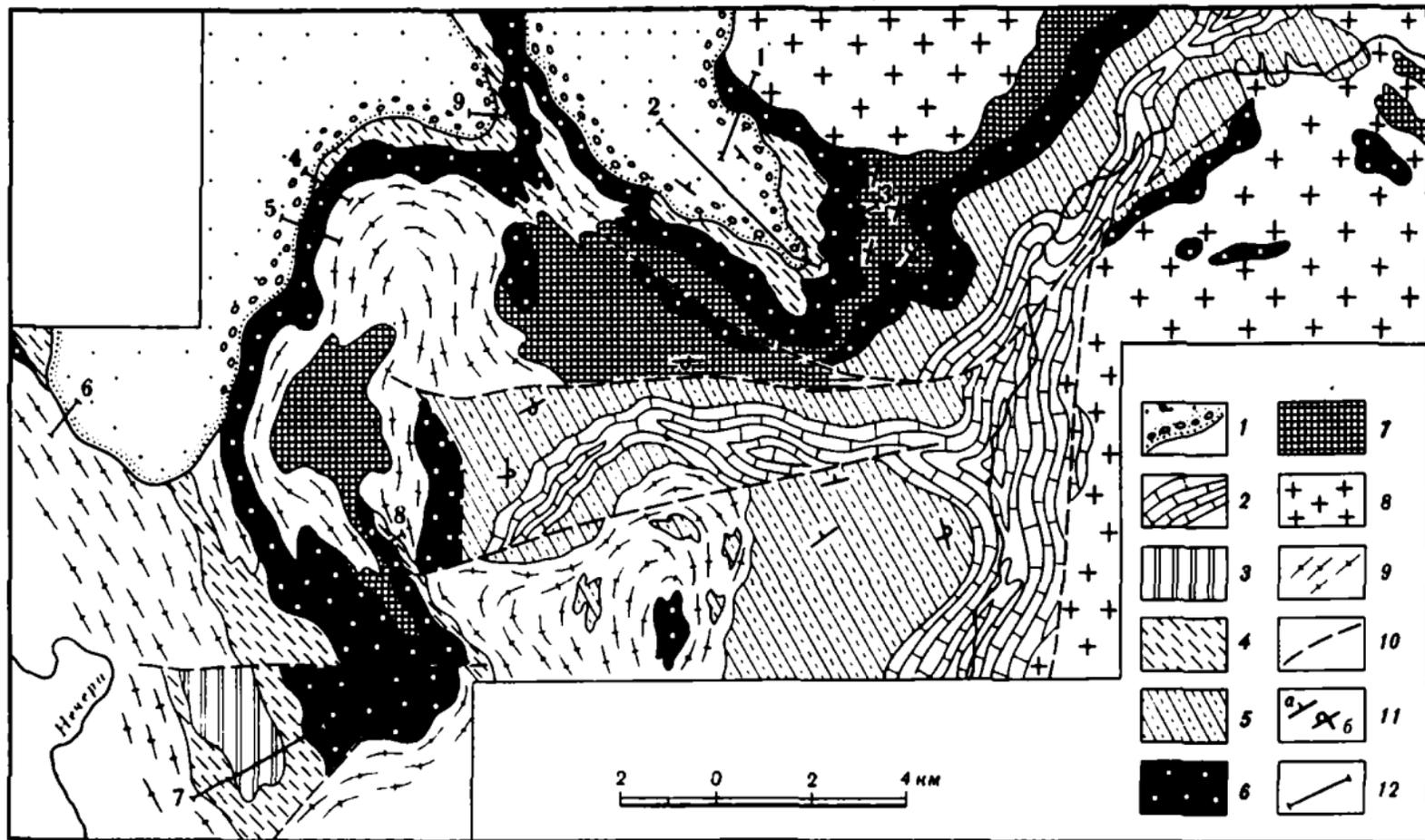
Рис. 5. Соотношения пурловской и медвежеской свит и гранитоидов Лонгдорского массива в обнажении, расположенном северо-восточнее оз. Догалдынского

1-2 - медвежеская свита: 1 - биотит-гранатовые гнейсы (метапесчаники) с плавающей галькой плагиогранитов, 2 - эпидот-гранат-роговообманковые пара- и ортоамфиболиты; 3-4 - пурловская свита: 3 - ставролит-гранат-кианит-мусковитовые сланцы, 4 - мусковитсодержащие кварциты; 5 - биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовые гранито-гнейсы; А - зона экзоконтактовых изменений (заштриховано, пояснения в тексте)

шты перекрыты крупнозернистыми ставролит-гранат-кианит-мусковит-магнетит-кварцевыми сланцами, обогащенными графитом. Эти сланцы в данном разрезе завершают пурловскую свиту, поскольку стратиграфически выше и согласно залегают гранат-эпидотовые пара- и ортоамфиболиты медвежеской свиты. По направлению на юг и юго-запад от оз. Догалдынского количество кварцитов в составе пурловской свиты еще более сокращается.

На восточном склоне Лонгдорского поднятия в составе пурловской свиты присутствуют дайковые тела интрузивных метадиабазов, ориентировка которых совпадает с простираем свиты. На северном и западном склонах поднятия ни интрузивные, ни субэффузивные метадиабазы, подобные тем, которые известны в ходоканской свите, не обнаружены.

Контакты пурловской и ходоканской свит хорошо видны в скальном водораздельном гребне и в коренных выходах в русле р. Мал. Ходокан у ее S-образного изгиба (рис. 6, сечение 3). Здесь на хо-



рактерных для ходоканской свиты хлорит-серицит-альбит-кварцевых металавролитов и сланцах, слагающих западный склон высоты, совершенно согласно залегают кварцевые метапесчаники пурпольской свиты, содержащие небольшое количество серицита и киданита. Азимут падения сланцев ходоканской свиты и кварцитов пурпольской свиты одинаков - 270° , угол 25° . В зоне непосредственного контакта (рис. 7) в скальном обнажении хорошо видна переходная пачка мощностью около 2 м, в которой наблюдается тонкое (в виде прослоев мощностью 5-30 см) переслаивание хлорит-серицитовых сланцев с гравелистыми, почти мономинеральными кварцито-песчаниками. Выше по разрезу переходная пачка сменяется монокварцитами (70 м), а затем хлоритоид-киданитовыми сланцами пурпольской свиты. В зоне контакта и по всему разрезу породы совершенно свежие; в шлифах из ходоканских и пурпольских пород видны хорошо регенерированные зерна обломочного кварца. Степень кристаллобластеза высокая и одинаковая, метаморфизм пород обеих свит также одинаков и отвечает верхним ступеням биотитовой субфации.

Аналогичные соотношения наблюдались на южном водоразделе верхнего течения р. Истанах, в предвершинной части высоты 1341,0 м. Здесь в ядре опрокинутой антиклинальной складки (см. рис. 6, сечение 8) обнажаются биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевые металавролиты ходоканской свиты, прослеживающиеся далее в бассейн руч. Кедровый. В коренных обнажениях видны контакты ходоканских пород с пурпольскими кварцитами - как в нормальном, так и в опрокинутом крыльях антиклинали (рис. 8). В обоих случаях они совершенно согласны, и между ними фиксируется такая же переходная пачка (2-4 м) переслаивания кварцитов и металавролитов, как и на р. Мал.

Рис. 6. Геологическая карта Истанах-Ходокан-Бульбухтинского междуречья (северная часть Лонгдорского поднятия)

1 - верхний протерозой, баллаганахская подсерия, конгломераты, аркозовые и полимиктовые песчаники, углистые сланцы; 2-7 - нижний протерозой, тонодско-бодайбинская серия: 2 - бульбухтинская свита, доломиты и кальцит-доломитовые мраморы, 3 - хайвергинская свита, биотит-хлорит-мусковитовые сланцы, 4 - медвежевская свита, биотит-хлорит-мусковитовые метапесчаники с горизонтом высокожелезистых метадиабазов в основании, 5 - медвежевская, хайвергинская и бугарихтинская свиты, нерасчлененные (истанахская свита), хлорит-серицит-биотитовые метапесчаники с горизонтом высокожелезистых сланцев, пластами метадиабазов и пуддингов в основании, углистые карбонатные филлиты в верхней части, 6 - пурпольская свита, кварциты, кварцевые метагравелиты, хлоритоид-пирофиллитовые, хлоритоид-киданитовые сланцы, 7 - ходоканская свита, хлорит-серицит-биотитовые металавролиты; 8-9 - раннепротерозойские синметаморфические микроклин-плаггиоклазовые гранитоиды; 8 - массивные, 9 - гнейсовидные; 10 - линии тектонических контактов; 11 - залегание пород: а - нормальное, б - опрокинутое; 12 - сечения и их номера (пояснения в тексте)

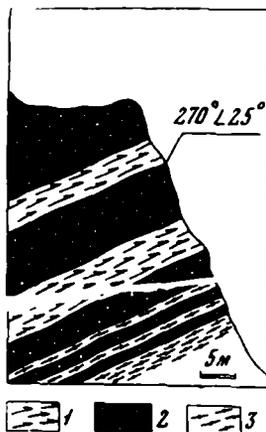


Рис. 7. Зарисовка контакта пород пурпольской и ходоканской свит на правом склоне долины р. Ходокан

1 - кианит-хлоритоид-пирофиллитовые сланцы; 2 - кварциты и кварцевые метагравелиты; 3 - хлорит-серицитовые метаалевролиты

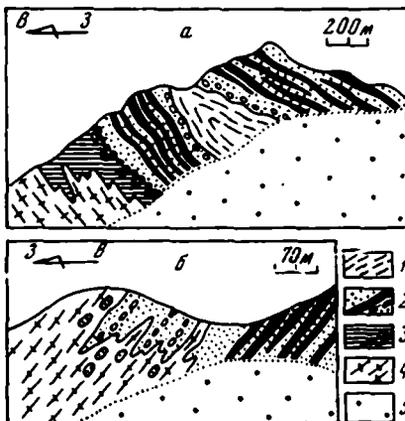


Рис. 8. Схематические разрезы по южному (а) и северному (б) бортам долины р. Истанах в 2-4 км ниже устья р. Догаддын

1 - ходоканская свита, хлорит-серицит+биотитовые метаалевролиты; 2 - пурпольская свита, хлоритоид-кианит-серицитовые сланцы (черное), кварциты и кварцевые метагравелиты; 3 - медвежьеская свита, хлорит-серицит+анкерит-альбит-кварцевые метапесчаники с плавающей галькой плагногранитов, базальный высокожелезистый горизонт (хлорит-альмандин-магнетитовые сланцы); 4 - двуслюдяные плагномикроклиновые гнейсовидные граниты Лонгдорского массива; 5 - осыпи

Ходокан. Азимут падения слоистости в опрокинутом крыле - 265° , угол 60° , в нормальном - 260° , угол 35° . Степень метаморфизма пород ходоканской и пурпольской свит также одинакова и соответствует здесь начальной ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (зона граната).

На восточном склоне Лонгдорского поднятия обнаженные контакты ходоканской и пурпольской свит очень редки. Однако на крайнем юго-восточном фланге развития пурпольской свиты, в долине р. Богаукта, удалось выявить фрагменты такого контакта. Здесь в крутом скальном обрыве на биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых метапесчаниках ходоканской свиты, содержащих пласты хлорит-карбонат-эпидот-серицит-альбит-кварцевых метадиабазов, согласно залегают кварцевые метагравелиты базального горизонта пурпольской свиты, в которых наблюдается жила мусковит-плагноклазового гранита ничатского типа. Элементы залегания кварцевых гравелитов и ходоканских пород одинаковы - азимут падения 310° , угол 50° .

На юго-западе Лонгдорского поднятия согласные соотношения между ходоканской и пурпольской свитами (правда, под другими наименованиями) давно были установлены Ф.В. Кузнецовой [33]. Наши наблюдения подтверждают этот вывод. Например, южнее оз. Догалдынского кианит-гранат-биотит-ставролитовые сланцы и кварциты пурпольской свиты залегают согласно на биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах ходоканской свиты. Структурное соответствие подчеркивается горизонтом (мощностью 15 м) гранат-эпидотового амфиболита внутри разреза ходоканской свиты, расположенном примерно в 20 м от контакта. Этот горизонт повторяет контуры подошвы пурпольской свиты в замке синклинали структуры района оз. Догалдынского. Метаморфизм обеих свит также одинаков и отвечает кианит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации.

В пределах Тонодского поднятия пурпольская свита изучена достаточно детально. В.К. Головенко [10] установил трехчленное строение ее разреза: нижняя и верхняя подсвиты включают мономинеральные и серицитовые кварцито-песчаники и кварцевые метагравелиты, а средняя - хлоритоидные и кианит-хлоритоидные сланцы. В результате последующих съемок такое строение разреза было многократно подтверждено; не противоречат этому и наши наблюдения. Вместе с тем именно на Тонодском поднятии В.К. Головенком впервые были получены данные о несогласном залегании пурпольской свиты на подстилающих сланцах ходоканской свиты (или, как ее здесь называли, чуйской свиты, свиты безымянка, кевактинской серии), а также на раннепротерозойских гранитоидах. Материалы, полученные в результате наших исследований, противоречат таким представлениям: в обнажениях и нетектонизированных контактах пурпольские кварциты всегда залегают согласно на метаалевролитах ходоканской свиты, одинаково с ними метаморфизованы, а раннепротерозойские граниты Амандракского и Кевактинского массивов прорывают все три подсвиты пурпольской свиты и оказывают на них активное метасоматическое воздействие.

В качестве примера нормальных соотношений может служить контакт ходоканской и пурпольской свит на западном предплечье гольца Колулаевского (в бассейне р. Кевакта). Здесь в средней части склона (рис. 9) и выше по мере подъема в ряде скал обнажаются однообразные тонкоплитчатые зеленовато-серые хлорит-серицит-альбит-ильменит-кварцевые метаалевролиты и мелкозернистые метапесчаники, типичные для ходоканской свиты данного района. В предвершинной части гольца на метаалевролитах совершенно согласно залегают мономинеральные или серицит-хлоритовые кварциты пурпольской свиты, которые в базальной переходной пачке (мощностью около 8 м) содержат прослой хлорит-серицит-альбит-кварцевых метаалевролитов совершенно такого же облика, состава и структуры, как и в нижележащей ходоканской свите. Выше (по склону и разрезу) количество прослоев метаалевролитов убывает, и в них исчезает альбит. Далее расположены преимущественно серицитовые кварциты (8 м) с редкими оспенными пятнами выщелоченного железистого карбоната и с единичными прослойками серицит-хлорит-кварцевых метаалевролитов, местами

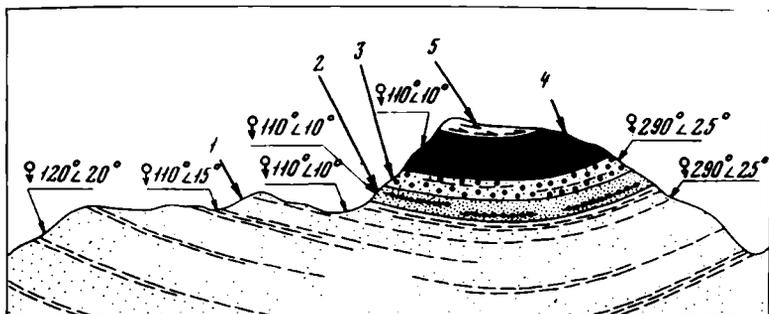


Рис. 9. Соотношения пурпольской и ходоканской свит на гольце Колупаевском (Тонодское поднятие)

1 – ходоканская свита, хлорит-серицит-альбит-кварцевые металаевролиты; 2-3 – переходная пачка: 2 – переслаивание хлорит-серицитовых металаевролитов и кварцитов, 3 – серицитовые кварциты с единичными прослоями серицит-хлоритовых металаевролитов; 4-5 – пурпольская свита: 4 – кварциты, 5 – кианит-хлоритовые сланцы

содержащих до 6% ильменита. Выше по разрезу находятся однообразные мономинеральные кварциты и метагравелиты. Таким образом, на западном гребне гольца Колупаевского в коренном залегании не только наблюдается согласное залегание пурпольской и ходоканской свит, но и фиксируется промежуточная пачка переслаивания кварцитов и металаевролитов. И те, и другие имеют одинаковые минеральные ассоциации, сохраняют реликты псаммитовой структуры, что указывает на совершенно идентичные условия метаморфизма и кристаллобластеза ходоканской и пурпольской свит.

В условиях метаморфизма зоны граната согласные соотношения пурпольской и ходоканской свит наблюдались явными в истоке левого притока р. Хайверга – к северу от гольца Давледжакит, в 2 км к северу от оз. Перевального (рис. 10, сечение 1). Здесь в коренном обнажении (азимут падения 40° , углы $15-20^\circ$) на биотит-хлорит-серицит-альбит-ильменит-кварцевых и хлорит-серицитовых металаевролитах ходоканской свиты согласно залегают серицитовые кварциты нижней подсвиты пурпольской свиты, которые у контакта содержат небольшие прослойки хлорит-серицит-альбитовых металаевролитов и анкерит-серицитовых кварцитов. Выше среди кварцитов появляются прослой хлоритовидных сланцев, а затем пачка кварцитов сменяется монотонной пачкой кианит-хлоритовидных сланцев (средняя подсвита пурпольской свиты).

Согласное залегание нижних кварцитов пурпольской свиты на породах ходоканской свиты наблюдается и в обнажениях на водоразделах, расположенных вокруг долины р. Желтукта. Здесь ходоканские металаевролиты хлорит-серицитового и биотит-хлорит-серицитового состава содержат вблизи контакта тела роговообманково-(актинолит)-хлорит-эпидот-альбитовых метадиабазов и прослой биотит-эпидот-хло-

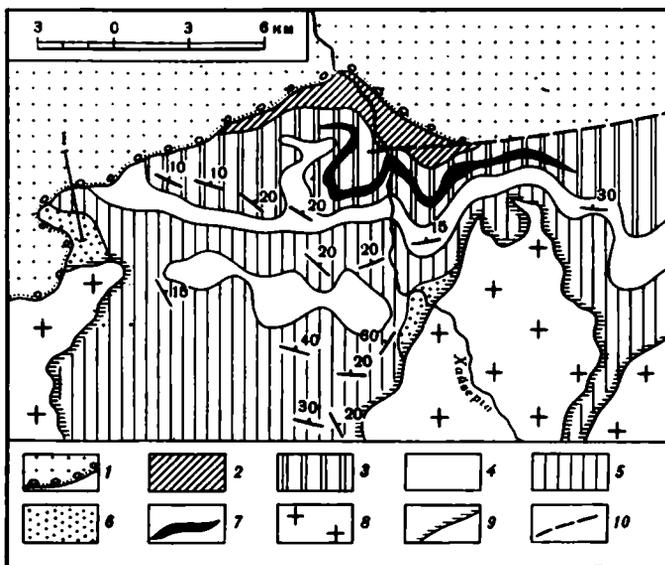


Рис. 10. Схема геологического строения участка в среднем течении р. Хайверга (севернее гольца Давледжаkit)

1 - верхнепротерозойские отложения, патомская серия, баллаганакская подсерия, конгломераты, полимиктовые и аркозовые песчаники, углистые сланцы; 2-6 - нижнепротерозойские отложения, тонодско-бодайбинская серия: 2 - медвежьевская свита, биотит-хлорит-серицитовые метапесчаники с горизонтом высокожелезистых магнетит-биотит-хлоритовых сланцев в основании, 3-5 - пурпольская свита (3 - верхняя подсвита, кварциты, 4 - средняя подсвита, кианит-хлоритоидные и гранат-хлоритоидные сланцы, 5 - нижняя подсвита, кварциты), 6 - ходоканская свита, биотит-хлорит-серицитовые мелкозернистые металавролиты; 7 - метагаббро-диабазы; 8 - раннепротерозойские гранитоиды Кевактинского массива; 9 - зоны экзоконтактовых изменений; 10 - линия тектонического контакта

ритовых и амфибол-хлорит-серицит-клиноцоизитовых, богатых офеном туфолесчаников. Пурпольские кварциты в контакте содержат очень редкие прослои хлорит-серицитовых сланцев, а выше перекрыты хлоритоид-кианитовыми сланцами средней подсвиты. В тех случаях, когда непосредственный контакт не обнажен (например, по рекам Хайверга, Челончен, Бол. Семжачи), элементы залегания пород пурпольской и ходоканской свит в близконтактовых зонах идентичны, и какие-либо угловые или азимутальные несогласия между ними не обнаруживаются.

Три подсвиты пурпольской свиты имеют облик, характерный для всего региона. Нижняя подсвита представлена бесполовошпатовыми кварцитами и кварцевыми метатраверлитами (с ясной псаммитовой

структурой), на 90–97% состоящими из кварца. Цемент хлорит-серицитовый или серицитовый. Иногда среди кварцитов встречаются редкие прослои кианит-хлоритоидных и хлорит-серицитовых, еще реже мусковит-анкеритовых сланцев. Мощность нижней подсвиты 60–120 м. Средняя подсвита сложена массивными, часто меланократовыми хлоритоид-серицитовыми, хлоритоид-хлоритовыми и кианит-серицит-хлоритоидными сланцами, в зоне граната содержащими прослои альмандин-хлорит-хлоритоидных сланцев. Эти породы местами содержат значительную примесь графита, что придает сланцам необычный черный цвет. Мощность глиноземисто-сланцевой подсвиты 40–100 м. Верхняя подсвита представлена кварцито-песчаниками и метагравелитами, аналогичными породам нижней подсвиты и также содержащими прослои высокоглиноземистых сланцев. Ее мощность 30–80 м.

Общая мощность пурпольской свиты в пределах Тонодского поднятия 130–300 м. Поскольку метаморфизм здесь колебался лишь от верхней ступени биотитовой до гранатовой зоны, на Тонодском поднятии отсутствуют пиррофаллит-хлоритоидные и пиррофаллит-хлоритовые сланцы, типичные, например, для восточного склона Лонгдорского поднятия.

МЕДВЕЖЕВСКАЯ СВИТА

Эффузивно-осадочная толща, залегающая на пурпольской свите, впервые была выделена В.К. Головенком [10]. Считается, что опорный разрез свиты расположен на северо-западном склоне Чуйского поднятия, в районе слияния рек Бол. Чуя и Медвежевка. Здесь на кварцитах, кварцевых конгломератах и хлоритоидных сланцах пурпольской свиты согласно залегают массивные метадиабазы, которые в верхней части сменяются пачкой переслаивающихся зеленокаменных пород (по туфолавам) и зеленых полимиктовых туфогенных песчаников и гравелитов. Видимая мощность медвежевской свиты в этом разрезе около 350 м. Разрез неполный, так как свита с размывом перекрыта неметаморфизованными конгломератами и гравелитами баллаганахской подсерии верхнего протерозоя. В.К. Головенко [10] придает этому разрезу стратотипическое значение, но такой вывод не кажется достаточно обоснованным. Во-первых, в данном разрезе известна только подошва свиты и не известна ее кровля и, следовательно, не известны не только истинная мощность, но и стратиграфический объем и состав свиты. Это не позволяет оценивать разрез по р. Бол. Чуя как стратотипический. Кроме того, почти весь этот разрез представлен метадиабазами, в то время как во многих других местах вулканы резко подчинены осадочным породам, и состав медвежевской свиты там, естественно, иной. По-видимому, правильнее было бы оценить разрез медвежевской свиты по р. Бол. Чуя как частный.

Нужно отметить, что во всей внешней окраине зоны поднятий (Чуйского, Тонодского, Лонгдорского) полный разрез медвежевской свиты нигде наблюдать не удается, так как в пределах этой части зоны конгломераты баллаганахской подсерии с размывом залегают не только на породах этой свиты, но и на кварцитах и глиноземи-

стых сланцах нижележащей пурпольской свиты, а также на раннепротерозойских гранитоидах. На внутренних склонах поднятий можно видеть совсем иную картину. Многочисленные пересечения структуры, проведенные нами по направлению от поднятий в глубь внутренней зоны (бассейны рек Максимиха, Ниж. Язвая, Саталах, Трехречка, Сиган, Хайверга, Тонода, Челончен, Нечера, Олонгда), показали, что никаких следов размыва и несогласий в разрезах этой зоны не существует. Это давало основание предположить, что именно там возможно составление полного разреза медвежьей свиты.

Действительно, все эти разрезы, если их начинать с выходов кварцитов и глиноземистых сланцев пурпольской свиты, пересекают затем довольно однообразную толщу метаморфизованных песчаников, туфопесчаников, сланцев и конгломератов, содержащих в основании переменное количество пластов метадиабазов и характерный горизонт высокожелезистых сланцев. Эту толщу по всем признакам нужно определить как медвежьую свиту. В отличие от опорного разреза свиты на р. Бол. Чуя медвежья свита внутренней зоны имеет и подошву, и кровлю. Последняя во всех указанных разрезах устанавливается по резкой смене обломочных пород мощной толщей сланцев, которая давно картируется здесь как хайвергинская свита.

Вопрос об объеме медвежьей свиты во внутренней зоне Патомского нагорья имеет особо важное значение для решения многих геологических проблем региона, так как на всех составленных ранее картах именно в пределах полей, занятых, по нашим данным, медвежьей свитой, показывались более молодые, верхнепротерозойские образования патомской серии. Остановимся на рассмотрении этого вопроса более детально.

Прежде всего нужно сказать, что если пурпольская свита кварцитов и сланцев и хайвергинская свита сланцев имеют чрезвычайно выдержанный состав и устойчиво прослеживаются на десятки километров, то заключенной между ними толще, которую мы называем медвежьей свитой, присущи заметные фациальные изменения по ее простиранию. Так, на западном фланге этой полосы, примыкающей к внутренним склонам поднятий (бассейн рек Саталах и Верх. Язвая), в составе медвежьей свиты много грубообломочных пород — гравелитов и конгломератов, а также основных и кислых туфопесчаников и метадиабазов; по направлению на восток, к долинам рек Бол. Патом и Хайверга, они постепенно замещаются (по простиранию) песчаниками и гравелитами почти без туфогенного материала, а еще далее, в бассейне рек Тонода и Челончен, — песчаниками с прослоями сланцев. На крайнем юго-восточном фланге этой полосы (внутренний склон Лонгдорского поднятия) среди метапесчаников и метадиабазов свиты вновь появляются грубообломочные породы — конгломераты и луддинги.

На геологических картах разных авторов грубообломочная часть разрезов западного фланга рассматриваемой полосы искусственно отделялась от медвежьей свиты и включалась в состав баллаганак-

ской подсерии. Согласно существующим схемам, здесь проводится граница между комплексами среднего и верхнего протерозоя. К собственно медвежьей свите при этом относился только ее высокожелезистый базальный горизонт мощностью 20–100 м, содержащий пласты метадиабазов. Между тем главная грубообломочная часть свиты во всех случаях, как будет показано ниже, залегает совершенно согласно на высокожелезисто-метадиабазовом горизонте, одинаково с ним метаморфизована и вместе с ним и нижележащей пурпольской свитой участвует в строении одних и тех же складчатых структур.

Поэтому не ясно, какая аргументация использована для вывода о различном возрасте рассматриваемых толщ на внутренних (южных) склонах поднятий.

Итак, попытки выделения во внутренней зоне нагорья верхнепротерозойской баллаганакской подсерии, нижние горизонты которой картируются за счет сокращения площадей, занятых в действительности медвежьей свитой, нельзя признать обоснованными. Все же нужно отметить, что такие попытки не были случайными. Определенное значение, по-видимому, имело присутствие в разрезах толщ внешней и внутренней зон (на склонах поднятий) полимиктовых конгломератов с галькой гранитов. Считалось, что они идентичны раннепротерозойским гранитоидам, широко распространенным здесь же, на поднятиях, где они образуют крупные массивы. Между тем при проведенном нами специальном изучении галек из толщ конгломератов внешней и внутренней зон (см. ниже) выяснилось, что раннепротерозойские граниты зоны поднятий встречаются только в гальках конгломератов баллаганакской подсерии внешней зоны, тогда как гранитоиды из галек конгломератовых толщ внутренней зоны нагорья не имеют ничего общего с раннепротерозойскими гранитами. Результаты сравнительного анализа гранитных галек из конгломератов внешней и внутренней зон нагорья будут приведены ниже, после характеристики разреза и состава медвежьей свиты.

Медвежьей свитой распространена в зоне поднятий и в пределах примыкающих к ней частей внутренней и внешней зон; она как бы опоясывает Лонгдорское, Тонодское и Чуйское поднятие, подчеркивая рисунок их склонов. Реже свита картируется в осевой части поднятий. В целом медвежьей свитой устанавливается в тех же местах, что и пурпольская свита, на породах которой повсеместно залегает ее базальный горизонт.

Медвежьей свитой на Тонодском поднятии

Вопрос об объеме медвежьей свиты в пределах Тонодского поднятия является, как уже указывалось, одним из наиболее спорных моментов в понимании геологического строения региона. То или иное решение этого вопроса имеет важные последствия при составлении геологической карты поднятия и, в конечном итоге, приобретает решающее значение при оценке возраста осадочно-метаморфических толщ всего нагорья.

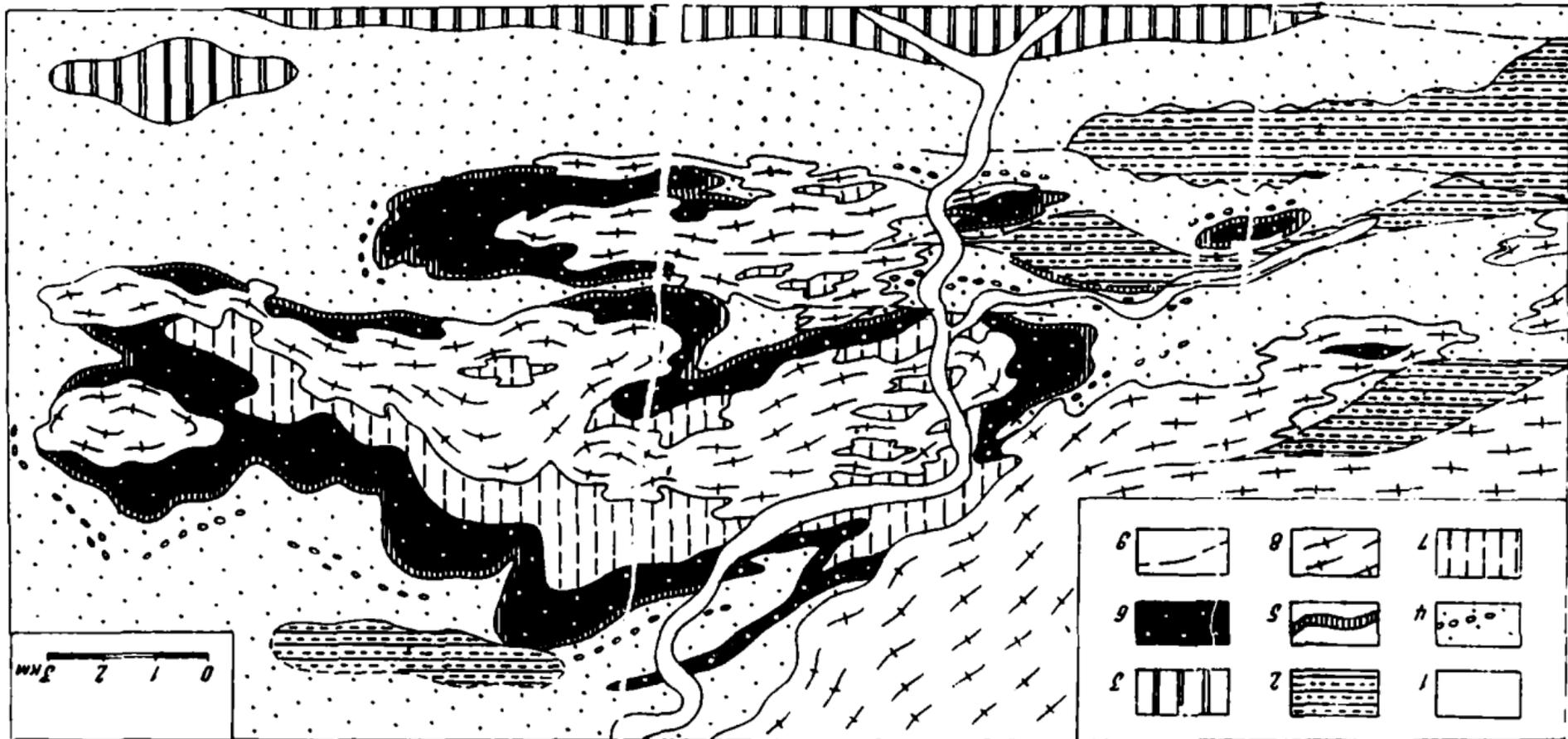
В начале этого раздела уже указывалось, что к медвежьей свите на Тонодском поднятии мы относим толщу обломочных пород и эффузивов, заключенную (на южных склонах этой структуры) между кварцитами пурпольской свиты и темными сланцами хайвергинской свиты. В осевой части поднятия обнажаются только нижние горизонты разреза медвежьей свиты.

Базальный горизонт высокожелезистых сланцев медвежьей свиты. Все исследователи, изучавшие медвежью свиту, сходятся в том, что на Тонодском поднятии ее разрез всегда начинается горизонтом высокожелезистых сланцев мощностью 20—40 м, к которому часто приурочены тела метацибазов и который согласно залегает на кварцитах верхней подсвиты пурпольской свиты. Поскольку его присутствие и соотношения с вышележащей терригенной толщей имеют очень важное значение для идентификации медвежьей свиты, рассмотрим строение горизонта более детально.

В биотитовой зоне метаморфизма породы высокожелезистого горизонта представлены преимущественно хлорит-магнетит-кварцевыми сланцами. Например, в истоках р. Ниж. Язвая (на участке ее северо-восточного направления) на кварцитах пурпольской свиты согласно залегает пачка (мощностью около 40 м) хлорит-магнетит-кварцевых и хлорит-серпидит-ахкрит-магнетит-кварцевых сланцев, содержащих до 25% магнетита, переслаивающихся с тонкополосчатыми магнетитовыми и магнетит-анкеритовыми железистыми кварцитами. Для последних характерны тончайшие, часто выклинивающиеся полоски, сложенные мелкими зернами магнетита со спорадической примесью карбоната, заключенные в микрозернистой кварцевой массе; этим они напоминают обычные джеспилиты. В верхней части этой пачки появляются мелкие тела метацибазов, эпидот-хлорит-биотит-альбит-магнетит-кварцевые туфопесчаники, содержащие плавающие гальки плагиогранитов. Подобные хлорит-магнетит-кварцевые метапесчаники (но без железистых кварцитов) встречены в основании медвежьей свиты в бассейне р. Желтукта и в истоках р. Саталах.

Однако большая часть Тонодского поднятия относится к гранатовой (альмандин-хлорит-хлоритоидной) зоне, в условиях которой за счет крайне железистых хлоритов и магнетитов, характерных для данного горизонта, образуются гранат и куммингтонит, а за счет хлорита с анкеритом — высокоглиноземистая роговая обманка. Поэтому хлорит-магнетитовые сланцы превращаются в хлорит-гранат-магнетит-куммингтонитовые сланцы, а хлорит-анкеритовые — в роговообманково-гранат-хлорит-анкеритовые сланцы и параамфиболиты.

Например, во всей северо-восточной части поднятия (бассейн рек Челончен, Бол. и Мал. Семикачи; рис. 11) нижний горизонт медвежьей свиты, всегда присутствующий в ее контакте с пурпольской свитой и имеющий мощность 20—40 м, представлен крупными и гигантозернистыми куммингтонит-гранат-хлорит-кварцевыми, роговообманково-анкерит-хлорит-биотит-кварцевыми и гранат-роговообманково-хлорит-кварцевыми параамфиболитами, с которыми переслаиваются хлорит-гранатовые и хлорит-магнетит-кварцевые сланцы. Размер



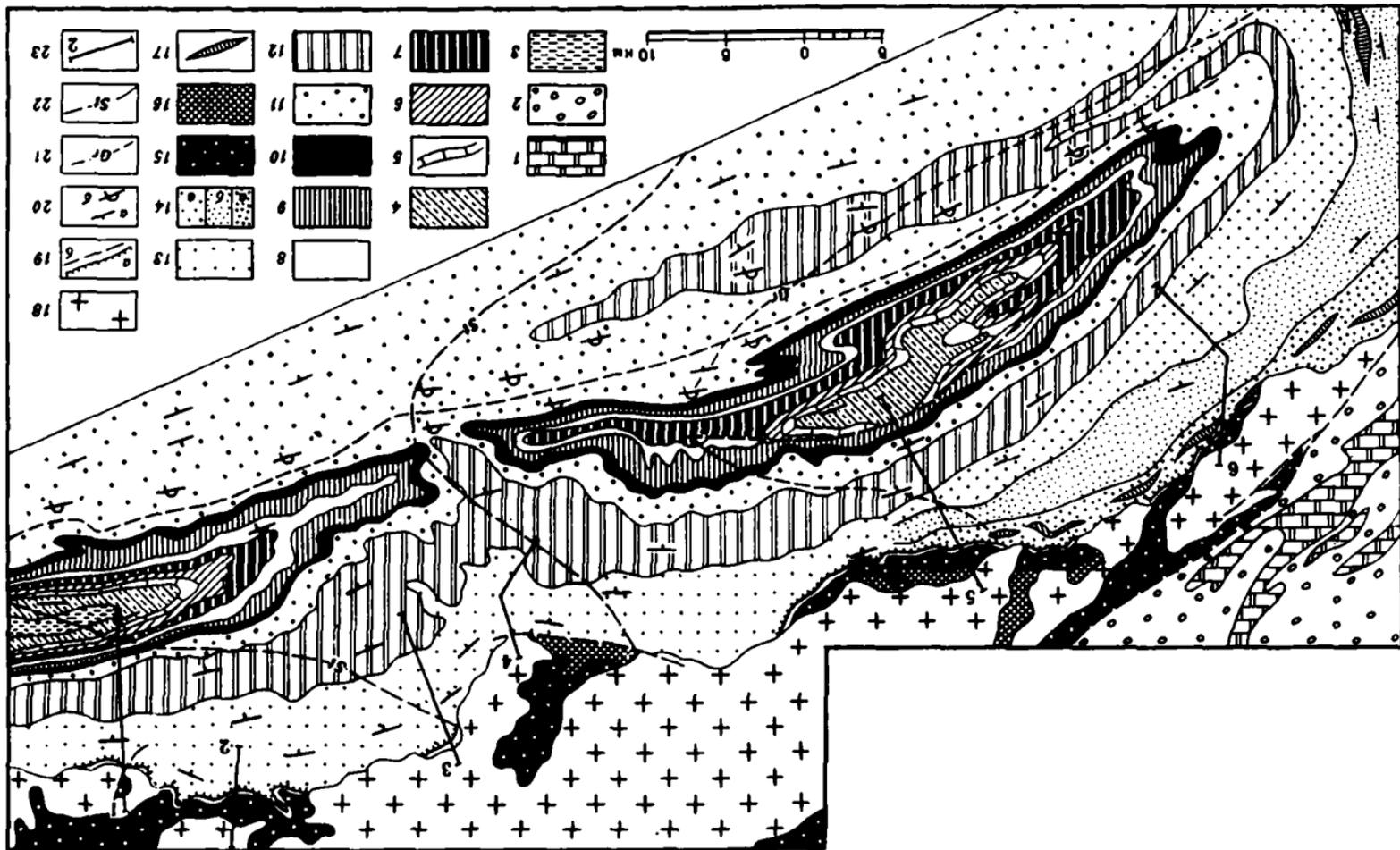
кристаллов граната и амфиболов достигает в них 2-4 см; все минералы высокожелезистые (см. табл. 13): железистость граната - не ниже 92%, грюнерита - 70-80%, железистость хлорита понижается по сравнению с биотитовой зоной и не превышает 70-75% (в биотитовой зоне - 80-95%). На руч. Пологий среди подобных пород обнаружены стильномелансодержащие куммингтонит-гранатовые амфиболиты [25] и редкие прослои магнетитовых железистых кварцитов и биотит-хлорит-магнетитовых сланцев.

Далее на юго-запад этот горизонт постоянной мощностью 20-40 м непрерывно прослеживается в контакте пурпольской и медвежьей свит (р. Пуричи, долины и междуречья рек Тоюда, Хайверга и Бол. Патом). Помимо обычных куммингтонит-гранат-хлоритовых и роговообманково-гранат-хлоритовых параамфиболитов и гранат-хлоритовых сланцев, на этом участке встречаются редкие пропластки альбит-роговообманково-доизитовых, кальцит-амфибол-флогопит-хлоритовых, гранат-хлорит-кварцевых сланцев. Среди высокожелезистых сланцев обнаруживаются прослойки богатых марганцем пород: например, на р. Хайверга встречены гранат-кварцевые полосчатые породы (по-видимому, кремнисто-марганцовистые метаграуваки), состоящие из кварца и мельчайших зерен (50-200 мкм) спессартин-альмандинового граната, содержащего 18-20 вес.% MnO (см. табл. 17, обр. И-23/10).

В северо-западной части поднятия (между реками Челончен и Бол. Патом) метадиабазы в низах медвежьей свиты очень редки. Их мелкие, невыдержанные по простирацию тела мощностью 2-8 м роговообманково-хлорит-эпидот-кальцит-альбит-сфен-кварцевого состава с метафитовой структурой встречены внутри железистых параамфиболитов по рекам Бол. и Мал. Семикачи, Челончен, Хайверга и на руч. Пологий. Туфогенные песчаники на данном участке также весьма редки. Например, небольшие их пропластки среди куммингтонит-гранат-хлоритовых и гранат-хлоритовых сланцев высокожелезистого горизонта встречены у устья р. Сиган. Они имеют роговообманково-эпидот-хлорит-карбонат-альбит-кварцевый или хлорит-

Рис. 11. Схематическая геологическая карта района рек Челончен и Бол. Семикачи

1 - четвертичные отложения долины р. Челончен; 2 - верхнепротерозойские отложения баллаганахской подсерии, углистые хлорит-серицитовые песчаники; 3-7 - нижнепротерозойские отложения: 3 - хайвергинская свита, углистые гранат-хлорит-серицитовые сланцы, 4-5 - медвежьей свита (4 - гранат-слиудистые метапесчаники с горизонтами метаконгломератов, 5 - крупнозернистые гранат-кумингтонит-хлоритовые сланцы, роговообманково-хлоритовые параамфиболиты - высокожелезистый горизонт), 6 - пурпольская свита, кианит-хлоритоидные, гранат-хлоритоидные сланцы, кварциты, 7 - ходоканская свита, биотит-(±гранат)-хлорит-серицитовые метаалевролиты и метапесчаники; 8 - раннепротерозойские мусковитовые и двуслюдяные гранитоиды Амандракского массива; 9 - разломы



кальцит-клиноцоизит-альбитовый состав, обогащены сфеном и апатитом и содержат длинные идиоморфные лейсты альбита. По составу, степени метаморфизма и структуре они совершенно идентичны туфогенным породам ходоканской свиты, например в обнажениях по р. Тонода.

Территенные породы медвежеской свиты северо-восточной части Тонодского поднятия. Принципиально важными фактами, позволяющими отнести к медвежеской свите мощную песчано-сланцево-гравелитовую толщу, окаймляющую Тонодское поднятие с юга, являются ее согласные соотношения и единство метаморфизма с базальным горизонтом высокожелезистых сланцев. Рассмотрим в качестве примера разрез медвежеской свиты на хорошо обнаженном правом водо-разделе р. Сиган, начиная от его впадения в р. Хайверга и далее на юг (рис. 12, сечение 1). Этот разрез важен в том отношении, что он дважды описывался в литературе в качестве одного из опорных разрезов хорлухтадской свиты рифея [17, 38]. Наши наблюдения

Рис. 12. Геологическая карта западного фланга Саталахско-Хайвергинской структуры (южный склон Тонодского поднятия)

1-2 - верхнепротерозойские отложения, патомская серия: 1 - маинская свита, известняки, песчаники, 2 - баллаганахская подсерия, конгломераты, песчаники, углистые сланцы; 3-16 - нижнепротерозойские отложения, тонодско-бодайбинская серия: 3 - угаханская свита, углистые карбонатные сланцы и мраморы, 4 - божухтинская свита, углистые полимиктовые метапесчаники и сланцы, 5 - бодайбокская свита, кальцитовые мраморы, 6-11 - бугарихтинская свита (6-9 - верхняя подсвита: 6 - черные карбонатные сланцы и метаалевролиты, 7 - лейкократовые слюдистые метапесчаники, 8 - слюдисто-ильменитовые и известковистые сланцы, 9 - "шелковистые" серицит-ильменит-гранатовые сланцы, 10-11 - нижняя подсвита: 10 - пепельные кварцито-песчаники, метакогломераты, 11 - метапесчаники, метагравелиты, сланцы), 12 - хайвергинская свита, углистые сланцы, прослой метапесчаников, 13 - медвежеская свита, нерасчлененная, полимиктовые метапесчаники, сланцы, пуддинги и горизонт высокожелезистых сланцев в основании, 14 - медвежеская свита (а - верхняя пачка, метагравелиты, метапесчаники, метакогломераты, б - средняя пачка, метапесчаники с подчиненными прослоями метакогломератов, в - нижняя пачка, туфогенные и полимиктовые метапесчаники, туффыты, тела метадиабазов и метагератофиров, высокожелезистые сланцы и пуддинги в основании), 15 - пурпольская свита, кварциты, высокоглиноземистые сланцы, 16 - ходоканская свита, метаалевролиты и мелкозернистые метапесчаники, тела метадиабазов; 17 - метадиабазы; 18 - раннепротерозойские микроклиноплагиоклазовые гранитоиды Кевактинского массива; 19 - базальный высокожелезистый горизонт медвежеской свиты (а), линии тектонических контактов (б); 20 - залегание пород: а - нормальное, б - опрокинутое; 21 - изограда граната; 22 - изограда ставролита; 23 - сечения и их номера (пояснения в тексте)

относительно внутреннего строения разреза совпадают с данными О.С. Набровенкова и О.В. Перевалова, однако, как выяснилось, нижняя его часть залегает не на сланцах ходоканской (неруканской) свиты, как указывают данные авторы, а на горизонте высокожелезистых сланцев медвежьей свиты.

Правый водораздельный гребень рек Сиган и Хайверга начинается с высоты, сложенной порфиридовыми гранитами Кевактинского массива, прорывающими породы пурпольской свиты. Ее остатки, представленные сильно мусковитизированными и биотитизированными хлоритид-кианитовыми сланцами средней подсвиты пурпольской свиты, сохраняются в виде скиалита на вершине высоты (кварциты нижней подсвиты полностью уничтожены гранитами). По направлению к южной седловине граниты после небольшого задернованного участка резко сменяются развалами и коренными обнажениями пород базального высокожелезистого горизонта медвежьей свиты. Контакт с гранитами не обнажен. Породы этого горизонта без перерыва протягиваются на левый водораздел р. Сиган, где наблюдается их прорыв гранитами. Еще далее на северо-запад граниты исчезают, и в обнажениях южного борта каньона р. Хайверга (в 6 км ниже устья р. Сиган) можно наблюдать непосредственное налегание куммингтонит-гранатовых и хлорит-гранатовых пород высокожелезистого горизонта на кварциты верхней подсвиты пурпольской свиты (см. рис. 12, сечение 2).

На правобережье р. Сиган рассматриваемый горизонт представлен пачкой мощностью около 30 м (см. колонку на рис. 38), в которой главную роль играют крупно- и гигантозернистые куммингтонит-гранат-хлорит-магнетит-кварцевые и гранат-хлорит-(~~биотит~~, серицит)-кварцевые сланцы с железистостью граната 95-98%, а хлорита до 77% (см. табл. 17, обр. И-20, И-20/1). Среди этих высокожелезистых сланцев и параамфиболитов присутствуют прослои роговообманково-хлорит-карбонат-альбит-кварцевых и хлорит-кальцит-клиноцоизит-альбит-кварцевых туфогенных метапесчаников, богатых сфеном и апатитом, роговообманково-хлорит-карбонат-кварцевых параамфиболитов, а также линзовидные пропластки хлорит-мусковит-альбит-кварцевых и хлорит-карбонат-кварцевых сланцев. В верхней части горизонта среди крупнозернистых гранат-хлорит-магнетитовых сланцев появляются, а еще выше начинают преобладать обычные биотит-гранат-хлорит-серицитовые, реже биотит-анкерит-хлорит-серицитовые метапесчаники и метагравелиты. Вверх по разрезу они постепенно вытесняют высокожелезистые сланцы. В гранат-хлоритовых сланцах высокожелезистого горизонта и в согласно перекрывающих их метапесчаниках встречаются редкие плавающие гальки плагиоклаз-кварцевых гранитов. Такие пуддинги, как и высокожелезистые сланцы, - характерный компонент низов разреза медвежьей свиты на Тоновском и Лонгдорском поднятиях.

Биотит-хлорит-серицитовые и биотит-гранат-хлорит-серицитовые метапесчаники (иногда с анкеритом), сменяющие вверх по разрезу гранат-хлоритовые высокожелезистые сланцы, образуют пачку мощностью 70 м.

Выше метапесчаников (по направлению на юг по водсразделу) наблюдается следующий непрерывный разрез:

	Мощность, м
Углистые богатые ильменитом серицит-хлоритовые и гранат-серицит-хлоритовые сланцы с прослоем (мощностью 10 м) биотит-хлорит-серицитового метапесчаника	120
Средне- и крупнозернистые биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевые метапесчаники, иногда анкеритсодержащие	100
Слабо углистые гранат-хлорит-биотит-серицит-клинозоит-альбит-ильменитовые сланцы с небольшими прослоями биотит-хлорит-серицитовых метапесчаников в верхней части пачки. Гранат в сланцах зонален, в центральной части его железистость 94, в краевой - 92% (см. табл. 18, обр. И-21/6)	40
Пачка переслаивающихся средне-, крупнозернистых биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых (иногда с анкеритом) метапесчаников, реже метагравелитов	250
Общая мощность	600
Метапесчаники последней пачки согласно перекрыты гранат-слюдистыми сланцами хайвергинской свиты.	

Этот разрез, начинающийся с горизонта высокожелезистых сланцев и туфопесчаников, которые выше путем переслаивания сменяются метапесчаниками и сланцами, не имеет следов перерывов и несогласий. Метаморфизм всех пород данного разреза одинаков и отвечает верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритондной субфации (зона граната). Железистость граната в парагенезисе $Gr + Chl$ в высокожелезистом горизонте и вышележащих сланцах и песчаниках одинакова и не ниже 92% (анализы гранатов и хлоритов из пород данного разреза приведены в табл. 17 и 18).

Сходный разрез наблюдался в 9 км к северо-западу (см. рис. 12, сечение 2). Здесь в южном борту каньона р. Хайверга обнажаются мономинеральные, иногда с примесью серицита, хлорита и граната кварциты верхней подсвиты пурпольской свиты, в свою очередь, подстилающиеся кианит-хлоритондными сланцами средней подсвиты. На кварцито-песчаниках залегают гранат-куммингтонит-хлоритовые, гранат-хлоритовые и роговообманково-куммингтонит-магнетит-хлоритовые сланцы высокожелезистого горизонта медвежьей свиты, почти в непрерывных выходах протягивающиеся сюда с правобережья р. Сиган. Вверх по разрезу (и по склону) они путем переслаивания сменяются грубозернистыми биотит-хлорит-серицитовыми метапесчаниками, иногда с гранатом или анкеритом. Весь последующий разрез медвежьей свиты напоминает описанный выше разрез на р. Сиган. Однако значительно сокращена мощность нижней пачки углистых ильменит-хлорит-серицит-гранатовых сланцев, которые здесь в значительной мере замещаются метапесчаниками. Мощность медвежьей свиты в этом разрезе около 650 м; далее к югу она перекрывается гранат-слюдистыми сланцами хайвергинской свиты.

Еще далее, в 8–9 км к запад–юго–западу, разрез медвежьей свиты охарактеризован Т.Н. Сириной [17] по р. Имянет, правому притоку р. Бол. Патом (см. рис. 12, сечение 3). Как и на р. Сиган, здесь эта толща определялась прежде как хорлухтажская свита верхнепротерозойского возраста, причем авторы [17] указывали, что она без видимого несогласия залегает на песчаниках нижнепротерозойской неруканской (ходоканской) свиты. Наши наблюдения показали, что здесь, так же как и на реках Сиган и Хайверга, метапесчаники согласно залегают на крупно- и гигантозернистых гранат–хлоритовых, роговообманково–гранат–хлорит–клинодоизит–кварцевых сланцах высокожелезистого горизонта медвежьей свиты, которые интенсивно мусковитизированы в контакте с гранитами. Следовательно, как и в других местах, метапесчаники являются здесь естественным компонентом разреза медвежьей свиты.

По данным Т.Н. Сириной, вся толща мощностью 700 м представлена здесь почти исключительно метапесчаниками и метагравелитами биотит–хлорит–серицитового и биотит–гранат–серицитового состава; сланцы встречены лишь в двух небольших прослоях мощностью 2 и 7 м.

Аналогичный песчано–гравелитовый состав имеет медвежья свита на р. Бол. Патом (см. рис. 12, сечение 4). На всем протяжении этого разреза в обоих бортах долины р. Бол. Патом вплоть до контакта с гранитами (ниже устья руч. Шумный) обнажаются биотит–гранат–хлорит–серицитовые метапесчаники и метагравелиты, содержащие редкие тонкие пропластки темных гранат–серицит–хлоритовых и гранат–доизит–серицит–хлоритовых сланцев. В зоне непосредственного контакта с гранитами под метапесчаниками вновь вскрываются крупнозернистые куммингтонит–гранат–хлоритовые, роговообманково–гранат–клинодоизит–хлорит–кварцевые параамфиболиты высокожелезистого горизонта медвежьей свиты, переслаивающиеся, как и на р. Сиган, с хлорит–карбонат–гранат–мусковитовыми сланцами и роговообманково–плагноклаз–ильменит–кварцевыми туфопесчаниками. Среди них обнаружено несколько плавающих галек плагноклаз–кварцевых гранитов размером 2–5 см. Глыбы параамфиболитов в контакте с гранитами (контакт наблюдался в крупноглыбовой осыпи) содержат тонкие жилы кевактинских гранитов, амфиболиты сильно мусковитизированы и биотитизированы.

Таким образом, во всех приведенных выше разрезах песчаниковая или сланцево–песчаниковая толща мощностью 500–700 м согласно залегает на горизонте (20–40 м) высокожелезистых сланцев, которые, в свою очередь, в одних местах расположены согласно на кварцитах пурпильской свиты, а в других – прорываются кевактинскими гранитами. Отсутствие внутренних несогласий в рассмотренных разрезах, а также одинаковый метаморфизм всех пород, участвующих в его строении, в том числе и подстилающих пород пурпильской и ходоканской свит, дают основание включить терригенную толщу, залегающую на высокожелезистых сланцах, в состав медвежьей свиты, а не баллаганахской подсерии (или хорлухтажской свиты) верхнего протерозоя, как это нередко делалось прежде. В междуречье Бол. Па-

том – Хайверга, как показывают приведенные разрезы, медвежевская свита характеризуется исключительно обломочным составом: даже в базальном высокожелезистом горизонте отсутствуют столь обычные для него метадиабазы, а туфопесчаники встречаются только в виде небольших прослоев. Вместе с тем состав свиты на этом отрезке длиной 20 км испытывает заметные фациальные изменения: по направлению с востока на запад, в сторону долины р. Бол. Патом, сланцевые пачки полностью вытесняются песчаниками и гравелитами.

К восток–северо–востоку от р. Хайверга вплоть до восточного замыкания Тонодского поднятия (бассейн рек Тонода, Челончен и Бол. Семикачи) состав медвежевской свиты меняется мало и сходен с разрезом по р. Сиган. Свита представлена здесь разнозернистыми метапесчаниками и метагравелитами биотит–хлорит–серицит–альбит–кварцевого или гранат–биотит–хлорит–серицит–альбит–кварцевого состава с подчиненными пачками темных гранат–хлорит–серицит–ильменитовых и биотит–хлорит–серицит–ильменитовых сланцев и во всех без исключения случаях (при отсутствии тектонических нарушений) подстилается горизонтом высокожелезистых сланцев, залегающим, в свою очередь, на кварцитах пурпольской свиты (см. рис. 12).

Метаморфизм медвежевской и пурпольской свит, так же как ходоканской и хайвергинской, одинаков и отвечает условиям средней или верхней ступени зоны граната. Горизонт куммингтонит–гранат–хлоритовых, роговобит–анкерит–хлоритовых и гранат–хлорит–магнетитовых сланцев (с небольшими телами метадиабазов) непрерывно прослежен нами в основании песчано–сланцевой пачки медвежевской свиты по руч. Пологий, рекам Челончен и Бол. Семикачи и их междуречью, а также по всему бассейну р. Мал. Семикачи.

Одно из отличий разрезов медвежевской свиты северо–востока Тонодского поднятия – появление невыдержанных пластов пудинговых конгломератов, которые, как и на Лонгдорском поднятии, приурочены к границе высокожелезистого горизонта с вышележащими метапесчаниками. В гальках и валунах встречаются безмикрoклиновые плагиоклаз–кварцевые и мусковит–плагиоклаз–кварцевые граниты, иногда кварциты и биотит–хлорит–серицитовые метапесчаники, неотличимые по составу от дementa. Граниты из галек исключительно бедны калием и не похожи ни на амандракские, ни на кевактинские граниты раннего протерозоя, образующие крупные массивы на Тонодском поднятии. Подробный анализ их состава и происхождения дан ниже, в специальном разделе.

Терригенно–вулканогенные породы медвежевской свиты юго–западной части Тонодского поднятия. В юго–западном окончании Тонодского поднятия (на его южном склоне) состав медвежевской свиты меняется, а ее мощность возрастает. Начиная с истоков р. Туюкан среди грубообломочных пород терригенной толщи, перекрывающих высокожелезистый горизонт, появляются валунные и галечные конгломераты с галькой магнoгранитов, присутствующие на всех уровнях медвежевской свиты вплоть до ее контакта с хайвергинской свитой. Юго–западнее (в истоках р. Саталах) в ее составе появляются также туфогенные метапесчаники и значительное количество тел метадиабаз

зов, роль которых в юго-западном направлении быстро возрастает (истоки рек Ниж. и Верх. Язовая и руч. Сухой).

Разрез песчанико-конгломератовой толщи медвежьей свиты на участке, где туфогенные породы и вулканиты в ее составе еще не появились, прослежен нами на водоразделе рек Саталах и Туякан (см. рис. 12, сечение 5). Метаморфизм нижней части разреза отвечает гранатовой, а верхней — биотитовой зоне. В северной части водораздела на кварцитах пурпольской свиты согласно залегает высокожелезистый горизонт медвежьей свиты мощностью 40 м, представленный здесь магнетит-биотит-хлоритовыми и магнетит-мусковитовыми сланцами, иногда с эпидотом. Выше по разрезу их сменяет толща средне- и мелкозернистых биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых, реже биотит-гранат-хлорит-серицит-альбит-кварцевых метапесчаников, содержащих плавающие гальки плагиогранитов. Состав гранитных галек из данного разреза и из района р. Ниж Язовая охарактеризован выше. Далее вверх по разрезу появляются более крупнозернистые, очень однообразные метапесчаники и метагравелисты, среди которых обособляются три пачки конгломератов, наибольшая из которых (мощностью около 200 м) приурочена к средней части медвежьей свиты. Однако в целом отдельные гальки и валуны плагиогранитов встречаются по всему разрезу. В южном направлении в метапесчаниках исчезает гранат и быстро уменьшается (за счет падения степени метаморфизма) количество биотита. Они представлены биотит-хлорит-серицит-анкерит-альбит-кварцевыми и хлорит-серицит-альбит-анкерит-кварцевыми разностями. Прослои сланцев в разрезе практически отсутствуют.

Таким образом, медвежьей свита в целом имеет здесь монотонный песчанико-гравелито-конгломератовый состав; далее к югу она согласно перекрыта углистыми хлорит-серицит-ильменит-кварцевыми сланцами хайвергиской свиты. Мощность медвежьей свиты около 1400 м.

Уже в 10 км к западу, в истоках р. Саталах, в составе базального высокожелезистого горизонта медвежьей свиты начинают появляться хлорит-эпидот-карбонат-магнетит-ильменитовые туфопесчаники с лейстовидными призматическими зернами альбита. Они переслаиваются с обычными для этого горизонта хлорит-серицит-анкеритовыми и хлорит-магнетитовыми метапесчаниками и содержат тела метадиабазов.

Еще далее, в истоках р. Ниж. Язовая, туфопесчаники приобретают уже ведущую роль в строении нижней части разреза медвежьей свиты, которая имеет здесь мощность около 350 м.

В истоках р. Ниж. Язовая и на ее водоразделе с ручьями Венчалный и Сухой разрез медвежьей свиты имеет следующий вид (см. рис. 12, сечение 6).

В обнажениях в русле р. Ниж. Язовая на кварцитах пурпольской свиты залегает горизонт (40 м) хлорит-магнетит-кварцевых сланцев и железистых кварцитов, в верхах содержащих мелкие тела метадиабазов и эпидот-хлорит-магнетит-биотит-кварцевых туфопесчаников с идиоморфными, неокатанными лейстами альбита. Выше по

разрезу их сменяет толща средне- и мелкозернистых туфогенных (эпидот-биотит-анкерит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых) и терригенных (биотит-хлорит-анкерит-серицит-альбит-кварцевых) метапесчаников с телами эффузивных метадиабазов. Для туфогенных разностей характерны зеленый (богатый окисным железом) биотит, большое количество эпидота, лейстовидная угловатая форма зерен альбита, повышенное количество магнетита и сфена. Терригенные метапесчаники содержат меньшее количество биотита красно-бурого цвета, зерна альбита округлой формы и очень мало сфена и эпидота. Среди туфопесчаников основного состава впервые начинают появляться кислые серицит-магнетит-хлорит-альбит-кварцевые разности с лейстами альбита и вкрапленниками кварца, местами похожие на метакератофиры. Среди всех типов метапесчаников встречаются плавающие гальки плагногранитов.

Описываемая толща прослеживается из долины р. Ниж. Язовая на ее западный водораздел, где наблюдаются рвущие контакты кевактинских гранитов с метапесчаниками и присутствующими среди них метаконгломератами (см. рис. 31).

Мощность нижней вулканогенно-терригенной части медвежьей свиты (вместе с базальным высокожелезистым горизонтом) около 350 м.

Выше по разрезу вулканогенно-терригенные породы постепенно сменяются более грубыми метагравелитами, метапесчаниками и метаконгломератами с гальками и валунами таких же бескашлищатых плагногранитов, как и в низах свиты. Цемент конгломератов представлен биотит-хлорит-серицитовыми, преимущественно терригенными метапесчаниками, но, возможно, некоторая их часть имеет примесь туфогенного материала, на что указывает нередкая обильная (10-12%) вкрапленность мелкозернистого магнетита. Метаконгломераты и метагравелито-песчаники слагают почти весь юго-западный водораздел р. Ниж. Язовая. В южном направлении степень метаморфизма понижается, и в породах быстро уменьшается количество биотита. Мощность этой средней части медвежьей свиты около 700 м.

Южнее состав свиты становится еще более грубым, и гравелиты почти полностью вытесняют метапесчаники. Разрез этой верхней части медвежьей свиты начинается с горизонта необычных, богатых микроклином альбит-микроклин-серицит-биотит-кварцевых метагравелитов. Далее его сменяют типичные для свиты метагравелиты с альбитом и конгломераты с галькой и валунами плагногранитов, прослеженные вплоть до границы со сланцами хайверинской свиты. Мощность верхней части медвежьей свиты 1000-1200 м.

Общая мощность медвежьей свиты в данном разрезе около 2200 м.

Далее на юго-запад, вплоть до границы с Чуйским поднятием, разрез медвежьей свиты меняется мало. По данным А.К. Кондратенко и А.А. Стороженко [20] в нижней вулканогенно-терригенной части свиты главными эффузивными породами становятся кератофиры с вкрапленниками плагноклаза, калиевого полевого шпата и кварца.

Общие закономерности изменения состава медвежьей свиты на Тонодском поднятии и его южном склоне. Рассмотрение разрезов медвежьей свиты показывает закономерное изменение ее состава вдоль поднятия по направлению с северо-востока на юго-запад. На всем этом протяжении свита начинается горизонтом высокожелезистых сланцев. Перекрывающая его основная часть разреза свиты на северо-востоке имеет терригенный состав; метадиабазы и туфопесчаники, приуроченные к высокожелезистой пачке, довольно редки. В интервале от р. Бол. Семьячки до р. Хайверга терригенная толща представлена метапесчаниками и метагравелитами с подчиненным количеством сланцев. Далее к юго-западу (бассейн рек Челочен и Бол. Патом) сланцы полностью вытесняются песчаниками и гравелитами, а затем в значительном количестве появляются конгломераты (начиная с истоков р. Туюкан). Еще далее к юго-западу роль конгломератов возрастает, а в низах свиты появляются (сначала только в высокожелезистом горизонте, а затем и в вышележащей толще) тела метадиабазов, основных, а затем и кислых туфопесчаников и, наконец, кислые эффузивы (руч. Сухой). Эти изменения состава к юго-западу от р. Бол. Патом сопровождаются увеличением мощности медвежьей свиты почти в 3 раза — от 600–700 м в бассейне рек Хайверга и Сиган до 2200 м в бассейне рек Ниж. и Верх. Язвая.

Медвежьей свиты на Лонгдорском поднятии

Выделение медвежьей свиты в этом районе и определение ее стратиграфического объема всегда сталкивалось с рядом затруднений. Так, например, конгломераты и пуддинги с галькой гранитов, принадлежащие разрезу медвежьей свиты, но внешне сходные с конгломератами баллаганакской подсерии, нередко показывались на геологических картах как отложения верхнего протерозоя. Вместе с тем уже после того, как отличия верхне- и нижнепротерозойских конгломератов были выяснены (а это позволило резко расширить площади распространения пород медвежьей свиты), возникли трудности с определением ее кровли и стратиграфического объема в целом.

Выше уже указывалось, что на Тонодском и Чуйском поднятиях полный разрез медвежьей свиты устанавливается только на их внутренних склонах. В их сводах обнажены лишь нижние горизонты медвежьей свиты. На Лонгдорском поднятии картина иная. Если на его внутреннем склоне медвежья свита, как и на соседнем Тонодском поднятии, перекрыта сланцами хайвергинской свиты, то в сводовой части, разреза которой оказался гораздо более полным, чем разрез свода Тонодского поднятия, хайвергинская свита не картируется. Здесь на северном окончании Лонгдорского поднятия на кварцитах пурпильской свиты залегает толща, литологически сходная с медвежьей свитой Тонодского поднятия. В основании она содержит горизонт высокожелезистых сланцев, метадиабазы, пуддинги с галькой плагногранитов. Средняя часть толщи представлена метапес-

чниками, а верхняя – переслаиванием метапесчаников, сланцев и карбонатных пород. Последние вверх по разрезу сменяются мраморизованными доломитами и известняками давно выделяемой здесь бульбухтинской свиты. Изучение этого разреза (подробно он рассматривается ниже) обнаруживает специфические особенности толщи, развитой в своде Лонгдорского поднятия. Дело в том, что бульбухтинскую свиту мраморов большинство изучавших ее геологов сопоставляет с бодайбокканской свитой близкого состава, развитой во внутренней зоне нагорья и на склонах Тонодского поднятия. В этом случае оказывается, что разрезы метаморфических толщ склонов и сводов поднятий не совпадают ввиду значительных фациальных изменений. Так, на склонах поднятий медвежевская свита, залегающая на кварцитах пурпольской свиты, перекрыта сланцами хайвергинской свиты, затем следуют метапсаммиты бугарихтинской свиты, а еще выше – мраморы бодайбокканской свиты. В то же время в своде Лонгдорского поднятия стратиграфическому интервалу, заключенному между пурпольской и бодайбокканской (бульбухтинской) свитами, соответствует не три, а одна литологически однообразная толща метапсаммитов. По существу разница разрезов заключается в отсутствии в своде Лонгдорского поднятия хайвергинской свиты сланцев, так как в других разрезах она разделяет медвежевскую и бугарихтинскую свиты сходного состава. Возможны два варианта интерпретации этих данных: а) хайвергинская свита выпадает из разреза, и тогда в своде поднятия бугарихтинская свита залегает непосредственно на породах медвежевской свиты; б) сланцы хайвергинской свиты фациально замещаются метапесчаниками, вследствие чего в своде поднятия разрез, соответствующий медвежевской, хайвергинской и бугарихтинской свитам внутренней зоны и склонов поднятий, теряет литологическую контрастность, и эта толща не может быть расчленена. В свете имеющихся материалов второй вариант представляется более приемлемым, хотя и не единственно возможным. Для удобства целесообразно эту нерасчлененную толщу, соответствующую трем свитам разреза склонов поднятий, выделять в своде Лонгдорского поднятия как одну свиту с местным названием. Наименование "истанахская свита" в этом случае кажется наиболее удачным, так как в бассейне р. Истанах эта толща развита в полном объеме. Вместе с тем нужно еще раз подчеркнуть, что в нижней половине разреза истанахской свиты устанавливаются многие признаки, позволяющие сопоставлять ее непосредственно с медвежевской свитой других районов. Именно поэтому характеристика всей этой толщи приводится в данном разделе.

В осевой зоне поднятия, на его северном окончании (бассейн рек Бульбухта, Ходокан, Истанах), кварциты верхней подсвиты пурпольской свиты согласно перекрыты горизонтом зеленых хлорит-магнетитовых сланцев, содержащих небольшие послойные тела метадиабазов. Этот характерный и легко узнающийся горизонт мощностью 5–30 м во всех районах начинает разрез медвежевской свиты, позволяя отличать ее от других свит сходного метапсаммитового состава. Внутри горизонта можно наблюдать частое переслаивание

хлорит-магнетит-кварцевых и хлорит-серицит-(±биотит)-магнетит-альбит-кварцевых сланцев с хлорит-(±биотит)-магнетит-анкерит-альбит-кварцевыми и хлорит-магнетит-анкерит-серицит-альбит-кварцевыми полимиктовыми метапесчаниками, иногда содержащими примесь эпидота. Во всех разностях пород присутствуют хорошо ограниченные кристаллы магнетита (от 4-5 до 20%). В сланцах главный минерал - хлорит с железистостью 80-92%. Такие необычно железистые хлориты крайне редки в метаморфических комплексах, и их стабильность в высокожелезистом горизонте медвежьей свиты является его уникальным отличительным свойством. В полимиктовых метапесчаниках этого горизонта железистость хлорита обычно ниже (50-80%).

Метадиабазы, приуроченные к базальному горизонту, образуют послонные тела мощностью 1-4 м. В них различается реликтовая офитовая, реже интерсертальная структура. Магматические минералы не сохраняются, и породы превращены в хлорит-актинолит-эпидот-альбит-карбонат-лейкоксен-кварцевые ортосланцы. По реликтам магматических структур и метаморфическим парагенезисам метадиабазы свиты идентичны метадиабазам медвежьей и ходоканской свит других районов.

Породы базального высокожелезистого горизонта вверх по разрезу совершенно постепенно сменяются хлорит-серицит-анкерит-альбит-кварцевыми полимиктовыми метапесчаниками, составляющими главную часть разреза свиты. От метапесчаников базального горизонта их отличают лишь умеренно железистый состав хлорита и отсутствие магнетита, который наряду с ильменитом встречается как акцессорный минерал. Метапесчаники обычно среднезернистые; они содержат небольшие пропластки металавровлитов и метагравелитов. Хлорит и серицит составляют основную массу слюд, биотит весьма редок, причем наблюдается переслаивание биотит-хлорит-серицитовых и хлорит-серицитовых разностей пород. Для всех пород свиты характерна повышенная известковистость: примерно в половине шлифов из метапесчаников встречается карбонат, представленный исключительно анкеритом (5-30, реже 50%). Из полевых шпатов устойчив только альбит, калиевый полевой шпат отсутствует.

Спорадически на границе базального горизонта и остальной, песчанниковой части разреза свиты встречается небольшой по мощности (3-10 м) и невыдержанный горизонт пуддингов, содержащих плавающие гальки серых плагногранитов и очень редко - мономинеральных кварцитов (водораздельная стрелка рек Ходокан и Бульбухта, истоки руч. Анно-Николаевский). Кроме этого горизонта, единичные гальки этих же гранитов встречаются и в верхней части разреза свиты. Характеристика пуддингов приводится в следующем разделе.

Пачка метапесчаников сменяется согласно залегающей пачкой черных, богатых пиритом хлорит-серицит-графит-кварцевых и анкерит-серицит-графит-альбит-кварцевых сланцев, содержащих прослой (мощность от 0,2-0,3 до 1-2 м) светлых анкерит-серицит-альбит-кварцевых метапесчаников и кварц-анкерит-кальцитовых мраморов.

Черные сланцы очень богаты углистым веществом, содержат много крупных и мелких кристаллов пирита, чешуйки серидита и хлорита. Их можно разделить на анкеритсодержащие и безанкеритовые разновидности, встречающиеся примерно в равных количествах. В прослоях светлых метапесчаников всегда присутствуют анкерит в количестве 30–80% (кальцита, как правило, нет), серидит, альбит и кварц, и поэтому они ничем не отличаются от аналогичных пород нижней части рассматриваемого разреза. В верхней части толщи число прослоев анкеритовых метапесчаников увеличивается, содержание карбоната в них возрастает, и углисто–сланцево–песчаниковая пачка совершенно постепенно сменяется кальцитовыми и кальцит–доломитовыми мраморами вышележащей бульбухтинской свиты. Именно эта пачка по многим признакам сходна уже с разрезом бугарихтинской свиты других районов, и здесь фиксируется выпадение из разреза сланцев хайвергинской свиты, упоминавшееся выше. В целом приведенный разрез характеризует, таким образом, истанахскую свиту центральной зоны поднятия, а ее стратиграфический объем соответствует здесь медвежевской, хайвергинской и бугарихтинской свитам, вместе взятым.

На склонах поднятия медвежевская свита выделяется в своем обычном объеме. Так, на восточном склоне породы свиты встречаются в виде изолированных выходов, выступающих из–под конгломератов баллаганахской подсерии верхнего протерозоя. В составе свиты присутствуют чередующиеся зеленые и вишневые сланцы и метапесчаники повышенной известковистости видимой мощностью 150 м.

По направлению с востока на запад на Лонгдорском поднятии заметно постепенное наращивание степени метаморфизма пород всех свит, участвующих в строении этой территории, за исключением баллаганахской подсерии. Характерный разрез медвежевской свиты в зоне граната изучен в самом начале перехода от осевой части поднятия к его западному склону – на восточных водоразделах р. Нечера, между реками Истанах и Бол. Лонгдор (см. рис. 6, сечение 7).

Здесь вскрыта синклиальная складка, в ядре которой обнажаются породы хайвергинской свиты. Восточное крыло структуры образовано пурпольской и медвежевской свитами. На кварцитах верхней подсвиты пурпольской свиты согласно залегает пачка (мощностью 15 м) зеленых, богатых магнетитом биотит–хлорит–эпидот–мусковит–магнетит–плагноклаз–кварцевых (иногда с анкеритом) метапесчаников и сланцев, заключающих пластообразное тело (мощностью 4 м) роговообманково–хлорит–анкерит–эпидот–плагноклазового метадиабаза. Это базальный высокожелезистый горизонт медвежевской свиты. Стратиграфически выше с прослоем пуддингов в основании залегает однообразная толща чередующихся биотит–хлорит–серидит–плагноклаз–кварцевых известковистых метапесчаников, содержащих подчиненное количество прослоев сланцев, и метагравелитов. Выше согласно залегают черные углистые плойчатые биотит–хлорит–серидитовые и хлорит–серидитовые сланцы хайвергинской свиты, слагающие ядро синклинали. Мощность медвежевской свиты в этом разрезе 250–300 м. На противоположном крыле складки разрез повторяется в обратном порядке вплоть до базального горизонта медвежевской сви-

ты, который контактирует с гранито-гнейсами. Состав горизонта — зеленые биотит-магнетит-хлорит-эпидотовые метапесчаники с длинными кристаллами сине-зеленой роговой обманки. Гранито-гнейсы, слагающие северное окончание Лонгдорского массива, в эндоконтакте интенсивно мусковитизированы и турмалинизированы. Пурпольская свита в этом крыле складки отсутствует и, очевидно, уничтожена гранитами. Приведенный разрез иллюстрирует изменения свиты в условиях зоны граната: для метадиабазов характерны образование сине-зеленой роговой обманки вместо актинолита и гораздо более широкое развитие биотита в метапесчаниках и сланцах, чем в аналогичных по стратиграфическому положению породах осевой зоны поднятия (бассейн рек Ходокан и Бульбукта).

Еще далее на запад и юго-запад, на внутреннем склоне Лонгдорского поднятия, на кварцитах пурпольской свиты расположены роговообманково-эпидот-гранат-мусковитовые параамфиболиты, часто обогащенные магнетитом и содержащие тела роговообманковых метадиабазов. Эти породы образуют горизонт мощностью 10–20 м; по составу и положению в разрезе над пурпольскими кварцитами он является несомненным аналогом высокожелезистого базального горизонта медвежьей свиты бассейна р. Ходокан. Выше залегает довольно выдержанный горизонт пудингов, цемент которых образован биотит-гранат-мусковитовыми метапесчаниками или парагнейсами. Кроме обычных плагиогранитовых галек, в составе пудингов встречаются гальки бесполовошпатовых серицитовых кварцитов, иногда содержащих 2–4% эпидота, биотита, магнетита или граната. Выше по разрезу пудинги сменяются песчаниково-сланцевой толщей средней и верхней частей медвежьей свиты. Кровля ее в данном разрезе не известна, так как контакт с вышележащими образованиями тектонический.

Южнее, на высотах вокруг оз. Догалдынского, медвежья свита прослеживается в условиях кианит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации. На ставролит-кианит-гранатовых сланцах пурпольской свиты здесь согласно залегают гранат-эпидот-роговообманковые орто- и параамфиболиты, а также богатые магнетитом эпидот-роговообманковые сланцы базального горизонта медвежьей свиты (см. рис. 5). Сланцы местами сильно фельдшпатизированы и биотитизированы. Выше залегает монотонная толща биотит-гранат-мусковитовых плагиогнейсов (метапесчаников), которая в своем основании, в контакте с базальным горизонтом, содержит плавающие гальки (иногда валуны диаметром до 50 см) белых плагиогранитов (пудинговый горизонт). Граниты в гальке полностью аналогичны по составу гранитным галькам, обнаруженным в разрезе свиты в бассейне р. Ходокан. Это белые, пегматоидные, совершенно не содержащие калиевого полевого шпата, плагиоклаз-кварцевые или мусковит-плагиоклаз-кварцевые граниты (с постмагматическим пегматитовым мусковитом). В них довольно много мелкочешуйчатого биотита, очевидно, метаморфического происхождения. Результаты химических анализов гранитов из галек приведены в следующем разделе (см. табл. 1). В этом районе, где медвежья свита почти при-

мыкает к широким полям гнейсовидных гранитов Лонгдорского массива, всегда содержащих значительное количество микроклина, особенно бросается в глаза контрастное различие состава, текстуры и структуры гнейсовидных гранитов массива и массивных бескалшпатовых гранитов из галек пуддингов медвежьей свиты.

Выше по разрезу биотит-гранат-мусковитовые плагиогнейсы (метапесчаники) сначала сменяются пачкой гранат-доизитовых параамфиболитов и биотит-карбонат-гранат-мусковитовых метапесчаников, принадлежащих верхней части разреза медвежьей свиты, а затем согласно перекрываются толщей сланцев (нередко графитсодержащих) хайвергинской свиты.

Сравнительный анализ гранитных галек из конгломератов медвежьей свиты и баллаганахской подсерии

В пределах внутренней зоны и зоны поднятий Патомского нагорья конгломераты с галькой гранитов обнаружены главным образом в составе медвежьей свиты. Кроме того, в сводовой части Лонгдорского поднятия они, как показано выше, присутствуют в составе нерасчлененной толщи, соответствующей трем свитам внутренней зоны — медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской. Здесь конгломераты и пуддинги в большинстве случаев тяготеют к нижней части разреза толщи, т.е. опять-таки к стратиграфическому уровню медвежьей свиты. В северо-западной части нагорья конгломераты с галькой гранитов обнаружены в составе одного из горизонтов бугарихтинской свиты, образующей с медвежьей свитой единый разрез, но отделенной от нее толщей сланцев. В этом разделе будут обсуждаться вопросы состава конгломератов всех указанных свит, однако нужно иметь в виду, что большая часть материала относится именно к медвежьей свите и сравниваются ее грубообломочные породы с конгломератами баллаганахской подсерии верхнего протерозоя.

Рассмотрим особенности состава галек из конгломератов в основных районах их развития (рис. 13).

На *Лонгдорском* *поднятии* грубообломочные породы встречаются в составе баллаганахской подсерии в бассейне р. Баллаганах, откуда они прослеживаются на внешний (восточный) склон поднятия. Конгломераты и песчаники с галькой гранитов встречаются также в составе медвежьей свиты западного склона поднятия, а также в разрезе нерасчлененной толщи (истанахская свита), нижняя часть которой хорошо коррелируется с разрезом медвежьей свиты других районов. Пуддинги и конгломераты обнаружены практически по всему разрезу этой толщи, однако более или менее обособленный горизонт этих пород установлен на границе базального хлорит-магнетитового горизонта и остальной существенно песчанниковой толщи (водораздельная стрелка рек Мал. Ходокан и Бульбухта, истоки руч. Анно-Николаевский). Мощность горизонта невелика — 3–10 м. Кроме гранитов, в составе галек встречаются мономинеральные кварциты, по внешнему виду отличающиеся от кварцитов пурпольской свиты.

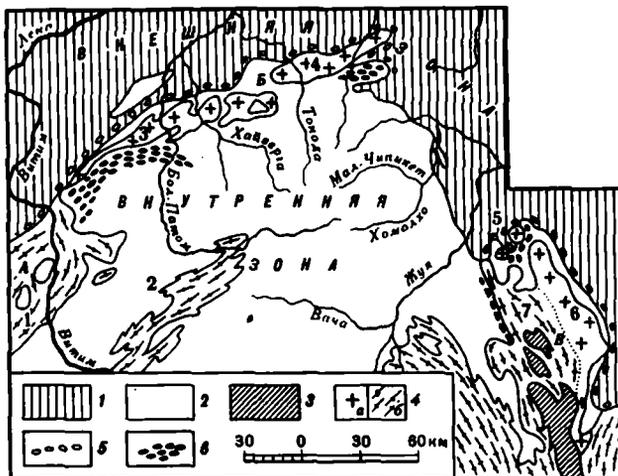


Рис. 13. Схема расположения грубообломочных толщ нижнего протерозоя и рифея (верхнего протерозоя), а также массивов раннепротерозойских гранитоидов на севере Патомского нагорья

1 - отложения верхнего протерозоя (рифейя); 2 - метаморфизованные толщи нижнего протерозоя; 3 - архейские гранулитовые кристаллические сланцы и плагнограниты; 4 - раннепротерозойские синметаморфические микроклин-плагноклазовые гранитоиды: а - аллохтонные массивные, б - автохтонные гнейсовидные; 5 - верхнепротерозойские (рифейские) конгломераты с галькой раннепротерозойских микроклин-плагноклазовых гранитов; 6 - нижнепротерозойские конгломераты с галькой архейских плагногранитов

Массивы (цифры на схеме): 1 - Чуйский (Быстринский), 2 - Чумаркойский, 3 - Кевактинский, 4 - Амандракский, 5 - Окаевский, 6 - Бульбухтинский, 7 - Лонгдорский; А - В - поднятия: А - Чуйское, Б - Тондоское, В - Лонгдорское

Согласно традиционной схеме стратиграфии, медвежеская свита входит в состав среднепротерозойской тепторгинской серии, налегающей, как считается [10, 17, 43], на раннепротерозойские граниты. Если бы это действительно было так, то естественно было бы ожидать присутствия в составе галек пуддингов и конгломератов медвежеской свиты именно раннепротерозойских гранитов. Однако специальное изучение этих галек показало, что раннепротерозойские граниты в их составе отсутствуют.

Гальки хорошо, иногда идеально окатаны, их размер колеблется от 2-3 до 30 см. Цемент - обычный хлорит-серпичит-анкерит-альбит-кварцевый метапесчаник. По составу все гранитоидные гальки представлены пегматоидными плагноклаз-кварцевыми аляскитоидными гранитами, совершенно не содержащими калиевого полевого шпата. Структура гипидноморфнозернистая или пегматоидная, без признаков

гнейсовидности, с некоторым идиоморфизмом плагиноклаза в отношении кварца.

Первично-магматический андезин обычно распадается на шахматный альбит с примесью серицита и кальцита, но исходная форма зерен плагиноклаза полностью сохраняется. Первичные темноцветные разложены цеолитом; псевдоморфозы по ним представлены сростками хлорита с серицитом или хлорита с анкеритом, указывая на то, что они образовались на месте биотита и роговой обманки. В типичных аляскитовых гранитах темноцветные отсутствуют совершенно.

Несколько особняком стоит единичная находка гальки пегматоидного мусковит-плагиноклаз-кварцевого гранита с пластинами мусковита размером до 2 см, замещающими плагиноклаз. Мусковит в этом граните явно дометаморфический, связанный с кристаллизацией гранита.

Граниты из галек хорошо сохраняют первично-магматическую структуру и не затронуты низкотемпературными гидротермальными процессами в виде прожилков и т.д.

Таким образом, петрографическое изучение различных по облику, зернистости и величине галек из базального горизонта медвежьей свиты, метаморфизованного в условиях биотитовой или нижней ступени ставролитовой зоны, показало, что все они относятся к группе аляскитовых плагиноклаз-кварцевых или плагиноклаз-мусковит-кварцевых плагиогранитов, совершенно не содержащих калиевого полевого шпата. Химические анализы типичных гранитных галек подтверждают результаты петрографического изучения (табл. 1). Своей структурой, свежим обликом, отсутствием калиевого полевого шпата и различных низкотемпературных прожилков граниты из галек пудингов и конгломератов медвежьей свиты кардинально отличаются от развитых здесь же гранитов Лонгдорского, Бульбухтинского и Окаевского массивов, которые относятся к микроклин-плагиноклазовому типу. Химические анализы хорошо иллюстрируют этот вывод. Нужно отметить, что плагиноклаз-кварцевый состав имеют некоторые тонкие инъекции этих гранитов в ходеканской, пурпольской и медвежьей свитах или их самые краевые фации. Однако и там всегда наблюдаются взаимопереходы микроклинсодержащих и безмикроклинных разновидностей.

Вместе с тем петрографическое и аналитическое изучение гранитных галек из конгломератов баллаганахской подсерии (см. табл. 9) свидетельствует об их полном тождестве с раннепротерозойскими гранитами, на которых они, кроме всего прочего, непосредственно залегают.

На диаграмме содержаний K_2O-Na_2O (рис. 14) видно, что составы плагиогранитов из галек медвежьей свиты и всех типов гранитоидов Лонгдорского массива образуют различные поля. На эту же диаграмму нанесены содержания щелочей из гранитных галек в конгломератах баллаганахской подсерии рифея (см. табл. 9), которые полностью соответствуют составам бульбухтинских гранитов.

Какие же гранитоиды являются источником гальки в медвежьих конгломератах? Изучение выступов архея на юге Лонгдорского поднятия и в северной части Кодаро-Удоканского прогиба (район оз. Ничатка) показало, что для них типичны белые плагиограниты аляскитового или трондьемитового типа, которые чрезвычайно близки по облику и

Таблица 1

Химический состав (в вес.%) гранитов из галек медвежьей

Компоненты	Г-24/6	Д-23/14	Д-23/25
SiO ₂	75,18	71,08	75,08
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	13,23	12,33	13,88
Fe ₂ O ₃	0,70	0,95	1,59
FeO	0,69	Не обн.	Не обн.
MnO	0,05	0,04	Сл.
MgO	0,46	0,42	0,27
CaO	1,32	4,40	1,00
Na ₂ O	6,59	5,85	4,31
K ₂ O	0,70	0,89	2,42
H ₂ O ⁻	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,58	0,46	1,19
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,15
CO ₂	0,80	3,30	0,60
Сумма	100,42	99,84	100,49
Аналитик		А.И.Гусева	
Fe/(Fe+Mg), %	62	54	78
(Na+K)/Al	0,87	0,99	0,69

Место отбора проб: Г-24/6 - водораздел рек Мал.Ходокан и Бульбухта; Д-23/14, Д-23/25 - исток руч. Анно-Николаевский (ле-

составу к гранитам из галек медвежьих конгломератов. Содержания K₂O и Na₂O в трех образцах таких гранитов, по данным Л.Б.Белоножко, нанесены на рис. 14, и они попадают в поле составов гранитных галек. Аналогичные плагиоклаз-кварцевые граниты с пегматитным мусковитом встречаются среди пород чарской серии архея; их К-Аг возраст оказался равным 2935 ± 70 млн. лет [21, табл. 3].

Таким образом, архейские граниты - наиболее вероятный источник галек медвежьей свиты, тем более что палеогеографические рекон-

свиты в северной и северо-западной частях Лонгдорского поднятия

	3-24/10	3-24/15	3-24/14	3-24/16
	75,56	75,84	74,67	76,41
	0,01	0,01	0,23	0,10
	13,08	13,40	12,89	13,20
	1,26	1,43	0,87	0,80
	0,88	0,44	1,32	0,60
	Сл.	Сл.	0,02	0,04
	0,55	0,53	0,17	0,15
	0,60	0,52	1,83	1,58
	4,64	4,31	4,60	4,46
	1,31	1,69	1,92	1,66
	0,20	0,20	0,22	0,18
	0,69	0,49	0,87	0,76
	0,06	0,11	0,02	0,01
	1,07	1,07	Не обн.	Не обн.
	99,91	100,04	99,64	99,95
	А.И. Гусева		Г.И. Карасева	
	67	65	88	82
	0,69	0,66	0,75	0,70

вый приток р. Бульбукта); 3-24/10, 3-24/15, 3-24/14, 3-24/16 - левый водораздел р. Нечера (к западу от гольца Лонгдор).

струкции [10] предполагают, что снос материала для отложения пурпольской и медвежеской свит шел с юга.

Приведенные сравнения составов раннепротерозойских гранитов Лонгдорского поднятия и гранитов из галек медвежеской свиты являются дополнительным аргументом в пользу нижнепротерозойского возраста последней.

В пределах *Тонодского поднятия* имеются два участка широкого развития конгломератов в составе медвежеской свиты и один - в составе бугарихтинской свиты.

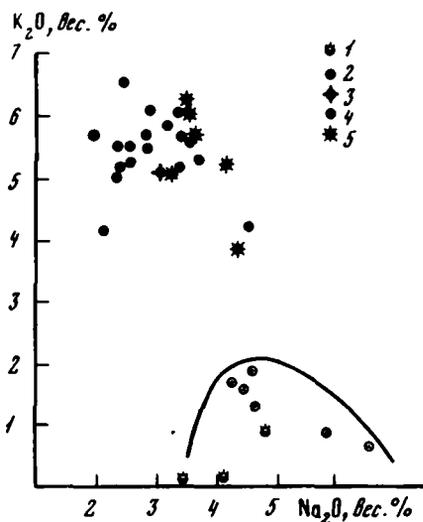


Рис. 14. Содержание калия и натрия в гранитоидах массивов и в гранитах из галек конгломератов Лонгдорского поднятия

1 – архейские плаггиограниты района оз. Ничатка; 2 – гранитоиды Лонгдорского, Бульбухтинского и Окаевского массивов (см. табл. 29 и 30); 3 – гранитоиды ничатского комплекса, среднее из 78 анализов; 4 – граниты из галек конгломератов медвежьей свиты; 5 – граниты из галек конгломератов баллаганахской подсерии

Первый участок находится на северо-востоке поднятия. Грубообломочные породы были встречены на р. Челончен у устья руч. Пологий, на самом руч. Пологий, в обоих бортах долины р. Бол. Семикачи в 20 км выше ее устья и в бассейне р. Мал. Семикачи. Во всех случаях конгломераты и пудинги приурочены к основанию пачки метапесчаников, непосредственно перекрывающих породы базального высокожелезистого горизонта, и иногда встречаются внутри этого горизонта. Мощность пачки конгломератов меняется от 2–5 до 50 м; цементом являются обычные для медвежьей свиты биотит–хлорит–серпичитовые, биотит–гранатовые и биотит–анкерит–хлорит–серпичитовые метапесчаники, реже хлорит–гранатовые и роговообманково–анкерит–хлоритовые сланцы высокожелезистого горизонта.

В пределах конгломератовой пачки встречаются все типы грубообломочных пород – от плотно сгруженных конгломератов до пудингов с отдельными изолированными гальками. Размер галек от 1–2 до 20–30 см; обычно они хорошо или идеально окатаны.

Граниты в гальках на всех участках развития конгломератов оказались совершенно идентичны и представлены серыми пегматондными среднезернистыми, реже аплитовидными аляскитовыми разновидностями плагиоклаз–кварцевого или плагиоклаз–мусковит–кварцевого состава. Калишпатсодержащие граниты не были встречены ни в одном из образцов¹. Структура плаггиогранитов гипидиоморфнозернистая с идиоморфным олигоклазом, который обычно замещен альбитом (с вростками серпичита и кальцита), но с сохранением первичного контура зерна. Темноцветный представлен биотитом, почти всегда разложенным на смесь тон-

¹ С любезного разрешения А.А. Шафеева нами была просмотрена и его коллекция шлифов из конгломератов медвежьей свиты бассейна р. Челончен. Во всех отобранных им гальках гранитов калишпат также полностью отсутствует.

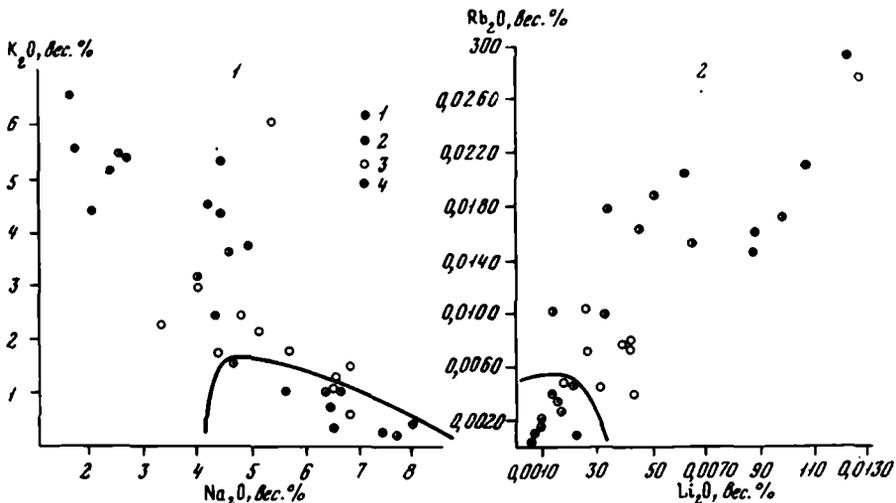


Рис. 15. Соотношения калия и натрия (1), рубидия и лития (2) в гранитных гальках из конгломератов медвежьей свиты и в гранитоидах массивов северо-востока Тонодского поднятия (район рек Челончен - Бол. Семикачи)

1 - гранитоиды Кевактинского массива из бассейна рек Кевакта и Хайверга (см. табл. 31); 2-3 - гранитоиды Амандракского массива: 2 - из крупных тел, 3 - из инъекций, штоков и краевых частей массива (см. табл. 33 и 34); 4 - граниты из галек конгломератов медвежьей свиты

ких пластинок хлорита и серицита. Часто граниты имеют биминеральный плагиоклаз-кварцевый состав, совершенно без темноцветных. Около 20% пород представлены мусковитовыми плагиогранитами, содержащими крупночешуйчатый мусковит размером до 1-1,5 см, образовавшийся при замещении плагиоклаза в гидротермальную стадию кристаллизации гранита.

Привлекают внимание свежий облик плагиогранитов и почти полное отсутствие различных низкотемпературных прожилков, характерных для амандракских и кевактинских гранитов, образующих крупные массивы в поднятии. Аксессуары обычно отсутствуют или представлены редкими мельчайшими зернами апатита.

Нами проанализированы девять галек из всех характерных текстурных разновидностей, которые оказались очень постоянны по составу (табл. 2). Они имеют ярко выраженный натриевый характер (Na_2O - 4,7-8; K_2O - 0,2-1,6 вес. %).

По химизму, петрографическому облику и минеральному составу граниты из галек резко отличаются от гранитоидов Кевактинского и Амандракского массивов, которые (особенно в крупных телах) всегда содержат калиевый полевой шпат, бластомилонитизированы и пронизаны серией низкотемпературных жил. Эти различия хорошо видны на диаграммах K_2O-Na_2O и Rb_2O-Li_2O (рис. 15). По содержанию

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) гранитных галек из конгломератов (район рек Челончен - Бол. Семикачи)

Компоненты	Д-49/9	И-45/10	И-45/11	И-45/12
SiO ₂	74,76	75,40	74,79	71,20
TiO ₂	0,07	0,06	0,07	0,53
Al ₂ O ₃	14,96	14,44	14,20	14,27
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,47	0,42	1,37
FeO	0,38	0,51	0,63	2,81
MnO	0,04	0,10	0,08	0,11
MgO	0,48	0,10	0,18	0,70
CaO	0,54	0,19	0,28	0,41
Na ₂ O	8,01	7,70	7,45	6,51
K ₂ O	0,44	0,19	0,29	0,33
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,39	0,90	1,24	1,70
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,02	0,20
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,13	100,08	99,65	100,14
Fe/(Fe+Mg), %	35	81	75	80
(Na+K)/Al	0,91	0,89	0,88	0,78

Аналитик | Е.И. Ломейко | Н.И. Степанова

Место отбора проб: Д-49/9 - р. Челончен; И-45/10, И-45/11, И-45/12 - водораздел рек Мал. Семикачи - Гаричи; И-58/12,

K₂O и Na₂O граниты из галек далеко отстоят от составов развитых на поднятии кевактинских гранитов района рек Кевакта и Хайверга и от амандракских гранитов из крупных массивов. Некоторое перекрытие составов в отношении K₂O и Na₂O наблюдается с гранитами инъекционной фации Амандракского массива, образующими мелкие инъекции, штоки и краевые части массива, поскольку среди них нередки бескальциевые гранитоиды. Однако они хорошо различаются по содержанию редких щелочей (рис. 16), особенно рубидия, количество ко-

И-58/12	И-58/13	И-58/14	К-41	К-41/1
74,49	74,40	77,30	75,46	75,24
0,06	0,06	0,05	0,02	0,01
15,34	15,61	12,90	13,70	14,20
0,43	0,49	0,51	0,53	0,45
0,43	0,03	Не обн.	0,46	0,53
0,10	0,10	0,08	0,02	0,06
0,15	0,21	0,18	0,12	Не обн.
0,41	0,73	1,11	2,75	2,07
6,59	6,39	5,60	4,67	6,42
1,03	1,12	1,04	1,56	0,75
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,16	0,18
0,96	0,80	0,85	Не обн.	Не обн.
0,04	0,05	0,08	0,21	0,16
Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.	Не обн.
100,03	99,99	99,95	99,96	100,07
75	54	54	82	100
0,78	0,75	0,81	0,68	0,80

Н.И. Степанова

Г.И. Киселева

И-58/13, И-58/14 - северный водораздел руч. Пологий (приток р. Челончен); К-41, К-41/1 - р. Бол. Семикачи.

того в амандракских плагиогранитах значительно выше. Кроме того, амандракские граниты из жил и краевых частей массивов имеют меньшую общую железистость (в среднем 52%) и коэффициент агпаитности (в среднем 0,74), чем плагиограниты из галек (соответственно 70% и 0,81).

Таким образом, в гранитах из галек конгломератов медвежьевской свиты северо-востока Тонодского поднятия отсутствуют породы как Амандракского, так и Кевактинского массивов.

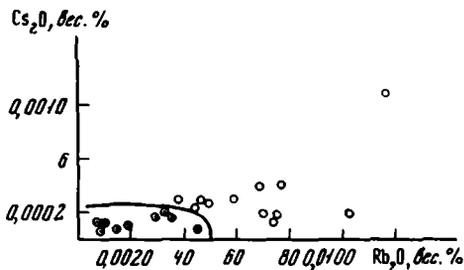


Рис. 16. Соотношения цезия и рубидия в плаггиогранитных гальках из конгломератов медвежьей свиты и в безмикрелиновых плаггиогранитах Амандраковского массива

Условные обозначения те же, что и на рис. 15

Второй участок развития конгломератов и пудингов находится на юго-западе Тонодского поднятия, в пределах Саталахской структуры. Здесь начиная с верховьев р. Туюкан конгломераты встречаются на всех уровнях медвежьей свиты, а также в составе одного горизонта бугарихтинской свиты. Изучение конгломератов этого участка показало, что они по составу галек, степени их окатанности и общему облику пород совершенно аналогичны конгломератам северо-востока поднятия, отличаясь лишь мощностью конгломератовых пачек и часто большим размером галек.

Граниты в валунах и гальках конгломератов медвежьей и бугарихтинской свит представлены аляскистыми, совершенно не содержащими калиевого полевого шпата плаггиоклаз-кварцевыми плаггиогранитами с прекрасно сохранившейся магматической гипидиоморфнозернистой структурой. Олигоклаз в процессе метаморфизма, не превышающего в большей части этого района биотитовой субфации, раскисляется, замещаясь шахматным или водяно-прозрачным альбитом с вростками кальцита и серицита, но с сохранением идиоморфного габитуса магматического олигоклаза. Первичные темноцветные разложены и, судя по хлоритовым, хлорит-серицитовым и хлорит-серицит-ильменитовым псевдоморфозам, были представлены биотитом; иногда наблюдались хлорит-анкерит-ильменитовые псевдоморфозы, возможно, по роговой обманке. Изредка в гальках, как и в цементе, можно видеть новообразования мелкочешуйчатого светло-бурого биотита. На данном участке в гальках конгломератов почти совершенно отсутствуют мусковит-плаггиоклаз-кварцевые граниты, встречающиеся в районе рек Челончен и Бол. Семькичи.

Результаты полных химических анализов девяти типичных образцов галек приведены в табл. 3. Все они, как и на северо-востоке, относятся к одному и тому же натриевому типу (содержание $\text{Na}_2\text{O} = 4,9-6,9$; $\text{K}_2\text{O} = 0,4-2$ вес. %). Кроме того, граниты из галек в сравнении с кевактинскими обогащены титаном, и их предельная общая железистость гораздо ниже.

По химическому и минеральному составу натриевые граниты из галек кардинально отличаются от гранитоидов Кевактинского массива, слагающих большую часть юго-западной половины Тонодского поднятия. Кевактинские граниты относятся к микрелин-плаггиоклазовому типу (содержание $\text{K}_2\text{O} = 4,3-6,5$ вес. %; см. табл. 31 и 32), насыщены многочисленными гидротермальными прожилками и часто расщелачиваны. Граниты из галек, напротив, почти не затронуты гидротермальными

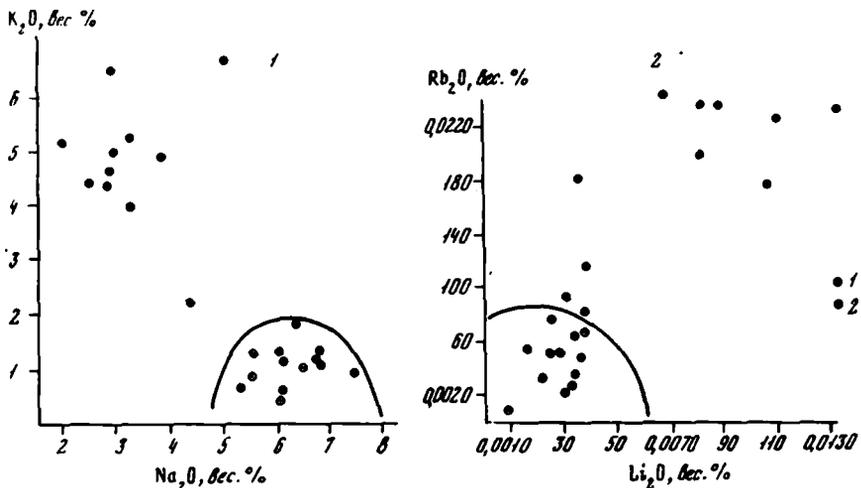
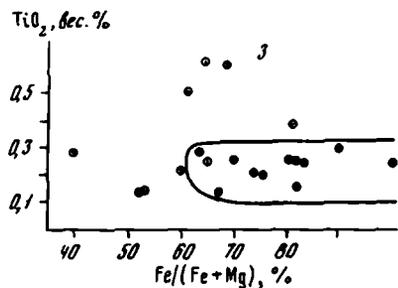


Рис. 17. Соотношения калия и натрия (1), рубидия и лития (2) и величин общей железистости и титанистости (3) в гранитных гальках из конгломератов медвежьей и бугарихтинской свит и гранитоидах Кевактинского массива в юго-западной части Тонодского поднятия
1 - граниты Кевактинского массива (см. табл. 4 и 32); 2 - гранитоиды из галек конгломератов (см. табл. 3 и 4)



ми процессами, не содержат калиевого полевого шпата и всегда имеют массивную текстуру¹.

Различия кевактинских гранитов и гранитоидов из галек по соотношению калия и натрия показаны на рис. 17, 1. Кроме полных анализов (см. табл. 2, 31, 32), для построения диаграммы использованы данные частных определений щелочей (табл. 4).

¹ На заседании Секции раннего докембрия Сибирского межведомственного стратиграфического комитета в 1979 г., посвященном геологии Патомского нагорья, вопрос о присутствии или отсутствии галек микроклинодержащих гранитов кевактинского комплекса в конгломератах медвежьей свиты стал предметом оживленных дискуссий. В связи с этим при полевых работах 1980 г. нами, в дополнение к изложенным здесь данным, были опробованы конгломераты Саталах-Туюканского водораздела. В 30 канавах в поле развития медвежьей свиты было отобрано 80 шлифов из округлых, хорошо окатанных галек гранитов различных текстурных типов. Все породы оказались плагриогранитами, совершенно не содержащими микроклина, что подтверждает выводы настоящего раздела.

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) гранитных галек из конгломератов поднятия (район рек Саталах - Ниж. Язвая)

Компоненты	Бугарихтинская свита			
	Л-55/8	Л-55/10	Л-55/16	Л-55/17
SiO ₂	74,79	70,53	76,39	75,37
TiO ₂	0,25	0,28	0,51	0,13
Al ₂ O ₃	13,71	15,96	11,42	14,14
Fe ₂ O ₃	0,69	0,78	0,28	0,33
FeO	1,01	1,71	2,34	0,72
MnO	0,01	0,03	0,03	0,01
MgO	0,52	1,07	0,95	0,54
CaO	0,53	0,53	0,76	0,43
Na ₂ O	6,47	6,76	5,29	6,76
K ₂ O	1,07	1,20	0,65	1,10
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,67	0,70	0,75	0,41
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,11	0,02
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0,15	Не обн.
Сумма	99,81	99,64	99,63	100,02
Fe/(Fe+Mg), %	65	40	61	52
(Na+K)/Al	0,86	0,77	0,82	0,88

Место отбора проб: Л-55/8, Л-55/10, Л-55/16, Л-55/17 - восточные водоразделы р. Бол. Саталах, к северу от руч. Сквозной; Л-60/8, Л-60/9 - восточные водоразделы р. Бол. Саталах; Л-73/11

Как видно на рис. 17, 1, 2, по содержанию K₂O и Na₂O, Rb₂O и Li₂O кевактинские граниты и гранитоиды из галек образуют два различных, изолированных поля. Заметные различия между ними проявлены и в содержании TiO₂, и в общей железистости (см. рис. 17, 3): кевактинские граниты более железистые и содержат меньше TiO₂.

Медвежевская свита				
Л-60/8	Л-60/9	Л-73/11	Л-73/12	Л-73/15
76,06	71,16	73,70	74,83	77,60
0,21	0,60	0,42	0,13	0,38
13,21	13,28	13,17	13,83	11,63
0,48	1,41	0,89	0,75	1,55
1,51	2,88	1,44	0,68	0,77
0,01	0,04	0,11	0,05	0,01
0,74	1,12	0,72	0,68	0,28
0,56	1,59	1,19	0,46	0,40
6,10	5,51	5,56	4,89	6,10
0,58	0,90	1,29	2,05	0,42
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,81	0,84	0,85	1,20	0,40
0,07	0,23	0,09	0,02	0,03
Не обн.	0,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.
100,34	99,86	99,50	99,57	99,57
60	68	64	53	81
0,81	0,76	0,81	0,74	0,89

Л-73/12, Л-73/15 - западный водораздел истока р. Ниж. Язвая.
Аналитик М.А.Канакина.

Таким образом, в конгломератах медвежевской и бугарихтинской свит на Тонодском поднятии и в его южном обрамлении отсутствуют гальки гранитоидов кевактинского и амандракского типов, слагающих в пределах поднятия крупные массивы. Это наряду с другими наблюдениями является важным аргументом в пользу нижнепротерозойского, а не верхне- или среднепротерозойского возраста конгломератов. Пол-

Таблица 4

Результаты частных определений содержания K_2O и Na_2O (в вес.%) в гранитах Кевактинского массива и в гранитах из галек конгломератов медвежьей и бугарихтинской свит на Саталахском участке

Компоненты	Граниты Кевактинского массива				
	Л-61/2	Л-61/3	Л-61/4	Л-61/7	Л-71/15
K_2O	3,94	6,76	4,63	6,47	4,41
Na_2O	3,24	5,01	2,83	2,95	4,88

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Гранитные гальки в конгломератах				
	Л-71/16	Л-55/13	Л-55/14	Л-71/9	Л-73/18
K_2O	2,86	1,36	0,96	1,84	1,27
Na_2O	3,90	6,79	7,50	6,34	6,05

ная аналогия с составами галек медвежьей свиты на Лонгдорском поднятии позволяет предположить, что источником гранитных галек также служили архейские плагнограниты, не обнаженные в современном эрозионном срезе в пределах Тонодского поднятия.

ХАЙВЕРГИНСКАЯ СВИТА

Эта свита была выделена впервые Т.П.Жадновой в 1954 г. [14] в верховьях р. Хайверга, т.е. в пределах внутренней зоны нагорья. Свита отличается от выше- и нижележащих существенно песчаниковых толщ преобладанием в ее разрезе тонкообломочных пород и устойчиво картируется на больших расстояниях. Прежде чем привести характеристику свиты, нужно отметить, что при картировании территории Патомского нагорья хайвергинская свита обычно показывалась и во внутренней, и во внешней зонах. В свете полученных нами данных хайвергинская свита во внутренней зоне залегает на породах медвежьей свиты, образуя с нею, а также с пурпольской и ходоканской свитами единый и стратиграфически неделимый разрез. Вместе с тем толщи тонкообломочных пород внешней зоны, включенные некоторыми исследователями тоже в состав хайвергинской свиты, находятся внутри разреза баллаганакской подсерии верхнепротерозойской патомской серии, отделенной от медвежьей свиты и прорывающих ее гранитов крупным стратиграфическим и метаморфическим несогласиями.

В пределах внутренней зоны, на южных склонах Тонодского поднятия, хайвергинская свита картируется в виде довольно широкой полосы, протягивающейся на десятки километров. Ее породы согласно залегают на метапесчаниках медвежьей свиты. В строении свиты участвуют главным образом черно-серые, богатые углистым веществом и ильменитом сланцы, среди которых заключены подчиненные пласты известковистых метапесчаников. При повышении степени метаморфизма в углистых сланцах появляется гранат, а карбонатные метапесчаники превращаются в гранат-цоизит-роговообманковые параамфиболиты.

На юго-западном фланге поднятия (биотитовая зона метаморфизма), в истоках р. Саталах (см. рис. 12), хайвергинская свита почти целиком сложена сланцами. На западных водоразделах реки сразу выше метапесчаников и метагравелитов медвежьей свиты залегают однообразная толща черно-серых хлорит-серицит-ильменит-альбит-кварцевых сланцев и метаалевролитов с умеренным, часто низким содержанием углистого вещества. Среди них встречаются тонкие прослои светлых анкерит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых мелкозернистых метапесчаников. В низах свиты среди сланцев выделяется горизонт (мощностью 60 м) биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых и биотит-анкерит-хлорит-серицитовых метагравелитов; аналогичный горизонт (мощностью 30 м) присутствует и в верхах свиты. Общая мощность хайвергинской свиты около 1000 м.

Из бассейна верхнего течения р. Саталах хайвергинская свита в непрерывных выходах протягивается на северо-восток в долину р. Бол. Патом. Здесь в бассейне р. Трехречка (ставролит-хлоритоидная зона метаморфизма) разрез свиты следующий:

Мощность, м

На биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых метагравелитах медвежьей свиты согласно залегают пачка черно-серых гранат-серицит-ильменит-кварцевых и биотит-гранат-хлорит-серицит-ильменит-плагноклаз-кварцевых сланцев с прослоями (0,1-1,5 м) гранат-цоизит-роговообманково-хлорит-плагноклаз-кварцевых параамфиболитов, иногда бесплагноклазовых и слабо углистых, с рутилом или ильменитом. . .	120
Пачка серых гранат-хлорит-серицит-ильменит-плагноклаз-кварцевых углистых сланцев в переслаивании с биотит-серицит-хлорит-плагноклаз-кварцевыми (иногда с гранатом) метапесчаниками и метагравелитами.	200
Пачка гранат-серицит-биотит-хлоритовых сланцев с прослоями гранат-цоизит-роговообманковых параамфиболитов и биотит-хлорит-серицитовых метапесчаников.	120
Пачка грубозернистых биотит-хлорит-серицит-плагноклаз-кварцевых (часто с гранатом) метапесчаников.	150
Пачка филлитовидных углистых гранат-серицит-хлорит-биотит-ильменит-кварцевых сланцев с редкими прослоями гранат-цоизитовых параамфиболитов и биотит-гранат-серицит-хлоритовых метапесчаников. В прослоях сланцев, кроме граната, встречаются крупные (до 1 см) кристаллы хлоритонда и зерна ставролита.	200
Общая мощность хайвергинской свиты около 800 м.	

В данном разрезе по сравнению с саталахским возрастает число прослоев метапесчаников и метагравелитов. Значительно более высокая степень метаморфизма (начало ставролитовой фации) способствует появлению граната и превращению анкерит-хлорит-альбит-кварцевых мелкозернистых метапесчаников в гранат-доизит-роговообманково-хлорит-кварцевые параамфиболиты.

В 20 км к северо-востоку, на правых водоразделах р. Сиган (гранатовая зона метаморфизма), хайвергинская свита имеет следующий разрез:

Мощность, м

На гравелистых метапесчаниках медвежьей свиты согласно залегает пачка переслаивания светлых (безуглистых) и черных (углистых) гранат-серицит-биотит-хлорит-ильменит-альбит-кварцевых сланцев и богатых гранатом метапесчаников такого же состава, иногда с анкеритом.	150
Пачка биотит-анкерит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых метагравелитов и метапесчаников.	20
Пачка темных гранат-серицит-биотит-хлорит-ильменит-кварцевых сланцев.	100
Пачка темных гранат-серицит-альбит-кварцевых метагравелитов и метапесчаников.	25
Пачка переслаивания углистых и светлых гранат-хлорит-серицит-ильменит-кварцевых и гранат-доизит-хлорит-серицитовых сланцев и мелкозернистых сланцевых биотит-мусковит-гранатовых метапесчаников.	250
Пачка безгранатовых и гранат-серицит-хлорит-ильменит-кварцевых черно-серых сланцев.	150
Общая мощность хайвергинской свиты на данном участке 700 м.	

В сланцах хайвергинской свиты устойчивы лишь железистые гранаты. Так, в парагенезисе $Gr + Chl + Bi + Ser + Q$ железистость граната 93–94%, что указывает на условия верхней ступени зоны граната. Отсутствие в этом разрезе доизит-гранатовых амфиболитов связано скорее всего с более низкой, чем в районе р. Трехречка, степенью метаморфизма. Их аналоги в этом разрезе – анкерит-хлоритовые метапесчаники.

В истоках р. Мал. Чипикет, где метаморфизм пород отвечает низкотемпературной части ставролитовой фации, состав хайвергинской свиты вновь становится сходным с ее составом по разрезу на р. Трехречка. Свита представлена довольно однородной толщей, в которой преобладают черно-серые, умеренно углистые гранат-биотит-серицит-хлорит-ильменит-плаггиоклаз-кварцевые сланцы с прослоями сланцеватых биотит-гранат-серицитовых метапесчаников и гранат-роговообманковых лейкократовых параамфиболитов. Нижняя часть разреза свиты здесь не известна.

Подобный существенно сланцевый состав хайвергинская свита имеет в пределах всей внутренней зоны Патомского нагорья, южного склона Тонодского поднятия.

На западном склоне Лонгдорского поднятия хайвергинская свита развита на гораздо более ограниченных по площади участках, чем в северных частях внутренней зоны. В бассейне реж Нечера и Олонгда, где метапесчаники и амфиболиты медвежьей свиты согласно перекрыты существенно сланцевой толщей, в ее строении участвуют биотит-мусковит-ставролит-гранат-кианитовые сланцы, содержащие подчиненные прослои биотит-гранат-мусковитовых метапесчаников. В верхней части разреза присутствуют богатые графитом биотит-гранат-мусковит-цоизитовые крупночешуйчатые сланцы.

БУГАРИХТИНСКАЯ СВИТА

Образования этой свиты, выделенной Т.П.Жадновой [17] в пределах внутренней зоны по р.Бугарихта (приток р. Бол.Патом), залегают согласно и стратиграфически выше хайвергинской свиты. В строении бугарихтинской свиты обособляются две подсвиты, устойчиво картируемые на значительных площадях в пределах внутренней зоны. Нижняя подсвита сложена преимущественно грубообломочными породами (метаморфизованными песчаниками и гравелитами), а верхняя - метапесчаниками и сланцами, среди которых присутствуют несколько пестрых по составу, выдержанных маркирующих горизонтов, прослеженных через всю внутреннюю зону.

Рассмотрим два характерных полных разреза этой свиты - в среднем течении р. Саталах и по р. Сиган.

На правых водоразделах р. Саталах, в ее меридиональном течении, в условиях биотитовой зоны метаморфизма наблюдается следующий разрез:

	Мощность, м
На сланцах хайвергинской свиты согласно залегает толща биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых, иногда биотит-серицит-микроклин-альбит-кварцевых метагравелитов, метапесчаников с очень небольшим количеством серицит-хлорит-ильменит-кварцевых сланцев.	400
Пачка переслаивания (по 10-30 см) биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых и хлорит-серицитовых метапесчаников и метаалевролитов с хлорит-серицит-ильменит-кварцевыми сланцами	100
Толща пепельно-серых слабо углистых лейкократовых анкерит-хлорит-альбит-кварцевых и серицит-микроклин-альбит-кварцевых кварцито-песчаников с резким преобладанием кварца над полевыми шпатами.	150
В составе толщи наблюдается горизонт валунно-галечных метакогломератов, цемент которых представлен теми же кварцито-песчаниками, а галька и валуны (размером от 0,05-0,2 до 1 м) - исключительно серыми аляскистыми плагиогранитами, не содержащими калиевого полевого шпата; химический состав четырех галек приведен в табл. 3.	
Эти три толщи, сложенные в целом грубообломочными породами, объединяются в нижнюю подсвиту бугарихтинской свиты; ее мощность около 650 м.	

Толща зеленовато-желтых "шелковистых" очень мелкозернистых хлорит-серицит-ильменит-кварцевых сланцев.	350
После небольшого перерыва обнажается толща лейкокра-товых желтоватых, мелко- и среднезернистых хлорит-серицит-альбит-кварцевых и анкерит-серицит-хлорит-альбит-кварцевых метапесчаников с рассеянными зернами пирро-тина.	120
Черные, богатые углистым веществом хлорит-серицит-альбит-кварцевые и анкерит-хлорит-серицит-альбит-кварце-вые метаалевролиты и углисто-карбонатные сланцы.	75-100
Эти сланцево-песчаные отложения относятся к верхней подсвите бугарихтинской свиты; ее мощность около 570 м.	
На верхней углистой пачке бугарихтинской свиты соглас-но залегают кальцитовые мраморы бодайбокканской свиты.	
Общая мощность бугарихтинской свиты в данном разрезе около 1200 м.	

Разрез бугарихтинской свиты по р. Сиган сходен с описанным вы-ше. Однако метаморфизм пород в этом районе более высокий - ниж-няя часть свиты метаморфизована в условиях гранатовой зоны, а верхняя - ставролит-хлоритоидной зоны.

По правым водоразделам и в долине р. Сиган снизу вверх (с се-вера на юг) обнажаются следующие породы, согласно залегающие на сланцах хайвергинской свиты:

	Мощность, м
Биотит-хлорит-серицит-плаггиоклаз-кварцевые метапесча-ники и метагравелиты.	200
Переслаивание биотит-серицит-хлорит-плаггиоклаз-квар-цевых, часто с гранатом метапесчаников с небольшим коли-чеством слабо углистых гранат-хлорит-биотит-серицит-квар-цевых сланцев.	250
Среднезернистые, выше по разрезу грубозернистые био-тит-гранат-хлорит-серицит-плаггиоклаз-кварцевые метапесча-ники и метагравелиты.	150
Гранат-биотит-серицит-кварцевые сланцы с пропластками гранат-цоизит-роговообманковых параамфиболитов.	80
Биотит-серицит-плаггиоклаз-кварцевые метагравелиты. . .	30
Черные гранат-биотит-хлорит-серицит-кварцевые сланцы.	30
Биотит-серицит-анкерит-плаггиоклаз-кварцевые метапесча-ники и метагравелиты.	20
Черные гранат-биотит-хлорит-серицитовые сланцы.	20
Биотит-гранат-серицит-хлорит-плаггиоклаз-кварцевые ме-тапесчаники и метагравелиты.	75
Обогащенные карбонатом биотит-серицит-хлорит-анкерит-плаггиоклаз-кварцевые метагравелиты, в верхах содержащие прослой гранат-роговообманково-хлорит-цоизит-кварцевых и роговообманково-хлорит-анкерит-кварцевых параамфиболитов.	75

Пепельные, темно-серые или черные богатые графитом серицит-плагноклаз-кварцевые, иногда с анкеритом кварцито-песчаники. 20

Как и в разрезе на р. Саталах, углистые лейкократовые серицит-анкеритовые кварцито-песчаники завершают разрез нижней подсвиты бугарихтинской свиты. Однако их мощность сокращается до 20 м, а конгломераты отсутствуют.

Общая мощность нижней подсвиты около 950 м.

В пределах полей развития пород нижней подсвиты наблюдается переход по метаморфизму от зоны граната к ставролит-хлоритовой зоне. Из-за отсутствия в составе подсвиты глиноземистых пород, в которых может возникнуть ставролит, эта граница проводится по повышению магнезиальности граната в парагенезисе $Gr+Chl+Ser$ ($F_{Gr} = 87-88\%$, см. табл. 18, обр. Л-42/3), тогда как в зоне граната его железистость не ниже 92%.

На черные и пепельные кварцито-песчаники нижней подсвиты согласно налагает толща зеленовато-желтых "шелковистых" гранат-серицит-хлорит-ильменит-кварцевых, гранат-биотит-серицит-ильменит-кварцевых сланцев, в которых крупные ромбодекаэдры граната резко зональны с железистостью краевой части до 87-88% (см. табл. 18, обр. Л-48/6, Л-48/16). В сланцах встречены редкие кристаллы ставролита. 200

В верхах "шелковистые" сланцы становятся более карбонатными, и, кроме граната, в них наблюдаются вкрапленники роговой обманки, анкерита и цоизита. 120

Сланцы перекрыты лейкократовыми желтоватыми среднезернистыми серицит-биотит-хлорит-плагноклаз-кварцевыми и анкерит-плагноклаз-хлорит-серицит-кварцевыми метапесчаниками с пирротином. 175

Черные углистые биотит-анкерит-хлорит-серицит-плагноклаз-кварцевые карбонатные сланцы и метаалевролиты с роговой обманкой, в верхах сменяющиеся кальцит-кварцевыми песчанстыми мраморами. 50

Мощность верхней подсвиты бугарихтинской свиты 500-525 м.

На верхней углисто-карбонатной пачке согласно залегают мраморы бодайбокканской свиты.

При сравнении разрезов, составленных по рекам Сиган и Саталах, привлекает внимание выдержанность всех четырех пачек верхней подсвиты и подстилающих их пепельных кварцито-песчаников нижней подсвиты. Эти пачки хорошо прослеживаются по простираанию, многие горизонты отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. Наблюдаемые изменения минерального состава пород, связанные с колебаниями степени метаморфизма, а также изменения мощностей отдельных пачек иллюстрируются табл. 5.

Таблица 5

Изменение по простиранию состава и мощности маркирующих горизонтов верхней части бугарихтинской свиты

Разрез по р.Саталах (зона биотита)	Мощность, м	Разрез по р. Сяган (гранатовая и ставро- лит-хлоритовидная зо- ны)	Мощность, м
---------------------------------------	----------------	---	----------------

Горизонт пепельных и темно-серых кварцито-песчаников

Серицит-альбит-мик- роклиновые и анкерит- хлорит-альбитовые углистые кварцито- песчаники ($Q > Fsp$); горизонт конгломера- тов	150	Серицит-плагиоклазо- вые, иногда с анке- ритом, углистые кварциты; конгломе- раты отсутствуют	20
--	-----	---	----

Пачка зеленовато-желтых "шелковистых" сланцев с ильменитом

Серицит-хлорит-иль- менитовые сланцы	350	Гранат-серицит-иль- менитовые и гранат- серицит-хлорит-био- тит-ильменитовые сланцы со ставроли- том, в верхней части известковистые (с шосситом, роговой обманкой и анкери- том)	320
---	-----	--	-----

Пачка желтоватых лейкохратовых метапесчаников с пирротином.

Хлорит-серицитовые и анкерит-хлорит-сери- цитовые метапесчани- ки с пирротином	120	Биотит-хлорит-сери- цитовые и анкерит- хлорит-серицитовые метапесчаники с пир- ротином	175
---	-----	--	-----

Черные карбонатные сланцы и металавролиты

Хлорит-серицитовые и анкерит-хлорит-сери- цитовые углистые сланцы	75-100	Биотит-(роговооб- манково)-анкерит- хлорит-серицитовые карбонатные сланцы	50
--	--------	--	----

Разрез бутарихтинской свиты хорошо выдержан и далее, в восток-северо-восточном направлении, вдоль южного склона Тонодского поднятия и восточного фланга Хайвергинской (Саталахско-Хайвергинской) синклинали, а также в районе разворота всех структур на юго-восток. Например, пачка "шелковистых" гранат-(биотит)-серицит-ильменитовых сланцев верхней подсвиты практически непрерывно прослеживается по всей дуге вплоть до бассейна р. Хомолхо (реки Бол. и Мал. Чипикет). Однако в этом же направлении полностью выклинивается подстилающий сланцы горизонт пепельно-серых кварцитов; одновременно резко увеличивается мощность (и ширина выходов) верхней (по отношению к сланцам) пачки пирротинсодержащих лейкократовых метапесчаников. На правобережье р. Иллигирь и в междуречье рек Иллигирь, Бол. Чипикет и Хомолхо мощность пачки составляет несколько сот метров; она превращается в толщу довольно однообразных средне- и мелкозернистых биотит-серицит-хлоритовых и гранат-биотит-серицит-хлоритовых, иногда с анкеритом метапесчаников, слагающих почти все Иллигирь-Хомолхинское междуречье. Хорошо выдерживается верхняя (предбодайбокская) пачка углистых карбонатных и бескарбонатных сланцев; ее мощность меняется от 5-10 до 20-30 м, но она практически всегда обнаруживается в зоне непосредственного контакта бутарихтинской свиты с мраморами бодайбокской свиты.

К югу от Саталахско-Хайвергинской синклинали мощность бутарихтинской свиты возрастает. В составе нижней подсвиты уменьшается количество сланцев, и она почти полностью представлена биотит-гранат-серицит-хлорит-полевошпатовыми метапесчаниками и метагравелитами (верховья рек Сиган, Тонода, Таймендра, Челончен). Среди них очень редки маркирующие горизонты, что затрудняет составление разреза. Один из таких горизонтов представлен гранат-цоизит-хлорит-роговообманковыми параамфиболитами; он был впервые выделен Ю.П.Казакевич в истоках рек Челончен и Хайверга. Этот горизонт был прослежен нами по простиранию, что позволило обнаружить сложную тектоническую структуру внутренней зоны, сформированную в результате двух этапов деформаций. Горизонт (а он прослежен в общей сложности по структуре на 200 км) очерчивает крупную и основную для внутренней зоны антиформу, сложно деформированную в эпицентре складчатой Патомской дуги - в бассейне рек Тонода и Хайверга - в систему наложенных анти- и синформ с субвертикальными шарнирами.

Горизонт начинается в верховьях р. Сиган, где его мощность составляет первые метры и он расщеплен на несколько сближенных пластов. Далее на восток, в бассейне р. Луктах (левый приток р. Хайверга), это уже мощное тело (более 50 м), непрерывно прослеженное до долины р. Хайверга. Резко изгибаясь по структуре, горизонт прослеживается далее в верховья реки и затем снова резко поворачивает на северо-восток - к верховьям рек Тонода и Челончен. Здесь он участвует в строении узкой и протяженной синклинали и смежной с ней широкой антиформы и имеет максимальную мощность, превышающую 100 м. В верховьях р. Челончен горизонт амфиболитов вновь круто разворачивается, обрисовывает замок антиформы и прослеживается в обратном направлении - в среднее течение рек Тонода, Ковали, Хай-

верга, где мощность его уменьшается до 50 м. В районе левобережья широтного отрезка долины р. Хайверга горизонт выклинивается. Прослеживание горизонта гранатовых амфиболитов оказалось важным, так как оно позволило расшифровать складчатую структуру территории и соответственно определить мощность довольно однообразной здесь бугарихтинской свиты. До сих пор ее мощность разными авторами оценивалась по-разному — от 2 до 4 км. В свете новых данных о структуре она не превышает 1,5–2 км, может быть, еще меньше.

В восточной части внутренней зоны, примыкающей к Лонгдорскому поднятию, бугарихтинская свита залегает согласно на породах хайвергинской свиты. В окрестностях оз. Догалдынского она сложена известковистыми метапесчаниками биотит–мусковит–полевошпатового состава, богатыми анкеритом и кальцитом. В верхней части разреза свиты в метапесчаниках появляется много прослоев кальцит–цоизит–мусковитовых и анкерит–биотит–мусковитовых карбонатных сланцев и метапесчаников. Эта толща согласно перекрывается кальцитовыми мраморами бодайбокканской свиты. Севернее, в долине р. Мал.Бугарихта, особенно хорошо обнажена верхняя часть разреза бугарихтинской свиты. Здесь она представлена пестрой пачкой переслаивания биотит–хлорит–мусковит–гранатовых сланцев, биотит–анкерит–хлорит–гранатовых известковистых метапесчаников, карбонатных анкерит–кальцит–биотит–мусковит–цоизитовых сланцев, в которых количество прослоев кальцит–мусковит–цоизитовых мраморов быстро возрастает при приближении к кровле, где они сменяются толщей кальцитовых мраморов бодайбокканской свиты.

БОДАЙБОКАНСКАЯ СВИТА

Мраморы этой свиты образуют чрезвычайно выдержанный маркирующий пласт, очерчивающий многочисленные складчатые структуры и прослеженный на сотни километров по всей территории внутренней зоны нагорья.

В северной части зоны, примыкающей к Тонодскому поднятию, голубовато–серые или беловатые мраморы бодайбокканской свиты согласно залегают на черных углистых карбонатных и бескарбонатных сланцах верхней подсвиты бугарихтинской свиты. Бодайбокканскую свиту отличает исключительно выдержанная мощность — 100–130 м; слагающие ее разнозернистые мраморы на 95–100% состоят из кальцита, местами с примесью углистого вещества. В мраморах содержится небольшая примесь кварца, плагиоклаза, иногда флогопита и мусковита. В низах свиты местами наблюдаются прослои цоизитсодержащих мраморов с содержанием кварца до 6–10%.

На западном склоне Лонгдорского поднятия бодайбокканская свита представлена однообразными среднезернистыми светло–серыми кальцитовыми мраморами, иногда с единичными зернами кварца и чешуйками мусковита, содержание которых не превышает 1–3%, и с очень небольшой примазкой углистого вещества.

При удалении от поднятий в сторону центральной и южной частей внутренней зоны мощность бодайбокканской свиты постепенно увеличи-

вается и достигает 500 м (на крайнем юге, по данным Ю.П.Казакевич с соавторами, — до 1600 м); при этом состав свиты остается практически постоянным.

В пределах зоны поднятий образования, соответствующие стратиграфическому уровню бодайбокской свиты внутренней зоны, известны только в районе Лонгдорского поднятия, где они объединяются в самостоятельную бульбухтинскую свиту. Она сложена голубовато-серыми мраморами, которые согласно залегают на породах верхней пачки истанакской свиты (или нерасчлененных медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит), представленной переслаиванием углистых сланцев и анкеритсодержащих метапесчаников. Главные выходы свиты расположены в верховьях рек Бульбухта и Истанах.

Свита имеет практически чисто карбонатный состав с ничтожной примесью (1–3%) кварца и местами с небольшой рассеянной примесью углистого вещества.

Соотношение кальцита и доломита в бульбухтинской свите меняется по простиранию. В бассейне верхнего течения р.Бульбухта, по данным процараживания 50 шлифов, в составе свиты преобладает доломит. Его содержание в целом 60–90%; в подчиненном количестве встречаются существенно кальцитовые мраморы с 10–40% доломита. В случае преобладания доломита он образует мелкозернистую массу, на фоне которой рассеяны крупные или средние зерна кальцита. Реже наблюдается тонкое чередование чисто кальцитовых и чисто доломитовых прослоев.

В мраморах из долины руч. Куликачи (левый приток р. Бульбухта) преобладает кальцит, а доломит находится в подчиненном количестве.

Кровля бульбухтинской свиты не известна. Ее видимая мощность 250–300 м.

Стратиграфически выше бодайбокской свиты расположена мощная толща чередующихся обломочных и карбонатных пород, развитая преимущественно в пределах южной половины внутренней зоны. Разрез этой толщи изучен достаточно детально и неоднократно приводился в различных публикациях [16, 17, 43]. Наши наблюдения совпадают с выводами этих авторов, и поэтому краткая характеристика надбодайбокского разреза будет приведена во II части книги.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

На Чуйском поднятии нами был изучен участок в районе гольца Дозорного и истоков р. Пр.Максимиха (рис. 18). Он расположен уже в северо-восточной части Мамской кристаллической полосы, метаморфические толщи которой непосредственно прослеживаются на территорию Патомского нагорья. Указанные толщи заключены между двумя крупными поднятиями — Чуйским и Авангрским — и образуют сложную синклинорную структуру, сформированную в результате многократной деформации. Нашими исследованиями была охвачена часть толщи, прилегающая с юго-запада к Чуйскому поднятию, в ядре и на склонах которого развиты раннепротерозойские граниты.

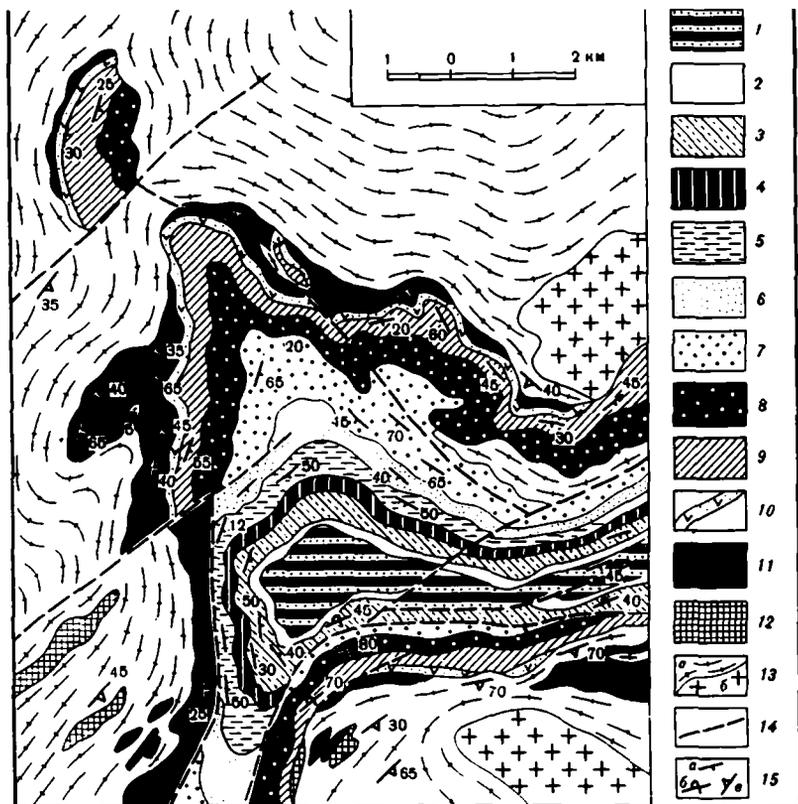


Рис. 18. Геологическая карта района гольца Дозорного и истоков р. Пр. Максимиха (составлена с использованием карты Г.А. Кондреева)

1-7 - медвежевская свита: 1 - известковистые гранат-анкерит-роговообманковые метапесчаники, 2 - биотит-гранат-роговообманково-ставролит-мусковитовые сланцы, 3 - известковистые биотит-мусковитовые метапесчаники, пуддинги, 4 - известковистые биотит-анкерит-мусковит-роговообманковые метапесчаники, тела метадиабазов, 5 - гранат-роговообманково-биотитовые метапесчаники, 6 - биотит-роговообманковые и двуслюдяные метапесчаники и сланцы, 7 - биотитовые, биотит-эпидотовые метапесчаники, в том числе метатупфесчаники, эпидозиты, метадиабазы, пуддинги; 8-11 - пурпольская свита 8 - кварциты, кварцевые метагравелиты и метакогломераты, 9 - ставролит-хлоритоид-кианитовые, ставролит-гранатовые сланцы, 10 - кварциты и глиноземистые сланцы, 11 - кварциты, прослои высокоглиноземистых сланцев; 12 - ходоканская свита, биотит-мусковитовые, биотит-эпидотовые сланцы и метापесчаники, прослой пара- и ортоамфиболитов; 13 - раннепротерозойские микроклин-плагиоклазовые гранитоиды Чуйского массива: а - гнейсовидные, б - массивные; 14 - линии тектонических контактов; 15 - залегание пород: а - нормальное, б - опрокинутое, в - ориентировка лейсовидности в гранитах

В пределах участка развиты породы ходоканской, пурпольской и медвежевской свит, метаморфизованные в условиях нижней ступени ставролитовой фации.

Как и для всего региона, считалось, что на этом участке пурпольская свита с корой выветривания в основании залегает на чуйских гранитоидах [10], а вся тепторгинская серия (в объеме пурпольской и медвежевской свит) без видимого перерыва, с постепенными переходами, согласно перекрыта отложениями верхнепротерозойской баллаганхской подсерии.

Позднее этот район был детально изучен Г.А.Кондратьевым, который пришел к выводу о стратиграфическом единстве ходоканской (чуйской), пурпольской и медвежевской свит с вышележащими терригенными толщами, относимыми обычно к патомской серии верхнего протерозоя. На основании обнаруженных фактов прорывания пород пурпольской и медвежевской свит чуйскими (угольканскими) гранитами Г.А.Кондратьев отнес эту единую осадочно-метаморфическую серию к нижней протерозою.

Л.И.Салоп после проведенных им наблюдений [45] также высказал мнение об отсутствии в данном районе в основании пурпольской свиты коры выветривания на чуйских гранитах. Л.И.Салоп считает, что пурпольская свита согласно, с постепенным переходом подстилается толщей метааркозов мощностью 500–600 м, содержащей пласты кварцитов и амфиболитов (когандинская свита). По мнению Л.И.Салопа, метааркозы трансгрессивно залегают на чуйских гранитах, начиная разрез тепторгинской серии, которая в данном районе состоит, таким образом, из трех свит: когандинской, пурпольской и медвежевской. Указав на признаки метасоматической альбитизации и микроклиннизации аркозов вблизи гранитов и даже на присутствие микроклин-альбит-кварцевых прожилков в них, Л.И.Салоп тем не менее приходит к выводу о том, что ни когандинская, ни пурпольская свиты не прорываются чуйскими гранитами; фельдшпатизация метааркозов он связывает с верхнепротерозойской ремобилизацией фундамента.

Наши наблюдения позволяют полностью согласиться с выводами Г.А.Кондратьева и подтвердить, что развитые на данном участке осадочные толщи образуют единый стратиграфический комплекс без следов перерывов и несогласий, что эти породы одноактно метаморфизованы и прорваны чуйскими гранитами.

Ходоканская свита. В районе гольца Дозорного на крайне ограниченных участках вскрываются лишь самые верхи ходоканской свиты, непосредственно перекрытые здесь кварцитами пурпольской свиты; кроме того, породы ходоканской свиты встречаются в ксенолитах и скиалитах среди чуйских гранитов.

На северо-западном предплечье гольца Дозорного ниже кварцитов пурпольской свиты местами обнажаются биотит-эпидот-мусковит-магнетит-кварцевые и биотит-хлорит-мусковитовые сланцы и метапесчаники, содержащие прослойки роговообманково-эпидот-биотит-хлорит-плагиоклазовых сланцев и ортоамфиболитов. Подобные породы в очень небольших выходах встречались в истоках руч. Еловый, а также на юго-западном плече гольца Дозорного. В эндоконтактной зоне чуй-

ских гранитов часто наблюдаются ксенолиты биотит-эпидотовых сланцев и сильно биотитизированных амфиболитов. Иногда они сильно мусковитизированы, фельдшпатизированы и превращены в скиалиты с неясными границами, как бы расплывающимися в гранитах. Нередко они сохраняются в форме меланократовых биотит-мусковит-клиноцоизитовых послонных скоплений, в которых сланцеватость совпадает с гнейсовидностью гранитов.

Крупные останцы пород ходоканской свиты встречаются среди поля гранитов на западных водоразделах руч. Еловый (см. рис. 18). Они представлены биотит-мусковит-плагноклазовыми, реже биотит-рогово-обманковыми сланцами с редкими прослоями обычных и гранатовых амфиболитов, содержащих жилы чуйских гранитов.

Таким образом, в районе гольца Дозорного не были встречены породы, которые можно было бы определенно назвать аркозовыми метапесчаниками. Все сохранившиеся вне зон воздействия гранитов породы ходоканской свиты представлены металеволитами и обычными мелкозернистыми метапесчаниками сланцами или телями орто- и параамфиболитов.

Пурпольская свита. На данном участке пурпольская свита имеет трехчленное строение (см. рис. 18): нижняя и верхняя подсвиты представлены кварцитами, средняя - высокоглиноземистыми сланцами с хлоритоидом, ксианитом, ставролитом и гранатом.

Нижние кварциты согласно залегают на породах ходоканской свиты. На северо-западном плече гольца Дозорного в обрыве расположена переходная между ними пачка мощностью в несколько метров, в которой наблюдается тонкое переслаивание биотит-эпидот-хлорит-мусковитовых сланцев с серицитовыми кварцитами.

Сменяющие их кварциты нижней подсвиты мощностью 100-120 м представлены мелко- и среднезернистыми, почти монокварцевыми разностями с небольшой примесью серицита, хлорита и магнетита. Среди кварцитов встречаются пропластки хлоритоид-ставролит-ксианитовых сланцев мощностью 0,2-2 м.

Средняя подсвита начинается с горизонта тонкопереслаивающихся кварцитов и глиноземистых сланцев, которые выше переходят в массивные сланцы. Их состав зависит от степени метаморфизма; по мере его возрастания хлоритоид-ксианитовые сланцы превращаются в ставролит-хлоритоид-ксианитовые, ставролит-хлоритоид-гранатовые, ставролит-биотит-хлоритоид-гранатовые, ставролит-ксианит-хлорит-гранатовые и, наконец, в юго-восточной части участка - в гигантозернистые гранат-ксианит-ставролитовые сланцы. Все они содержат мусковит в переменное количество ильменита и магнетита. В верхней части глиноземистость сланцев несколько понижена, ксианит обычно отсутствует, и преобладают хлоритоид-гранат-хлоритовые и ставролит-гранат-биотитовые сланцы. Общая мощность средней подсвиты 40-60 м.

Верхняя подсвита вновь представлена кварцитами, но исходные породы были более грубозернистыми, и наряду с мелкозернистыми кварцитами встречаются кварцевые метагравелиты и кварцевые метакогломераты с идеально окатанными гальками кварца в кварц-серицитовом цементе. Мощность пачки верхних кварцитов 150-200 м. Общая мощность пурпольской свиты 300-350 м.

Медвежьевская свита. К медвежьевской свите на данном участке мы относим единую толщу метапесчаников и сланцев с ортоамфиболитами и основными туфопесчаниками в основании, согласно залегающую на верхних кварцитах пурпольской свиты. Она перекрыта сланцами хайвергинской свиты, которая выделяется восточнее, за пределами рассматриваемого здесь участка.

Согласно данным Г.А.Кондратьева и нашим наблюдениям, медвежьевская свита, слагающая синклиналию складку к югу от гольца Дозорного (см. рис. 18), расчленяется снизу вверх на следующие пакки:

Мощность, м

Роговообманково-эпидот-хлоритовые, богатые сфеном метадиабазы, эпидозиты и основные туфопесчаники (90 м), перекрытые монотонными биотитовыми и биотит-клиноцоизитовыми гнейсами (метапесчаниками). Среди них - горизонт редкогалечных конгломератов, содержащих гальки белых плагиогранитов, резко отличных от микроклин-плагиоклазовых чуждских гранитов.	400
Переслаивание биотит-роговообманковых, биотит-мусковитовых и биотит-гранатовых гнейсов и сланцев.	450
Богатые гранатом роговообманково-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, с небольшим количеством сланцев такого же состава.	500
Известковистые биотит-анкерит-мусковитовые и гранат-роговообманковые сланцы, роговообманково-эпидот-хлорит-биотитовые метапесчаники и туфопесчаники, в верхах содержащие послонное тело роговообманково-эпидотового метагаббро-диабаза (90 м).	150
Общая мощность терригенно-вулканогенной части медвежьевской свиты около 1500 м.	
Выше согласно залегает пачка слабо известковистых биотит-мусковитовых и гранат-биотит-мусковит-анкеритовых гнейсов (метапесчаников) с редкими плавающими гальками плагиогранитов.	350
Крупнозернистые биотит-гранат-роговообманково-ставролит-мусковитовые, иногда с кианитом сланцы, обогащенные большим количеством ильменита (до 8-10%). В этом горизонте встречается редкий парагенезис $Hrb + St + Ky + Bi + Q, \dots$	80
Известковистые гранат-анкерит-мусковит-роговообманковые и гранат-анкерит-биотитовые метапесчаники.	350

(видимая)

Таким образом, в районе гольца Дозорного медвежьевская свита, как и на южном склоне Тонодского поднятия, содержит в нижней части метагаббро-диабазы и их туфы, а также конгломераты с гальками белых плагиогранитов. Верхняя часть свиты, согласно залегающая на нижней, представлена чисто терригенной толщей метапесчаников и сланцев.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Метаморфическая зональность в районе Лонгдорского поднятия относится, как и в пределах всего Патомского нагорья, к кианит-силлиманитовому типу глубинности. Интенсивность метаморфизма возрастает по направлению с востока на запад от зеленосланцевой фации до верхних ступеней ставролитовой фации. Наиболее детально удалось расчленить биотитовую и гранатовую (альмандин-хлорит-хлоритоидную) зоны, в пределах которых по смене ассоциаций метапелитов, метапсаммитов и богатых СаО пород выделяется ряд изоград и ступеней равновесия (рис. 19). Ставролитовая фация на западном склоне поднятия расчленяется менее детально из-за незначительной распространенности высокоглиноземистых пород. В ней выделены объединенная ставролит-хлоритоидная и ставролит-хлоритовая субфации (нижняя ступень), а также кианит-биотит-ставролитовая и силлиманит-ставролитовая субфации (средняя и верхняя ступени).

Этот зональный ореол захватывает только породы ходоканской, пурпольской, медвежевской, бульбухтинской (бодайбокканской), хайвергинской, бугарихтинской и вышележащих свит нижнего протерозоя и перекрыт слабо и однообразно измененными породами рифея. Степень метаморфизма последнего соответствует добиотитовой (хлорит-серицитовой) субфации или ее границе с зоной позднего метатенеза.

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ.

Биотитовая субфация

В условиях этой субфации метаморфизованы породы восточной и северо-восточной частей Лонгдорского поднятия (см. рис. 53). Возрастание температуры в северо-западном направлении приводит к тому, что в глиноземистых породах пурпольской свиты появляются хлоритоид и кианит, исчезают диаспор и пирофиллит, а в терригенных породах ходоканской и медвежевской свит возрастает количество биотита. Наиболее наглядные изменения происходят в глиноземистых метапелитах, и по их ассоциациям биотитовая субфация в данном районе подразделяется на три температурные ступени: пирофиллит-хлоритовую, пирофиллит-хлорит-хлоритоидную и кианит-хлоритоидную [24].

Пирофиллит-хлоритовая ступень. В условиях пирофиллит-хлоритовой ступени метаморфизованы породы юго-восточного склона Лонгдорского поднятия, между реками Богаюкта и Желинда. Пурпольская свита представлена здесь пирофиллит-серицит-хлорит-кварцевыми и пирофиллит-серицит-хлорит-диаспоровыми филлитами, кварцито-песчаниками с серицит-хлорит-гематитовым цементом, изредка с примесью сидерита и анкерита. Характерный признак давней ступени — полное отсутствие хлоритоида и стабильность вместо него пирофиллита с хлоритом любой

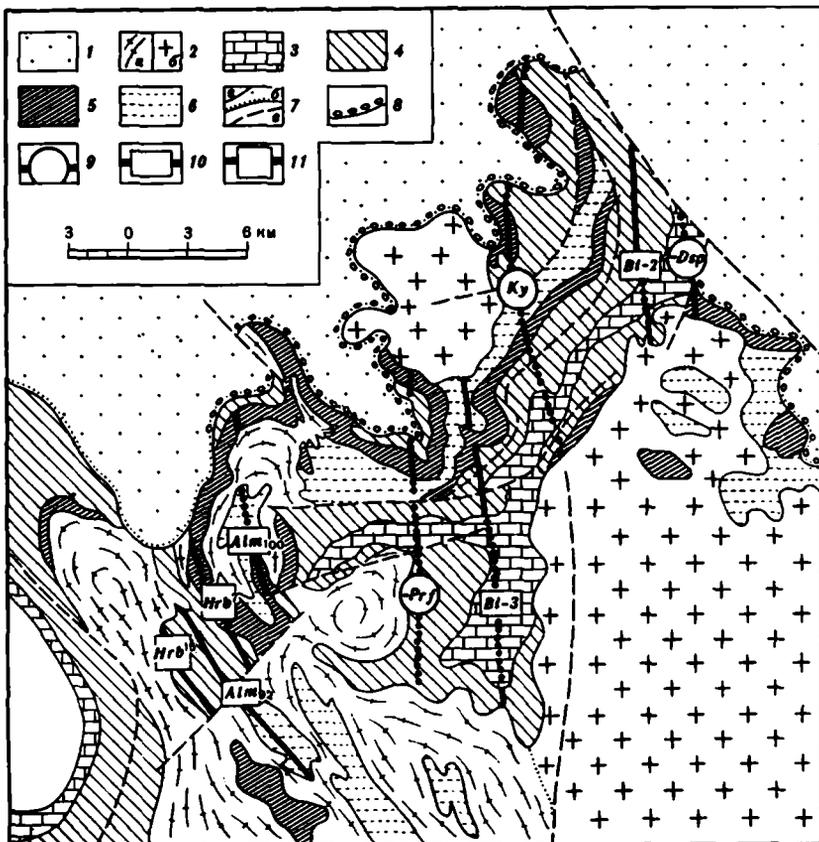


Рис. 19. Схематизированная геолого-метаморфическая карта северной части Лонгдорского поднятия

1 - верхнепротерозойские (рифейские) отложения, патомская серия (хлорит-серицитовая субфация); 2 - раннепротерозойские синметаморфические автхтонные (а) и аллохтонные (б) гранитоиды; 3-6 - метаморфические толщи нижнего протерозоя, тоноско-бодайбинская серия: 3 - бульбухтинская (бодайбокская) свита, кальцит-доломитовые мраморы, 4 - медвежьская, хайвергинская и бугарихтинская свиты, нерасчлененные (истанахская свита), полимиктовые метапесчаники с горизонтом высокожелезистых сланцев, пластинами метадиабазов и пуддингов в основании, углистые карбонатные филлиты в верхней части, 5 - пурпильская свита, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, 6 - ходоканская свита, бедные СаО метаалевролиты; 7 - линии контактов: а - нормальных стратиграфических и интрузивных, б - метаморфического несогласия, в - тектонических; 8 - базальные конгломераты патомской серии; 9-11 - изограды метаморфизма (обозначены символами минералов): 9 - в высокоглиноземистых породах, 10 - в метапесчаниках, метаалевролитах и высокожелезистых сланцах, 11 - в амфиболитах

Таблица 6

Химический состав минералов (в вес.%) из бедных кальцием пород
скового поднятия

Компоненты	Пирофиллит-хлоритовая ступень		Пирофиллит-хлорит-хлори- тондная ступень	
	Д-15	К-84/6	К-78/25	
	<i>Chl</i> *	<i>Chl</i>	<i>Chl</i> *	<i>Chld</i> *
SiO ₂	22,18	24,83	20,51	27,93
TiO ₂	-	0,19	-	-
Al ₂ O ₃	25,92	24,88	27,49	37,09
Fe ₂ O ₃	37,62	2,76	37,78	28,75
FeO		31,56		
MnO	-	0,57	-	-
MgO	3,08	2,72	2,79	0,51
CaO	-	1,26	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	1,48	-	-
H ₂ O ⁺	-	9,32	-	7,02**
C	-	-	-	-
Сумма	88,80	99,57	88,57	100,90
Fe/(Fe+Mg), %	87	87,5	88,5	97
Аналитик		Л.С.Абра- мова		А.И. Гусева

* Данные микрозондовых анализов, "Самеса", MS-46, аналитик
В.А.Боронихин.

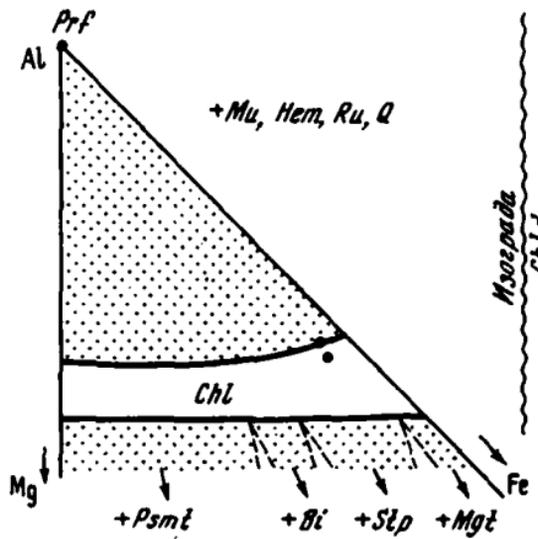
** Частное химическое определение, аналитик Н.И.Степанова.

Парагенезисы: обр. Д-15 - *Chl* + *Prf* + *Mu* + *Q*; обр. К-84/6 - *Chl* + *Prf* +
+ *Mu* (без *Q*); обр. К-78/25 - *Chld* + *Chl* + *Prf* + *Mu* + *Q*; обр. Г-18/26 - *Chld* +
+ *Ku* + *Prf* + *Mu* + *Q*; обр. Г-16/25 - *Chld* ± *Prf* + *Mu* + *Q*; обр. Г-16/37 - *Chld* +

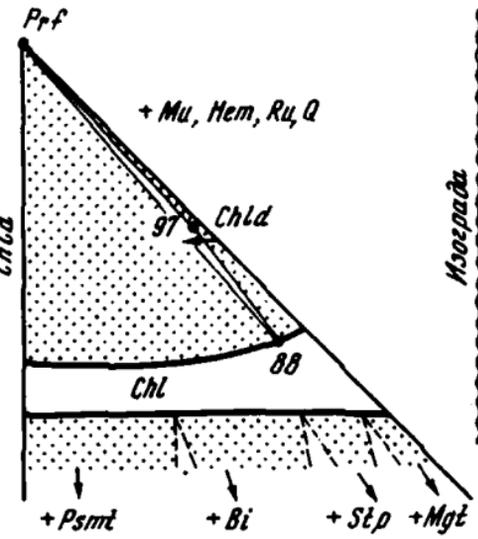
Клианит-хлоритовая ступень					
Г-18/26	Г-16/25	Г-16/37		Д-23	Г-19/6
<i>Chld</i>	<i>Chld</i>	<i>Chld</i>	<i>Mu</i>	<i>Chl</i>	<i>Bi</i>
24,66	25,16	24,06	46,84	23,50	33,13
0,72	1,30	1,09	1,09	0,93	4,35
40,70	38,40	41,51	36,55	19,30	14,85
0,26	1,26	0,70	0,42	6,33	6,05
22,95	23,87	23,51	0,35	35,84	25,45
0,26	0,52	0,13	Не обн.	0,07	Следы
2,79	2,83	2,04	0,76	3,05	2,98
0,30	Не обн.	0,10	0,48	0,40	0,90
0,11	0,06	0,19	1,34	0,06	0,18
0,21	0,24	0,41	8,63	Не обн.	9,04
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18	Не обн.
7,07	6,58	6,78	2,84	9,87	2,66
-	-	-	0,11	-	-
100,03	100,19	100,46	99,41	99,54	99,59
82	83	87		88,5	85,5
А.И. Гусева				Н.И. Сте-	А.И. Гусева
				панова	

+*Ku* + *Mu* + *Q*; обр. Д-23 - *Chl* + *Mgt* + *Q*; обр. Г-19/6 - *Bi* + *Mgt* + *Mikr* + *Pl* + *Q* (ксенолит в гранитах Окаевского массива).

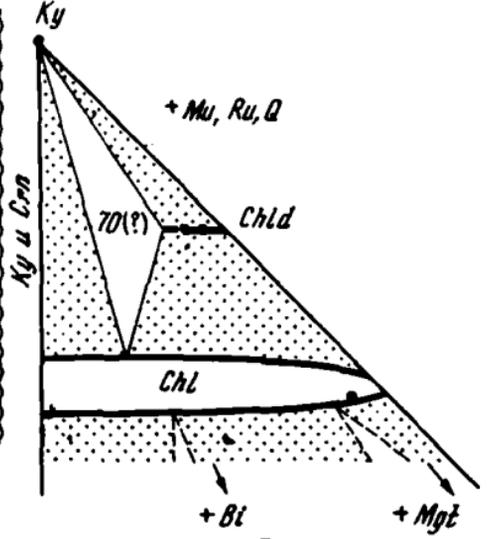
Место отбора проб: Д-15 - р.Еемнях, К-84/6 - левый приток р.Джелинда, К-78/25 - верховья руч.Бестяк, Г-18/26, Г-16/25, Г-16/37, Д-23, Г-19/6 - р. Мал. Холокан.



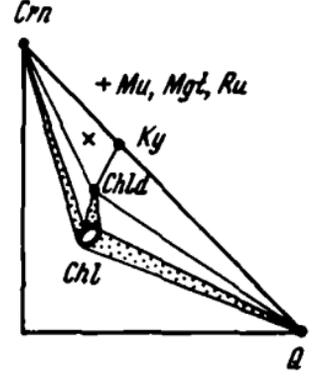
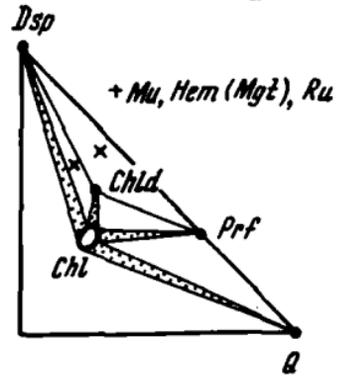
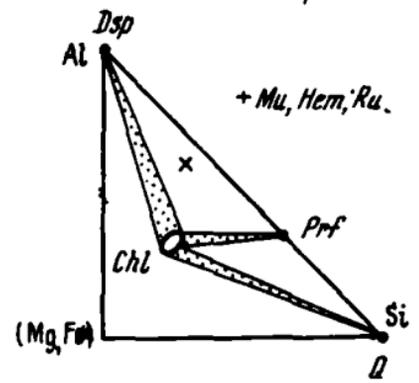
1



2



3



железистости; в бескварцевых породах устойчив диаспор. В табл. 6 приведены результаты анализа двух образцов высокоглиноземистых хлоритов (Д-15, К-84/6) железистостью 87% из пород данной ступени. Они обычно дают чешуйки овальной формы. Дифрактометрия показывает, что они относятся к 7-ангстремному типу (рефлекс при 14 \AA не выражен). Пирофиллит и серицит образуют основную микрозернистую массу сланцев и, судя по интенсивностям базальных рефлексов, находятся в любых количественных соотношениях.

Типичные парагенезисы пород пурпольской свиты показаны на рис. 20, 1 (точки - составы хлоритов из обр. Д-15 и К-84/6, см. табл. 6). В кварцсодержащих филлитах (верхняя диаграмма) главный парагенезис $Ser + Prf + Chl + Q$, в бескварцевых филлитах (нижняя диаграмма) - $Dsp + Chl + Prf + Ser$, с той или иной примесью гематита и рутила. В юго-восточной части поднятия породы как ходоканской, так и медвежьей свит почти полностью эродированы, и поэтому детально их ассоциации не изучены. В метапесчаниках ходоканской свиты, не затронутых контактовым воздействием гранитов, обычные хлорит, серицит, альбит, стильпномелан; биотит довольно редок. Их равновесия показаны на рис. 20, 1 на основании общих соотношений.

В метадиабазах ходоканской свиты преобладает парагенезис $Chl + Ank(Ka) + Ep + Ser + Ab \pm Q$. Актинолит сравнительно редок, но все же встречается в парагенезисе $Act + Chl + Ank(Ka) + Ep \pm Ser + Ab \pm Q$. Судя по анализу (см. табл. 8, обр. Д-15/8), его железистость - 28%, содержание Al_2O_3 - 1 вес. %.

Пирофиллит-хлорит-хлоритоидная ступень. К этой температурной ступени относится метаморфизм пород на участке между р. Желинда и верхним течением р. Бульбухта (северо-восток Лонгдорского поднятия). Ее нижней границей является изограда хлоритоида, которая фиксируется в сланцах пурпольской свиты по появлению мельчайших (0,05-0,1 мм) новообразований или небольших розеток хлоритоида в пирофиллит-хлорит-серицитовых массах; верхней границей является изограда кианита.

Микрозондовые анализы (см. табл. 6, обр. К-78/25) показали, что такие наиболее ранние изоградные хлоритоиды имеют почти чисто железистый состав ($F_{Chld} = 97\%$) и ассоциируют с обычными для пурпольской свиты хлоритами также очень высокой железистости ($F_{Chl} = 88\%$). Вблизи изограды хлоритоид является в сланцах редким минералом, и его устойчивость ограничена сланцами, крайне богатыми железом, тогда как в обычных, несколько более магнезиальных разностях сохраняется обычный для предыдущей ступени парагенезис $Chl + Prf + Q$.

Рис. 20. Парагенезисы высокоглиноземистых кварцсодержащих (вверху) и бескварцевых (внизу) пород биотитовой субфации (пурпольская и медвежьей свиты)

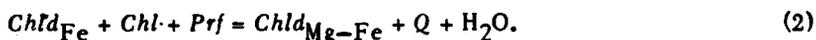
Точки на верхних диаграммах - составы анализированных минералов (см. табл. 6); крестики на нижних диаграммах - реально наблюдавшиеся ассоциации. Ступени равновесия: 1 - пирофиллит-хлоритовая, 2 - пирофиллит-хлоритоид-хлоритовая, 3 - кианит-хлоритоидная

Поэтому в начале ступени железистость хлоритоида составляет 97–100%. и критическим для нее будет парагенезис $Chld_{97} + Chl_{88} + Prf \pm \pm Mu + Q$ (см. рис. 20, 2). В бескварцевых филлитах сохраняется диаспор, и обычен для них парагенезис $Dsp + Chld \pm Chl + Prf + Ser$ (см. рис. 20, 2, нижняя диаграмма).

Истинной изоградой хлоритоида служит реакция появления первых, чисто железистых его разновидностей:



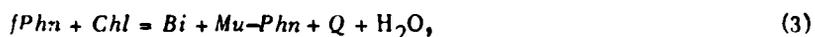
При повышении температуры (к северу, в сторону р. Бульбухта) хлоритоид становится все более распространенным минералом в глиноземистых сланцах, размер его зерен увеличивается, а предельная магнезиальность постепенно нарастает, благодаря эндотермическим реакциям типа



Поэтому критический парагенезис $Chld + Chl + Prf + Q$ по мере роста температуры сдвигается в магнезиальную область, и железистость хлоритоида в нем понижается сначала до 90, а затем до 75–85%. Наиболее обычными в условиях верхней части пиррофиллит–хлорит–хлоритоидной ступени становятся ассоциации $Chld + Prf + Mu + Q$, $Chld + Chl + Mu + Q$, широко развитые в пурпольской свите в северном окаймлении Бульбухтинского массива. Расширение устойчивости и магнезиальности хлоритоидов, благодаря реакциям типа (2) за счет пиррофиллита и хлорита, идет с выделением кварца. Поэтому бескварцевые парагенезисы, в частности с диаспором, становятся в верхах данной ступени более редкими, чем на предыдущей ступени. Наконец, диаспор полностью исчезает, но вместо него появляется корунд – в крайне редких недосыщенных кварцем сланцах (см. рис. 19, изограда исчезновения диаспора).

В северном обрамлении Бульбухтинского массива наряду с пурпольской свитой присутствуют породы ходоканской и медвежьей свит, что дает возможность изучить парагенезисы псаммитовых пород в условиях пиррофиллит–хлорит–хлоритоидной ступени. Как в ходоканской, так и в медвежьей свитах в целом преобладают хлорит–серицит–альбитовые и хлорит–анкерит–серицит–альбитовые металевролиты и метапесчаники без биотита. Однако с ними переслаиваются и биотит–содержащие метапсаммиты, в которых, судя по иммерсионным замерам, устойчив только среднежелезистый биотит. В нескольких шлифах был встречен стильпномелан. Таким образом, в метапсаммитах данной ступени устойчивы парагенезисы $Chl + Mu - Phn \pm Ank + Ab + Q$ (преобладает), $Bi + Chl + Mu - Phn + Ank + Ab + Q$ (более редок) и $Bi + Stp + Chl + Mu - Phn + Ab + Q$ (исключительно редок). Эти ассоциации вместе с пиррофиллит–хлоритоид–хлоритовыми парагенезисами пурпольской свиты показаны на рис. 20, 2.

Как известно, при повышении температуры биотит, первоначально стабильный лишь в наименее глиноземистых метапсаммитах, образуется в породах все более высокой глиноземистости. Это связано с серией реакций типа



в результате которых уменьшается примесь Mg и Fe в мусковит-фенгитах, и в хлорит-серпидитовой массе возникают новообразования биотита. Этим реакциям отвечает изограда Bi-2 на карте метаморфизма (см. рис. 19), фиксирующая границу более широкого, чем на предыдущей ступени, появления биотита в метапесчаниках медвежьей и ходоканской свит. Однако среди метапелитов и филлитов, прослой которых встречаются в обеих свитах, биотит еще неустойчив.

В метабиозитах этих же свит и метапесчаниках туфогенного (?) типа в ходоканской свите устойчив актинолит и парагенезисы $Chl + Ank(Ka) + Ep + Ser + Ab + Q$, $Act + Chl + Ank(Ka) + Ep \pm Ser + Ab + Q$, $Trem + Zs + Ser + Q$.

Кианит-хлоритоидная ступень. Нижней границей данной ступени является изограда кианита, верхней - появление альмандинового графита (Alm_{100}).

Изограда кианита в пурпольской свите проводится по возникновению кианита за счет распада пирофиллита, вследствие реакции



Первые новообразования кианита в пурпольской свите были отмечены на правом берегу р. Бульбухта (напротив устья р. Мал. Ходокан) и в районе сопки Спасательной (в 20 км к северу); следовательно, изограда кианита имеет субмеридиональное направление.

Появление кианита не приводит к немедленному исчезновению пирофиллита. Как можно видеть в шлифах, призмы кианита вырастают в центре пирофиллитовых скоплений. При этом (например, в обнажениях пурпольской свиты на Мал. Ходокан) среди кианитовых сланцев сохраняются участки, где оба минерала содержатся примерно в равных соотношениях. Такое кинетическое сосуществование кианита, пирофиллита и кварца характерно для довольно широкой полосы и изменяется постепенно: количество кианита растет, пирофиллита - уменьшается, и его полное исчезновение отмечено на карте метаморфизма изоградой -Prf (см. рис. 19).

Парагенезисы кианит-хлоритоидной ступени (см. рис. 20) рассмотрим на примере Мало-Ходоканского участка, где развиты ходоканская, пурпольская, медвежьей и бульбухтинская свиты.

В глиноземистых сланцах необычайно широка устойчивость хлоритоида, предельная железистость которого благодаря реакциям типа (2) достигает, по-видимому, 70% (см. рис. 20, 3). Однако парагенезис $Ky + Chld + Chl + Q$, в котором возможны такие магнезиальные хлоритоиды, не был встречен. В обычных кианит-хлоритоидных сланцах без хлорита в парагенезисах $Ky + Chld + Mu + Q$, $Chld + Mu + Q$ железистость хлоритоида составляет 82-87% (см. табл. 6, збр. Г-18/26, Г-16/25, Г-16/37). Самые порсы на этом участке становятся средне- и крупнозернистыми, величина кристаллов кианита и хлоритоида достигает 1-1,5 см.

Альмандины на этой ступени неустойчивы, и вместо них (например, в хлорит-магнетитовом горизонте медвежьей свиты) стабильны крайне железистые хлориты ($F_{Chl} = 88\%$ и более - обр. Д-23, см. табл. 6). Состав этого хлорита нанесен точкой на верхнюю диаграмму рис. 20, 3.

В метаалевролитах ходоканской свиты и в метапесчаниках медвежеской гораздо шире развивается биотит. В частности, он появляется в довольно глиноземистых метаалевролитах ходоканской свиты (изограда $Bi-3$); в которых до этого был неустойчив. Однако и на этой ступени и в ходоканской, и в медвежеской свитах наряду с биотитсодержащими постоянно встречаются, а в основной массе — преобладают хлорит-серицит-альбит-кварцевые и хлорит-анкерит-серицит-альбит-кварцевые метапесчаники. Стильпномелан в серицитсодержащих породах не был обнаружен. Далее на запад, с приближением границы зоны граната, в парагенезисах глиноземистых пород изменений не наблюдается, но в метапсаммитах количество биотита заметно возрастает.

Минеральный состав метабазитов медвежеской свиты меняется мало: их парагенезисы, как и на более ранних ступенях, — $Chl + Ank + Ep \pm Ser + Ab + Q$, $Act + Chl + Ank + Ep \pm Ser + Ab + Q$. Однако зернистость минералов укрупняется, и в некоторых актинолитах (в частности, из метадиабазов Ходокан-Бульбухтинского водораздела) появляется зеленая окраска, указывающая на их обогащение глиноземом и натрием, т.е. на начало превращения в сине-зеленую роговую обманку. Однако настоящие сине-зеленые амфиболы встречаются лишь в начале зоны граната.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация (зона граната)

Низкотемпературная граница данной субфации проводится по изограде альмандина, высокотемпературная — по появлению ставролита, а при отсутствии глиноземистых метапелитов — по появлению в амфиболитах и метапесчаниках граната железистостью ниже 92% [23].

Изограда альмандина (Alm_{100}) в северо-западной части Лонгдорского поднятия выделена по первой находке граната железистостью 99%, образование которого связано с начинающимся разложением железистых хлоритов, устойчивых на предыдущих ступенях [27]. Изоградный парагенезис обнаружен в хлорит-магнетитовом базальном горизонте медвежеской свиты, в среднем течении р. Истанах (см. рис. 6, сечение 8). Гранат ($F_{Gr} = 99\%$) образует отдельные мелкие гомогенные кристаллы, реже каймы в контактах железистого хлорита с кварцем ($F_{Chl} = 92\%$ — обр. Г-48/1, табл. 7).

Парагенезисы этой нижней ступени гранатовой зоны показаны на рис. 21, 1. В глиноземистых сланцах устойчивы ассоциации $Ku + Chld$, $Chld + Chl$, $Ku + Chld + Chl$ (в присутствии мусковита). В метапесчаниках ходоканской и медвежеской свит биотит становится уже вполне обычным минералом, но все же и здесь заметную часть пород составляют безбиотитовые хлорит-серицитовые метаалевролиты (в ходоканской свите) и хлорит-серицит-анкеритовые метапесчаники (в медвежеской свите).

Непосредственно в районе изограды метабазиты в медвежеской свите отсутствуют. Однако в 4 км к юго-западу в хлорит-магнетитовом горизонте встречаются метадиабазы (см. рис. 6, сечение 7), в которых вместо актинолита впервые появляются синева-зеленова-

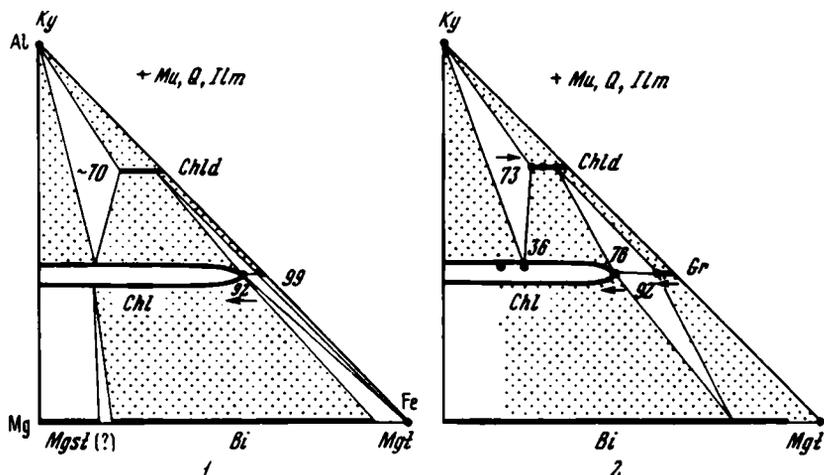


Рис. 21. Парагенезисы нижней (1) и средней (2) ступеней равновесия альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации на Лонгдорском поднятии (ходоканская, пурпольская и медвежовская свиты). Точки - составы анализированных минералов (см. табл. 7)

тые роговые обманки. Они не гомогенны - в пределах единых зерен их окраска меняется от бесцветной до светлой сине-зеленой, причем часто видно обрастание и замещение бесцветной роговой обманки сине-зеленой. Как показывают микронзондовые анализы тех и других амфиболов (см. табл. 8, обр. Д-12/1), эти прогрессивные реакции сопровождаются возрастанием количества Al_2O_3 и Na_2O и повышением общей железистости амфиболов и фиксируют процесс превращения актинолитов, типичных для биотитовой зоны, в глиноземистую роговую обманку. По содержанию Al_2O_3 (7,6-8 вес. %) эти амфиболы занимают промежуточное положение между актинолитами и типичными сине-зелеными амфиболами, которые уже в середине зоны граната (например, на Тонодском поднятии; см. табл. 12) содержат 15-17 вес. % Al_2O_3 . В данном районе изограда таких роговых обманок (Hrb^7 на рис. 19) по температуре очень близка к изограде альмандича (Alm_{100}) и поэтому может считаться нижней границей зоны граната для богатых CaO пород.

Далее на запад, к бассейну р. Нечера, степень метаморфизма нарастает, достигая средних ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. Ходоканская свита в этом районе уже не обнажена. В пурпольской свите по-прежнему стабилен парагенезис $Ky+Chl+Chld+Mu$, в котором железистость хлоритоида - 73, хлорита - 36 (см. табл. 7, обр. Г-39/14); в более магниезных сланцах устойчив парагенезис $Ky+Chl+Mu+Q$ со сравнительно магниезными хлоритами (см. табл. 7, обр. Г-33/9). Магниезность граната увеличивается (см. рис. 21, 2), например в ассоциации с хлоритом его железистость 92% (обр. Г-33/11), что, по аналогии с другими регио-

Таблица 7

Химический состав минералов (в вес. %) из бедных кальцием пород Лонгдорского поднятия

Компоненты	Нижняя ступень				
	Г-48/1		Д-10/11		Г-33/11
	Gr*	Chl	Chl	Mu-Phn	Gr
SiO ₂	36,40	21,48	24,76	46,13	39,30
TiO ₂	0,17	0,13	0,69	0,76	He обн.
Al ₂ O ₃	20,40	21,07	20,75	30,04	18,55
Fe ₂ O ₃	34,00	4,30	12,67	3,70	5,18
FeO		41,16	23,26	2,12	29,05
MnO	3,70	0,19	0,09	He обн.	0,23
MgO	0,22	2,40	4,78	1,04	1,72
CaO	5,20	0,16	0,50	He обн.	5,56
Na ₂ O	-	-	0,41	0,28	-
K ₂ O	-	-	0,01	11,12	-
H ₂ O ⁻	-	He обн.	0,65	He обн.	-
H ₂ O ⁺	-	9,17	10,99	4,75	-
C	-	-	-	-	-
Сумма	100,09	100,06	99,56	99,94	99,53
Fe/(Fe+Mg), %	99	91,5	80		92

Аналитик

А.И. Гусева

Р.Л. Телешова

* Данные микрозондовых анализов, "Самеса", MS-46, аналитики И.П. Лапутина, В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. Г-48/1 - Gr + Chl + Mgt + Q; обр. Д-10/11 - Phn + Chl + Ill + Q; обр. Г-33/11 - Gr + Chl + Mu + Bi + Ill + Q; обр. 3-14/10 - Gr + Chl + Bi + Ill + Q; обр. Г-39/14 - Ky + Chld + Chl + Ill + Q; обр. Д-13/2 - Chld + Ky + Mu + Ru + Q; обр. Г-33/18 - Chld + Chl + Ser + Ill + Q; обр. Г-33/9 - Ky + Chl + Mu + Mgt + Ill + Q.

нами, указывает на условия, пограничные между средней и верхней ступенями субфации [23]. Парагенезисы этой ступени с конкретными составами анализированных минералов из табл. 7 показаны на рис. 21, 2.

Продолжается расширение устойчивости биотита, количество которого в породах возрастает. Например, в метапесчаниках медвежьей и углистых сланцах хайвергинской свит, слагающих правобережье р. Нечера между устьями р. Истанах и руч. Бол. Лонгдор (см. рис. 6,

Средняя ступень					
Г-33/11		З-14/10		Г-39/14	
Chl	Mu	Gr	Bi	Chld*	Chl*
23,75	46,60	39,08	35,23	25,54	26,16
0,03	0,20	0,13	2,34	-	-
20,90	31,75	20,76	17,44	39,22	21,11
6,41	2,51	1,31	2,55	23,20	19,89
32,30	0,72	29,40	19,83		
0,05	0,08	3,69	0,07	0,26	-
6,55	1,95	1,13	9,75	4,77	19,93
Не обн.	0,33	3,88	Сл.	-	0,12
0,02	0,45	-	0,14	-	-
0,27	10,41	-	8,29	-	-
Не обн.	Не обн.	-	Не обн.	-	-
9,70	4,60	-	4,20	-	-
-	-	-	-	-	-
99,98	99,60	99,38	99,84	92,99	87,21
76		94	56	73	36

Р.Л. Телешова

| А.И. Гусева

Место отбора проб: Г-48/1, Д-10/11 - среднее течение р. Истанах; Г-39/14, Д-13/2 - руч. Бол. Лонгдор; Г-33/9, Г-33/11, Г-33/18 - вершина гольца Лонгдор (все из пурпольской свиты); З-14/10 - левый берег р. Нечерь, напротив устья руч. Эхелях (хайвергинская свита).

сечение 7), биотит наблюдается почти во всех разностях пород, а хлорит-серпичитовые ассоциации без биотита сохраняются лишь в наиболее глиноземистых сланцах хайвергинской свиты. Гранат в сланцах встречается не часто, его железистость не ниже 92% (см. например, табл. 7, обр. З-14/10).

В амфиболитах средней и верхней ступеней зоны граната появляются уже типичные сине-зеленые роговые обманки. Они были обнару-

Таблица 7 (окончание)

Компоненты	Верхняя ступень			
	Д-13/2		Г-33/18, Chld	Г-33/9, Chl
	Chld	Mu		
SiO ₂	25,32	47,88	26,00	27,76
TiO ₂	0,43	0,91	0,19	0,17
Al ₂ O ₃	40,09	35,61	40,00	22,90
Fe ₂ O ₃	1,16	0,26	3,80	5,30
FeO	24,24	0,35	21,80	8,48
MnO	0,21	Не обн.	0,05	0,20
MgO	2,46	0,79	1,50	22,26
CaO	Не обн.	0,16	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	0,02	1,11	0,03	0,03
K ₂ O	0,11	8,44	0,08	0,08
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	6,48	4,47	6,80	12,27
C	-	0,08	-	-
Сумма	100,51	100,27	100,25	99,45
Fe/(Fe+Mg), %	85		90,5	25
Аналитик	А.И. Гусева		Р.Л. Телешова	

жены, например, в роговообманково-магнетит-биотит-эпидот-анкеритовых параамфиболитах высокожелезистого горизонта медвежьей свиты, в юго-западном крыле упомянутой выше синклинали (см. рис. 6, сечение 7). Анализы таких же амфиболов этого горизонта из обнажения на р. Нечера (в 0,4 км ниже устья р. Бол. Бугарихта) приведены в табл. 8 (обр. Г-35/3). По высокому содержанию Al₂O₃ (16 вес. %) они относятся уже к типичным чермакитовым роговым обманкам.

Изучение парагенезисов пород всех свит, развитых в правом и левом бортах р. Нечера севернее устья р. Бол. Бугарихта и вплоть до впадения р. Нечера в р. Жуя, показывает, что их метаморфизм во всем этом интервале соответствовал зоне граната. Помимо более или менее обычного присутствия граната, на это же указывают стабильность в породах сине-зеленых роговых обманок и широкое развитие биотита в метапесчаниках и метапелитах.

Заканчивая описание зонального метаморфизма восточной и северной частей Лонгдорского поднятия, можно отметить, что хотя он

отвечает всего лишь двум зонам – биотитовой и гранатовой, внутри них выделяется целая серия изоград, отвечающих глубоким минеральным преобразованиям различных по составу пород. На каждом отдельном участке степень метаморфизма, бластеза и микроструктурной переработки пород ходоканской, пурпольской и медвежевской свит совершенно одинакова.

СТАВРОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ

Породы этой фации развиты на западном склоне Лонгдорского поднятия, на левобережье р. Нечера.

Выделение ступеней равновесия внутри ставролитовой фации обычно основывается на парагенезисах высокоглиноземистых метапелитов [23]. Подобные породы преимущественно в составе пурпольской свиты выходят только на юго-западе поднятия, в зоне высоких ступеней ставролитовой фации, тогда как на северо-западе, где метаморфизм отвечал ее низким ступеням, они отсутствуют. Поэтому ставролит-хлоритоидная и ставролит-хлоритовая субфации не выделяются самостоятельно, а объединены под названием "нижняя ступень ставролитовой фации".

Нижняя ступень ставролитовой фации. Данной ступени соответствует метаморфизм медвежевской, хайвергинской, бугарихтинской, бодайбокканской, божуихтинской и угаханской свит в низовьях р. Бол. Бугарихта и по р. Мал. Бугарихта. Эта ступень непосредственно сменяет зону граната, и их граница проходит примерно по р. Нечера, у устья Бол. Бугарихта.

Пурпольская свита, в породах которой должны были бы наблюдаться ставролит-хлоритоидные и ставролит-хлоритовые ассоциации, в данном районе уничтожена гранитами, которые на левобережье р. Нечера прорывают уже различные горизонты медвежевской свиты. При отсутствии глиноземистых метапелитов на условия низов ставролитовой фации, помимо единичных находок ставролита в хайвергинской свите, указывают стабильность граната железистостью до 86% и его обилие в метапесчаниках и сланцах, широкая устойчивость синезеленых роговых обманок и в то же время устойчивость среднежелезистых хлоритов в ассоциациях с гранатом и роговой обманкой.

Типичные парагенезисы бедных CaO пород: $Bi + Gr_{\leq 90} \pm Chl + Mu + Pl + Q$, $Bi \pm Chl + Mu + Pl + Q$ с резким преобладанием биотита над хлоритом; более обогащенных CaO пород: $Bi + Ep(Zs) + Gr \pm Chl + Mu + Pl + Q$, $Hrb + Gr_{\leq 90} + Bi + Chl + Clz + Pl + Q$, $Hrb + Chl + Ank + Bi + Clz + Pl + Q$; карбонатных пород угаханской свиты: $Ka + Dol + Zs + Hrb + Pl + Mu + Q$, $Ka + Dol + Bi + Chl + Zs + Pl + Q$, $Ank + Bi + Chl + Pl + Q$.

Железистость роговых обманок меняется широко, достигая 70–80%, возможно более. Более железистые роговые обманки имеют густой синезеленый цвет и в ассоциации с клинодоизитом и доизитом содержат до 19 вес. % Al_2O_3 (см. табл. 8, обр. Г-34/4), тогда как магнезиальные амфиболы из той же ассоциации содержат 7–8 вес. % Al_2O_3 и являются почти бесцветными (см. табл. 8,

Таблица 8

Химический состав минералов (в вес. %) из обогащенных кальцием

Компоненты	Биотитовая субфация, Д-15/8, Act*	Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация				Г-34/4
		нижняя ступень, Д-12/1, Hrb*		высокая ступень, Г-35/3		
		бесцветная	зеленая	Hrb	Mu-Pln	
SiO ₂	57,20	51,27	50,11	42,18	46,31	39,95
TiO ₂	-	0,15	0,30	1,15	0,55	-
Al ₂ O ₃	1,06	7,67	8,17	16,30	31,97	19,73
Fe ₂ O ₃	12,54	13,70	14,42	6,91	3,30	28,76
FeO				14,50	0,82	
MnO	0,35	0,27	0,28	0,28	Не обн.	1,02
MgO	18,47	13,87	12,53	5,63	1,40	2,54
CaO	12,63	9,63	10,35	9,19	Не обн.	7,26
Na ₂ O	0,13	1,50	1,72	2,27	1,08	-
K ₂ O	0,05	0,24	0,25	0,53	9,38	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	Не обн.	Не обн.	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	1,40	4,50	-
C	-	-	-	-	-	-
Сумма	102,43	98,30	98,11	100,34	99,31	99,26
Fe/(Fe+Mg), %	28	35,5	39	67		86
Аналитик				Н.И. Степанова		

*Данные микрорентгеновых анализов, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. Д-15/8 - Act+Chl+Ep+Ab±Q+Ilm; обр. Д-12/1 - Hrb+Chl+Ank+Ep+Pl+Q; обр. Г-35/3 - Hrb+Vi+Mgt+Ep+Gr+Mu+Chl+Pl+Q; обр. Г-34/4 - Hrb+Gr+Chl+Clz+Mu+Pl+Q; обр. 3-18/11 - Hrb+Ka+Zs+Chl+Q; обр. 3-16/9 - Vi+Gr+Zs+Mu+Pl+Q; обр. 3-16/2 - Gr+Ank+Pl+Q; обр. 3-7/3 - Hrb+Vi+Zs+Pl+Q+Ilm.

обр. 3-18/11). Гранаты в хлоритсодержащих параамфиболитах имеют железистость до 86 (см. табл. 8, обр. Г-34/4), в более железистых породах без хлорита - 90-96% (см. табл. 8, обр. 3-16/9, 3-16/2).

Характерная особенность данной ступени - широкая стабильность анкерита с кварцем в амфиболитах, карбонатных метапесчаниках и сланцах. Травление шлифов показало, что в породах с железо-магнезиальными фазами анкерит - часто единственный карбонат, а кальцит сравнительно редок.

Кианит-биотит-ставролитовая субфация

Этой субфации соответствует метаморфизм ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской, бугарихтинской и вышележащих свит юго-западного и западного обрамления Лонгдорского поднятия (район оз. Догалдынского, низовья р. Бол. Олонгда и верховья р. Бол. Бугарихта). Критический парагенезис - $Ky+Vi+St+Mu+Q$ - в

пород северной и восточной частей Лонгдорского поднятия

Нижняя ступень ставролитовой фации					Кианит-биотит-ставролитовая субфация		
Г-34/4		3-18/11, Hrb	3-16/9, Gr	3-16/2, Gr	3-7/3		
Hrb	Chl*				Gr	Hrb	Bi
41,77	31,78	52,07	40,83	38,79	-	43,91	37,51
0,58	-	0,17	-	-	-	0,51	1,25
18,70	25,15	7,55	21,44	20,98	-	18,99	19,03
2,32	20,21	0,39	2,21	1,58	28,68	1,39	2,14
13,52		1,28	25,85	28,74		11,48	13,09
0,10	-	Не обн.	1,96	2,08	2,45	0,32	0,14
7,97	19,12	21,53	1,75	0,68	4,55	3,40	12,66
10,60	0,04	13,13	5,75	6,78	7,24	10,75	0,28
1,87	-	1,40	-	-		1,82	0,13
0,40	-	0,14	-	-		0,54	9,27
Не обн.	-	Не обн.	-	-		Не обн.	Не обн.
1,70	-	1,21	-	-		1,40	4,36
-	-	1,06	-	-		-	F = 0,27
99,53	96,30	99,93	99,79	99,68	-	99,51	100,02
52	37	4	90	96	76	46	40
Н.И. Степанова			С.А. Горбачева				

Место отбора проб: Д-15/8 - р. Еемнях; Д-12/1 - водораздел р. Истанах и руч. Бол. Лонгдор; Г-35/3 - правый борт р. Нечера, в 0,4 км к северу от устья р. Бол. Бугарихта; Г-34/4 - р. Бол. Бугарихта, 1 км от устья; 3-18/11, 3-16/9, 3-16/2 - среднее течение р. Мал. Бугарихта; 3-7/3 - р. Бол. Бугарихта, среднее течение.

этой субфации почти исчезает хлорит, железистость граната понижается до 70-75%.

В глиноземистых сланцах пурпильской свиты главный парагенезис $St+Gr+Ky+Mu+Q$ ($\pm Ilm$ или Mgt), реже $St+Ky+Gr+Bi+Mu+Q$. Породы имеют крупно- или гигантозернистую структуру. Внутри крупных кристаллов кианита иногда наблюдаются полоски графита в виде сходящихся небольших розеток, повторяющих формой и размером розетки хлоритоида. Это подтверждает образование кианита и ставролита за счет распада ранее стабильных хлоритоидов.

В перекрывающих пурпильскую свиту биотит-мусковитовых и биотит-гранатовых парагнейсах (бывших метапесчаниках, уже без ясных следов метапсаммитовой структуры) и в таких же парагнейсах ходоканской свиты обычна ассоциация $Bi+Gr+Mu+Pl+Q$ с гранатом железистостью до 75% и иногда с клиноцоизитом. В составе бугарихтинской свиты встречаются сланцы биотит-кианит-гранат-ставролитового

состава с парагенезисом $Bi+Ky+Gr+Mu+Pl+Q$ или $Bi+St+Mu+Pl+Q$. Хлорит редок и встречается главным образом в парагенезисе $Bi+Chl+Mu+Q$.

К группе богатых CaO пород относятся роговообманково-клиноцоизитовые и роговообманково-гранат-клиноцоизитовые амфиболиты: в ходоканской и низах медвежьей свиты – со следами офитовой структуры, а в более верхних свитах – несомненно параамфиболиты. Характерная для них роговая обманка имеет как сине-зеленый, так и обычный зеленый цвет и содержит до 19 вес. % Al_2O_3 , а гранат значительно магниальнее ($F_{Gr} = 72-76\%$, см. табл. 8, обр. 3-7/3), чем в амфиболитах нижней ступени ставролитовой фации. В одном шлифе обнаружен устойчивый парагенезис кианита с клиноцоизитом и роговой обманкой.

В верхних горизонтах бугарихтинской свиты (в предбодайбокской части разреза) и в меньших количествах в ходоканской и медвежьей свиты встречаются биотит-цоизит-мусковит-плагноклаз-кварцевые сланцы. В них нередко происходит резорбция и обратная цоизита каймой довольно основного плагноклаза – прогрессивная реакция, связанная с началом общего ограничения стабильности минералов эпидотовой группы.

По-прежнему, как и в условиях нижней ступени, в карбонатных сланцах и параамфиболитах стабильны анкерит с кварцем. Как известно, устойчивость этой ассоциации ограничена реакцией $Ank(Dol)+Q = Act(Trem) + Ka$. Однако в основных породах ставролитовой фации с кальцитом или без него стабильны только роговые обманки с переменным содержанием Al_2O_3 , обычно более 5 вес. %, а тремолит-актинолиты отсутствуют. Устойчивость вместо них альтернативного парагенезиса $Ank+Q$ может быть связана только с высоким парциальным давлением CO_2 во флюиде, что также является функцией значительной глубинности метаморфизма. Можно предположить, что анкерит с кварцем стабильны вплоть до образования вместо них клинопироксена, появляющегося в следующей, ставролит-силлиманитовой субфации.

Главные парагенезисы основных пород: $Hrb+Clz(Zs) \pm Bi+Pl+Q$, $Hrb+Gr+Clz \pm Bi+Pl+Q$, $Hrb+Ank \pm Gr+Pl+Q$, $Bi+Zs+Ank+Mu+Pl+Q$.

Парагенезисы бедных и богатых CaO пород показаны на рис. 51, 1 и 52, 5. Минеральные ассоциации ходоканской и вышележащих свит, как и во всех других частях региона, совершенно идентичны.

Ставролит-силлиманитовая субфация

К этой субфации относится метаморфизм ходоканской и пурпольской свит в истоках р. Бол. Олонгда (см. рис. 53).

Более высокая степень метаморфизма приводит к появлению силлиманита и клинопироксена и к почти полному исчезновению эпидотовых минералов.

Пурпольская свита представлена гигантозернистыми гранат-силлиманит-кианит-мусковит-биотит-кварцевыми сланцами с подчиненным количеством мусковитовых кварцитов. Силлиманит представлен

призматической и фибролитовой разностями в тесных прорастаниях. Отчетливо видно замещение силлиманитом кианита с краев кристаллов или его пересечение силлиманитовыми иглами. Ставролит встречается реже, чем в предыдущей субфации; он образует мелкие изолированные зерна, но чаще сохраняется в виде небольших включений внутри граната. Очевидно, ставролит находится в стадии разложения на $Bi + Al_2SiO_5 + Gr$, что отвечает верхнему пределу его стабильности.

В подстилающих амфиболитах ходоканской свиты впервые появляется клинопироксен. Роговая обманка имеет только зеленый цвет, а поизиты и клинопоизиты встречаются редко.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОРЕОЛА В РАЙОНЕ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Метаморфическая зональность относится к типичному кианит-силлиманитовому типу. Признаками большой глубинности являются стабильность кианита, широкое развитие сине-зеленых роговых обманок уже в зоне граната, устойчивость редкого парагенезиса $Ky + Zs(Clz) + Hrb + Q$ и в то же время полное отсутствие андалузита и кордиерита.

Стабильность ассоциации $Ank + Q$ вплоть до кианит-биотит-ставролитовой субфации указывает на высокое парциальное давление CO_2 во флюиде.

Смена парагенезисов низкотемпературных зон высокотемпературными постепенная, и во всем ореоле ни в одной из свит не обнаружены следы какого-либо более раннего метаморфизма или же признаки метаморфических несогласий и перерывов. Зональность захватывает все развитые в районе Лонгдорского поднятия и на его внутреннем склоне толщи нижнепротерозойского разреза — от ходоканской до угаханской свит, но не затрагивает базальных и вышележащих свит рифея. Метаморфическая зональность, проявленная в поднятии, прослеживается далее в пределы внутренней зоны, где развиты однообразные образования.

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ НЕСОГЛАСИЕ В ОСНОВАНИИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО (РИФЕЙСКОГО) РАЗРЕЗА НА ЛОНГДОРСКОМ ПОДНЯТИИ

Внешняя зона Патомского нагорья, а также ее часть, примыкающая к зоне поднятий, в частности к Лонгдорскому поднятию, является стратотипической местностью патомской серии верхнего протерозоя (рифея). Стратиграфическое расчленение патомской серии в настоящее время хорошо разработано и освещено в многочисленных публикациях, и нет необходимости приводить здесь ее характеристику. Эти образования будут интересовать нас только постольку, поскольку они являются естественной кровлей более древних образований, на изучение которых были ориентированы наши исследования. Именно поэтому необходимо остановиться на анализе геологических особенностей самых нижних горизонтов патомской серии.

В современной общепринятой схеме строения патомской серии внешней зоны они соответствуют баллаганахской подсерии. В последние годы предпринимались неоднократные, не всегда удачные попытки расчленения подсерии на свиты. Вместе с тем в целом стратиграфический объем баллаганахской подсерии достаточно хорошо определен, так как в ее кровле залегают карбонатные породы марининской свиты, а в подошве — базальные конгломераты.

Баллаганахская подсерия, впервые выделенная В.Н. Махаевым, — это довольно монотонная толща песчаников и гравелитов, среди которых неравномерно распределены подчиненные прослои и пачки углистых алевролитов и сланцев. Как установлено многими исследователями, баллаганахская подсерия в пределах Лонгдорского поднятия несогласно, с конгломератами и аркозовыми песчаниками в основании, налегает на граниты Бульбухтинского и Окаевского массивов, а также на породы ходоканской, пурпольской и медвежьей свит [14, 43]. Наши данные полностью подтверждают эти наблюдения.

Разрезы баллаганахской подсерии подробно описаны в монографии Л.И. Салопы [43] и других работах [14, 17]. Главным свойством этой толщи является ее исключительная монотонность, из-за чего в ней не удается выделить какие-либо далеко прослеживающиеся горизонты. Песчаники в разрезе подсерии преобладают; гравелиты, углистые сланцы, алевролиты дают невыдержанные прослои по всему разрезу вплоть до контакта с марининской свитой, но в целом грубозернистые породы тяготеют к низам подсерии. Обособляется лишь базальная конгломерато-гравелито-аркозовая пачка, но и в ее пределах относительная роль конгломератов и менее грубозернистых пород постоянно меняется.

Изучение степени перекристаллизации рифейских пород показало, что она значительно ниже, чем для подстилающих толщ ходоканской, пурпольской и медвежьей свит, и не превышает хлорит-серицитовую (добьотитовую) субфации зеленосланцевой фации. Рассмотрим в связи с этим ряд конкретных контактов баллаганахской подсерии с подстилающими породами.

На восточном склоне Лонгдорского поднятия баллаганахская подсерия несогласно залегают на породах ходоканской, пурпольской и медвежьей свит или непосредственно на гранитах Бульбухтинского массива. Хотя несогласие в целом хорошо видно на карте, в отдельных обнажениях резкие угловые несогласия практически не наблюдаются.

По всему склону поднятия в основании баллаганахской подсерии развит неравномерный по мощности горизонт конгломератов с гальками хорошей или средней окатанности. В гальке встречаются: мономинеральные или серицитовые кварциты; вишневы хлорит-серицит-пирофиллитовые сланцы пурпольской свиты; свежие хлорит-серицитовые метапесчаники ходоканской свиты; контактово-измененные биотитосодержащие метапесчаники ходоканской свиты со вторичным замещением биотита хлорит-серицит-лейкоксенowymi сростками. Однако основную часть галек составляют все разновидности бульбухтинских гранитов — как свежих, так и интенсивно метасоматически перерабо-

таных, серицитизированных и хлоритизированных. Это обычные микроклин-плагноклаз-мусковит-кварцевые граниты. Для сравнения в некоторых типичных гранитах из галек методом пламенной фотометрии определены содержания щелочей (аналитик С.И. Гундиенкова), которые оказались идентичны гранитам из самого массива (табл. 9).

Цементом конгломератов являются гравелистые серицит-хлорит-микроклин-плагноклаз-кварцевые аркозы как с угловатыми, так и с хорошо окатанными зёрнами полевых шпатов и кварца.

Аркозовые песчаники, вмещающие линзы конгломератов, являются преобладающими породами базальной части баллаганахской подсерии на восточном склоне Лонгдорского поднятия. Они имеют серицит-хлоритовый или карбонат-хлорит-серицитовый цемент, хорошо раскристаллизованный, иногда с углистым веществом. Помимо обломков микроклина, плагноклаза и кварца, в аркозах много крупных кластогенных чешуек пегматоидного мусковита размером от 1-2 до 10 мм со следами упругих деформаций.

Выше по разрезу среди аркозов встречаются прослои светлых или углистых серицит-хлоритовых или карбонат-серицит-хлоритовых алевролитов, сланцев и мелкозернистых песчаников с небольшими окатанными обломками кварца и плагноклаза.

Никаких новообразований биотита или эпидота в цементе не наблюдается. Чешуйки хлорита и серицита хорошо индивидуализированы. Степень перекристаллизации баллаганахских пород и их ассоциации указывают на условия либо высоких ступеней метазенеза, либо хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. Метаморфизм подстилающих ходоканской и пурпольской свит в данном районе отвечал нижней и средней ступеням биотитовой субфации.

Подобный облик и состав имеют базальные горизонты рифей вдоль всего восточного склона поднятия. Их граница непрерывно прослеживается до р. Бульбухта, огибает поднятие с северо-востока и далее выходит в бассейн р. Мал. Ходокан и ручьев Бол. и Мал. Баллаганах. В этом районе контакты баллаганахской подсерии с более древними породами описаны в качестве опорных Т.П. Жадновой [14] и Л.И. Салопом [43].

На северных водоразделах р. Мал. Ходокан породы баллаганахской подсерии с конгломератами в основании с размывом залегают на гранитах Окаевского массива и породах пурпольской и медвежьей свит, образуя пологую синклинальную структуру (см. рис. 6). Впервые она была выявлена Т.П. Жадновой [14] и более детально закартирована О.С. Набровенковым.

Линия контакта в северо-восточном крыле структуры, где конгломераты залегают на Окаевском массиве гранитов, переходит на кварциты пурпольской свиты (см. рис. 6, сечение 1). Здесь в коренном обнажении на склоне левого притока р. Мал. Ходокан наблюдается непосредственный контакт двух толщ. На серицитовых кварцитах нижнего горизонта пурпольской свиты, содержащих пропластки квантит-хлоритовидных сланцев, залегают конгломераты (мощностью около 5 м) с серицит-хлорит-микроклин-альбит-кварцевым цементом. Азимут падения как пурпольских, так и баллаганахских пород почти одинаков.

Таблица 9

Содержание K_2O и Na_2O (в вес. %) в гранитах из галек баллаганакской свиты

№ обр.	K_2O	Na_2O	Место отбора пробы
К-85/9	3,87	4,41	Р. Ченча
Ф-170/16	5,70	3,58	Р. Еемнях
Ф-170/18	5,31	4,22	"
Ф-170/19	6,07	3,52	"
Ф-170/21	6,25	3,50	"
Ф-170/22	5,10	3,23	"

наков - около 230° , углы $20-30^\circ$. В гальке встречены серицитовые кварциты (совершенно идентичные нижележащим) и микроклин-мусковит-плаггиоклазовые граниты Окаевского массива. Гальки плохо окатаны и неотсортированы.

Выше по разрезу расположена монотонная толща гравелитов и аркозовых песчаников. Обломочная фракция представлена угловатыми обломками микроклина, плаггиоклаза, кварца и кварц-плаггиоклазовыми гранитными сростками. Во всех породах много крупных кластогенных чешуек мусковита (размером $0,3-1,5$ см), характерных для окаевских гранитов. Пластинки мусковита, зажатые между зернами полевых шпатов и кварца, упруго изогнуты и имеют характерные следы вздутия и пережима, возникающие при гидрослюдистом переждении мусковита в момент прохождения эпигенетической стадии. Цемент представлен новообразованиями серицита и хлорита, иногда с примесью сидерита и анкерита; биотит совершенно отсутствует.

Выше по разрезу количество микроклина уменьшается. Среди песчаников изредка встречаются пропластки хлорит-серицитовых алевролитов, в которых, в отличие от базальных аркозов, видна сланцеватость.

Степень изменения пород баллаганакской подсерии отвечает хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации.

Далее на юг-юго-восток базальный горизонт баллаганакской подсерии пересекает контакт пурпольской и медвежьей свит, и конгломераты залегают на зеленых сланцах медвежьей свиты (см. рис. 6, сечение 2). Они представлены хлорит-магнетитовыми и биотит-хлорит-магнетитовыми сланцами высокожелезистого горизонта медвежьей свиты, содержащими пласт актинолит-эпидотовых метадиабазов.

На них залегают конгломераты с валунами окаевских гранитов. Цемент конгломератов и вся вышележащая толща представлены микроклин-плаггиоклаз-хлорит-серицит-кварцевыми аркозами с кластогенными, совершенно не ориентированными пластинками мусковита размером до 1 см. Вверх по разрезу аркозы переходят в обычные песчаники и гравелиты с небольшим содержанием микроклина и хлорит-серицитовым цементом. Мощность песчанико-аркозовой пачки около 150 м. Выше по разрезу их сменяет пачка черных углистых хлорит-

серицитовых алевролитов и сланцев, богатых пиритом, с пропластками светлых хлорит–серицит–плагиоклазовых песчаников и гравелитов, с хлорит–серицитовым или анкерит–хлорит–серицитовым цементом. В них также много кластогенного мусковита из окаевских гранитов. Мощность пачки 80 м. Еще выше их вновь перекрывают грубозернистые хлорит–серицит–карбонатные песчаники, часто сланцеватые, с обломками кварца и плагиоклаза.

Во всех разностях пород в данном разрезе цемент представлен хлоритом и серицитом, реже анкеритом и сидеритом. Биотит и эпидот совершенно отсутствуют.

Таким образом, степень метаморфизма рифейских обломочных пород, слагающих синклиналию структуру в истоках р. Мал. Ходокан, отвечает серицит–хлоритовой (добиотитовой) субфации зеленосланцевой фации. Это является резким контрастом в сравнении с подстилающими породами ходоканской, пурпольской и медвежьей свит, метаморфизованными в условиях верхней (кианит–хлоритоидной) ступени биотитовой субфации. Так, в непосредственном контакте с рифейскими аркозами находятся кианит–хлоритоидные сланцы пурпольской свиты (в которых величина зерен кианита и хлоритоида достигает 1,5 см), биотитосодержащие сланцы и метапесчаники медвежьей и ходоканской свит и актинолит–эпидотовые метадиабазы медвежьей свиты.

Вместе с тем присутствие в гальке баллаганыхских конгломератов метаморфических пород ходоканской и пурпольской свит, а также прорывающих их гранитов подчеркивает совпадение метаморфического несогласия с геологическим.

Далее к северо–западу нижняя граница баллаганыхской подсерии протгивается к истокам руч. Мал. Баллаганых, где во врезе ручья вскрыты граниты лонгдорского типа, кварциты и хлоритоид–кианитовые сланцы пурпольской свиты и метапесчаники медвежьей свиты (см. рис. 6, сечение 8). На водоразделах эти породы перекрыты песчаниками рифея. В левом борту долины, на середине склона, наблюдается контакт медвежьей свиты с баллаганыхской. Медвежьеская свита представлена биотит–хлорит–серицит–плагиоклаз–кварцевыми метапесчаниками, обычными для ее средней части. На них залегают толща хлорит–серицит–плагиоклаз–кварцевых песчаников, иногда с анкеритом, совершенно не содержащих биотита. Микроклинсодержащие аркозы в основании баллаганыхской подсерии здесь отсутствуют.

Далее к северу, на водоразделах ручьев Мал. и Бол. Баллаганых, также обнажаются безбиотитовые хлорит–серицитовые песчаники и сланцы баллаганыхской подсерии, но в истоках руч. Бол. Баллаганых, в его врезе, под баллаганыхскими конгломератами вновь выходят породы пурпольской и медвежьей свит. В этом районе несогласное налегание верхнепротерозойской толщи на эти породы и на граниты Окаевского массива описано в работе Л.И. Салопа [43]. На границах, как и в районе р. Мал. Ходокан, залегают конгломераты, аркозы и реголиты, богатые микроклином; выше – обычные песчаники с прослоями филлитов. По данным Л.И. Салопа [43] и нашим наблюдениям, в цементе аркозов и песчаников баллаганыхской подсерии присутствуют только серицит и хлорит, тогда как биотит отсутствует.

Базальная пачка баллаганахской подсерии от истоков руч. Мал. Баллаганах прослеживается на юго-запад, на северные водоразделы р. Истанах. Здесь, в истоке ее притока – руч. Кедровый (см. рис. 6, сечение 5), на кварцитах и кианит-хлоритовидных сланцах пурпольской свиты залегает пачка грубозернистых микроклинсодержащих аркозовых гравелитов с небольшими гальками мусковит-биотитовых гнейсовидных гранитов Лонгдорского массива и мономинеральных кварцитов. Аркозы вверх по разрезу очень быстро сменяются хлорит-серпичит-плагиоклаз-кварцевыми песчаниками; и те, и другие содержат большое количество неориентированных пластинок кластогенного мусковита.

Во всех типах баллаганахских песчаников цемент представлен серпичитом и хлоритом, биотит совершенно отсутствует. Метаморфизм пурпольской, медвежьей и ходоканской свит здесь отвечает уже начальной ступени зоны граната (см. рис. 6).

Далее к юго-западу (см. рис. 6) контакт спускается довольно низко в долину руч. Истанах, но он не обнажен. Ниже по склону, у уреза воды – развалы подстилающих гнейсо-гранитов с многочисленными ксенолитами и скиалитами биотит-эпидот-мусковитовых сланцев медвежьей свиты.

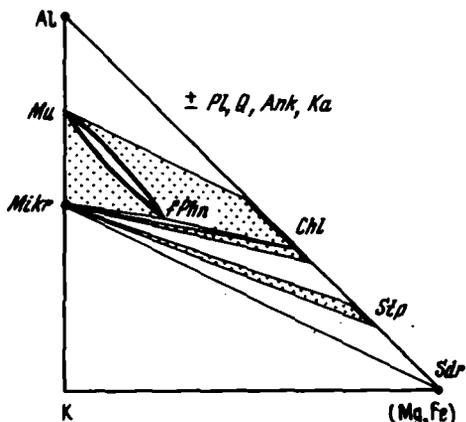
Наконец, на крайнем юго-западе контакт баллаганахских песчаников, залегающих на гранитах, наблюдается в верхней части правого борта долины р. Нечера (см. рис. 6, сечение 6). На водоразделе – развалы и обнажения сланцеватых серпичит-хлорит-плагиоклаз-кварцевых песчаников баллаганахской подсерии с очень редкими чешуями кластогенного мусковита и с прослоями углистых хлорит-серпичитовых сланцев. С приближением к контакту песчаники становятся грубее, в них появляется микроклин, но типичные аркозы выпадают. Новообразования в цементе представлены только хлоритом и серпичитом, биотит отсутствует. Песчаники резко перекрывают развитые ниже по склону биотит-мусковитовые гнейсо-граниты.

Далее к северу граница баллаганахской подсерии проходит на правых водоразделах р. Нечера. Породы этой подсерии залегают либо на гнейсо-гранитах, либо на биотит-мусковитовых и биотит-гранатовых метапесчаниках медвежьей свиты, метаморфизм которых отвечает здесь верхним ступеням зоны граната. Прослеживание в этом направлении баллаганахских песчаников, например в верховьях ручьев Эхеля и Маренда (правые притоки р. Нечера), показало, что они, как и к востоку, по метаморфизму относятся к хлорит-серпичитовой субфации.

Метаморфические критерии при разделении нижнепротерозойских и рифейских толщ на Лонгдорском поднятии

Изучение минеральных ассоциаций баллаганахской подсерии рифея, в частности в местах общепризнанных контактов ее базальных горизонтов с нижележащими толщами, показало, что метаморфизм подсерии не превышал хлорит-серпичитовой субфации зеленосланцевой фации и был практически равномерным, не меняясь по направлению с востока на запад. Можно лишь отметить, что на восточном склоне Лонг-

Рис. 22. Парагенезисы песчаников и сланцев баллаганакской подсерии верхнего протерозоя (рифей) в северной и восточной частях Лонгдорского поднятия



дорского поднятия несколько ниже степень перекристаллизации и рассланцевания баллаганакских пород, но не температура процесса.

Минеральные парагенезисы баллаганакских пород показаны на рис. 22. Поскольку высокоглиноземистые породы в ее составе не известны, изображены только ассоциации терригенных псаммитов и пелитов. Биотит в них не образуется. Вместо него устойчивы альтернативные парагенезисы микроклина с хлоритом, анкеритом и сидеритом, характерные для базальных аркозов, например, в районе р. Мал. Ходокан и руч. Отуваловский. Кроме того, аркозы переполнены крупным кластогенным мусковитом в различной стадии регенерации. В более глиноземистых песчаниках и сланцах стабильна ассоциация хлорита с мусковит-фенгитовой слюдой. Такие парагенезисы указывают на условия добиотитовой (хлорит-сидеритовой) субфации метаморфизма, которая выдерживалась вдоль всего южного и восточного окончаний области развития рифейского комплекса. По-видимому, метаморфизм рифейских толщ должен рассматриваться как типичный метаморфизм погружения.

В то же время в нижнепротерозойском комплексе в зоне непосредственного контакта с рифейскими образованиями метаморфизм меняется от начальных ступеней биотитовой зоны до высокой ступени зоны граната (правобережье р. Нечера), а направление изоград перпендикулярно границе патомской серии рифей. Кроме того, нижнепротерозойские толщи прорваны гранитами, гальки которых, наряду с метаморфическими породами, содержатся в рифейских конгломератах.

Следовательно, геологическая граница рифей и нижнего протерозоя, картируемая обычными методами, является в пределах Лонгдорского поднятия также и резкой метаморфической границей, и наблюдения на этом участке указывают на дорифейский возраст кванц-силлиманитового метаморфизма юга Патомского нагорья.

Необходимо отметить, что Л.И. Салоп [43] при описании разреза баллаганакской подсерии по руч. Бол. Баллаганак указывает на спод.

радикальное присутствие в ней редких чешуек биотита. Эти данные расходятся с нашими наблюдениями относительно всего северного склона Лонгдорского поднятия и в том числе с наблюдениями самого Л.И. Салопа: он указывает, что на контакте рифея с гранитами на руч. Отуваловский полностью отсутствует биотит и заметно более высок метаморфизм пурпольской и медвежьей свит в контакте с баллаганаской подсерией на этом участке [43, с. 230]. В связи с этим можно высказать два предположения. Возможно, в некоторых участках метаморфизм толщ рифея достигал начальных ступеней биотитовой субфации, что не противоречит полученным данным о глубоком метаморфическом несогласии в контакте рифея и нижнего протерозоя и о существовании двух разных типов метаморфизма. Однако более вероятным кажется предположение о том, что по руч. Бол. Баллаганах шире, чем это считается, развиты метапесчаники медвежьей свиты, часто внешне сходные с баллаганаскими, но всегда более сильно метаморфизованные; именно в них появляется биотит. Такие биотитсодержащие метапесчаники медвежьей свиты, перекрытые баллаганаскими песчаниками, были обнаружены (как указывалось выше) в истоке руч. Мал. Баллаганах.

По-видимому, именно сходство медвежьих метапесчаников (особенно из зоны биотита) с баллаганаскими приводило к некоторой путанице и спорным моментам в трактовке геологического строения севера Лонгдорского поднятия. Поэтому следует сформулировать некоторые критерии разделения этих свит в поле и при микроскопическом изучении.

1. Метапесчаники медвежьей свиты, в которых никогда не отмечался калиевый полевой шпат, всегда подстилаются в основании хлорит-магнетитовым горизонтом, согласно лежащим на породах пурпольской свиты. Баллаганаские песчаники между тем несогласно залегают на породах пурпольской, медвежьей, ходоканской свит и на гранитах и почти везде имеют в основании горизонт микроклин-содержащих аркозов.

2. Баллаганаские песчаники почти по всему разрезу свиты содержат большое количество неориентированных пластинок кластогенного мусковита, что никогда не отмечается в медвежьих метапсаммитах.

3. В баллаганаских песчаниках присутствуют гальки микроклин-плагиоклазовых гранитов Лонгдорского поднятия. Медвежьи пуддинги содержат гальки только плагиогранитов, массивы которых не известны в этом районе.

4. Баллаганаские песчаники с размывом залегают на гранитах, тогда как медвежьи метапесчаники этими гранитами прорываются (например, в долине р. Бульбухта) и содержатся среди гранитов в виде ксеонолитов (на р. Мал. Ходокан).

5. Метаморфизм баллаганаской подсерии одинаков на севере поднятия, тогда как метаморфизм медвежьей свиты меняется по направлению с востока на запад.

6. Медвежьей, пурпольской, ходоканской и другие свиты образуют ансамбль складчатых структур, отличающихся от складок баллаганаской подсерии своей ориентировкой и морфологией.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ТОНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ

Изучение парагенезисов всех свит нижнепротерозойского комплекса в районе Тонодского поднятия показало, что они, как и на Лонгдорском поднятии, изменены в условиях одноактного зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа и на каждом участке степень метаморфизма ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской, бугарихтинской и бодайбокканской свит идентична как по температуре, так и по глубинности. Эта одноактность метаморфизма, наряду со стратиграфическим единством указанных свит, является важным доказательством их принадлежности к разновозрастному геологическому комплексу. Рассмотрим степень метаморфизма отдельных свит в различных субфациях более детально.

Метаморфизм нижнепротерозойских толщ района Тонодского поднятия отвечает главным образом биотитовой и альмандин-хлорит-хлоритоидной субфациям зеленосланцевой фации, лишь на ограниченных участках достигая нижних ступеней ставролитовой фации (см. рис. 41).

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ

Биотитовая субфация

Биотитовая субфация занимает по площади два небольших участка — в верховьях рек Кевакта и Желтукта и в истоках рек Саталах и Ниж. Язовая.

В структурном отношении первый участок охватывает осевую зону Тонодского поднятия и его южный склон. Здесь развиты ходоканская и пурпольская свиты, образующие антиклинальную структуру. Второй участок расположен на границе Тонодского поднятия и внутренней зоны. Это западный фланг Саталахско-Хайвергинской синклинали, образованной (в пределах биотитовой зоны) породами ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит.

В обоих случаях биотитовая субфация представлена ее верхней, высокотемпературной ступенью, признаками которой, по наблюдениям как в Патомском нагорье, так и в других регионах [23], являются: стабильность биотита преимущественно в метапесчаниках и отсутствие его в метапелитах; устойчивость актинолита в метабазитах; образование в глиноземистых породах кианита (за счет пиррофиллита) в парагенезисе с хлоритоидом.

Именно такие ассоциации характерны для пород трех свит Кевактино-Желтуктинского участка (см. рис. 3). В ходоканской свите биотит встречается главным образом в метапесчаниках, реже в метаалевролитах, в резко подчиненных, по сравнению с хлоритом и серицитом, количествах; в сланцах биотит отсутствует, и они имеют хлорит-серицитовый состав. Такой литологический контроль стабильности биотита, обусловленный колебаниями отношения $Al/(Mg+Fe)$ в породах, типичен для биотитовой субфации. В пурпольской свите устойчивы

кианит и хлоритоид, причем в кианитсодержащих сланцах наряду с серицитом иногда сохраняются остаточные количества пирофиллита. В высокожелезистом горизонте медвежьей свиты стабильны железистые хлориты с магнетитом при отсутствии альмандина. Для метадиабазов, встречающихся в ходоканской и медвежьей свитах и имеющих совершенно одинаковые облик и парагенезисы, характерны актинолиты, которые к югу, с приближением границы зоны граната, сменяются слабо зеленоватыми амфиболами, промежуточными между актинолитом и сине-зеленой роговой обманкой.

Идентичная ситуация повторяется в западной части Саталахско-Хайвергинской синклинали (истоки рек Ниж. Язовая и Саталах). В метапесчаниках ходоканской и медвежьей свит присутствует переменное количество мелкочешуйчатого биотита (при преобладании хлорита с серицитом), а в метадиабазовых и туфопесчаниках - актинолит, иногда с зеленоватым оттенком. В пурпольской свите устойчивы хлоритоид с кианитом; несмотря на присутствие последнего, среди серицитовой слюдяной фракции кианитовых сланцев дифрактограммы местами обнаруживают присутствие пирофиллита. Биотит также развит в весьма ограниченных количествах, он стабилен в метапесчаниках и гравелитах вышележащих хайвергинской и бугарихтинской свит, но полностью отсутствует в чередующихся с ними сланцах.

Таким образом, в пределах двух рассмотренных участков на Тонодском поднятии ассоциации ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит отвечают одинаковым условиям верхней (кианит-хлоритоидной) ступени биотитовой субфации и до мельчайших деталей сходны с ассоциациями этой же ступени в северной части Лонгдорского поднятия (Ходоканский участок).

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация (зона граната)

Наибольшая площадь в пределах Тонодского поднятия занята метаморфическими породами альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, или зоны граната, с критическим парагенезисом $Gr+Chl+Bi$. Ее температурные рамки следующие: низкотемпературная граница - изограда чистого альмандина, возникающего при распаде железистых хлоритов, высокотемпературная - изограда ставролита (его первое появление в кианит-хлоритоидных сланцах). Как показывает изучение обычных кианит-силлиманитовых метаморфических комплексов, возникающих при давлении 4-7 кбар [23], у высокотемпературной границы данной субфации и внутри нее минимальная железистость граната - не ниже 91-92%, а сосуществующего с ним хлорита - не выше 68-70%. Именно внутри этой субфации впервые появляются куммингтонит и высокоглиноземистая сине-зеленая роговая обманка и происходит окончательное разложение стильпноелана.

Этим критериям, выработанным при изучении кианит-силлиманитовых комплексов различных регионов, отвечают ассоциации ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит из зоны граната на Тонодском поднятии. В качестве примера

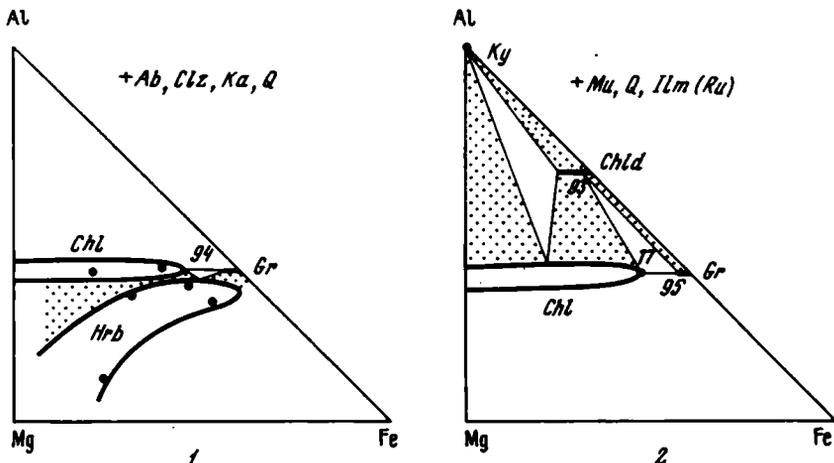


Рис. 23. Равновесия в породах средней ступени альмандин-хлорит-хлоритовой субфации в районе рек Челончен – Бол. Семикачи
 1 – в пара- и ортоамфиболитах ходоканской свиты; 2 – в высокоглиноземистых сланцах пурпальной свиты. Точки и цифры – составы минералов из табл. 10 и 11

рассмотрим два детально изученных участка – в бассейне рек Челончен – Бол. Семикачи и на р. Сиган.

Бассейн рек Челончен – Бол. Семикачи. В этом районе *ходоканская свита* представлена биотит-хлорит-мусковитовыми, двуслюдяными, биотит-цонзит-мусковитовыми, реже гранат-слюдяными метапесчаниками и металавролитами и хлорит-серицитовыми сланцами. Гранат в ходоканской свите сравнительно редок; он образует устойчивый парагенезис $Gr+Chl+Mu+Vi+Q$, в котором железистость граната 92–93%. В табл. 10 приведены результаты анализа граната и сосуществующего с ним хлорита (обр. Д-64/1) из цонзитсодержащего металавролита. Вследствие очень высокого содержания MnO и CaO как в краевой, так и в центральной частях зерна граната железистость его несколько понижена. Для него характерна обычная прогрессивная зональность: от центра к краю снижается (в вес. %) содержание MnO – от 6,9 до 5,2, CaO – от 9,5 до 8,7, содержание MgO повышается от 1,5 до 1,9, а общая железистость уменьшается от 90 до 88%.

Среди металавролитов ходоканской свиты встречаются ортоамфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой и крайне железистым гранатом (обр. Д-53/10, Д-58/16) и параамфиболиты с более магnezийными амфиболами (обр. Ф-402/4, Д-56/4). Результаты их анализа приведены в табл. 10. Так, гранаты имеют железистость 94–96% с типичной прогрессивной зональностью (обр. Д-53/10): от центра к краю зерна понижается (в вес. %) содержание MnO (от 3,9 до 0,5) и CaO (от 7,7 до 6,6) и повышается содержание

Таблица 10

Химический состав минералов (в вес. %) пара- и ортоамфиболитов хлоритондной субфации на Тонодском поднятии

Компоненты	Д-53/10			
	Gr*		Hrb	Chl
	центр	край		
SiO ₂	38,10	38,31	41,04	26,45
TiO ₂			0,80	0,17
Al ₂ O ₃	19,76	20,28	15,79	20,60
Fe ₂ O ₃	30,59	34,14	6,19	5,03
FeO			16,79	26,81
MnO	3,95	0,48	Не обн.	0,21
MgO	0,60	1,09	4,69	9,92
CaO	7,68	6,62	10,76	Не обн.
Na ₂ O	-	-	2,11	0,06
K ₂ O	-	-	0,70	0,14
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,92
H ₂ O ⁺	-	-	1,61	9,00
Сумма	100,68	100,92	100,48	99,31
Fe/(Fe+Mg), %	96,5	94,5	73	64
Минералы	Alm ₆₇ Pr ₂	Alm ₇₆ Pr ₄		
граната	Sp ₉ Gros ₂₂	Sp ₁ Gros ₁₉		

Аналитик

Н.И. Степанова

* Микронзондовые анализы, "Самеса", MS-46, анал. В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. Д-53/10 - Hrb+Gr+Chl+Bi+Ka+Ab+Ilm+Q; обр. Д-58/16 - Hrb+Gr+Ab+Ilm+Sf+Q; обр. Д-56/4 - Hrb+Chl+Bi+Ap+Ka+Q; обр. Ф-402/4 - Hrb+Chl+Clz+Bi+Ank+Ab+Sf+Q; обр. Д-64/1 - Gr+Chl+Bi+Zs+Ab+Q.

Д-53/10	Д-58/16		Д-56/4	
<i>Ka*</i>	<i>Gr</i>	<i>Hrb</i>	<i>Hrb</i>	<i>Chl</i>
	39,44	40,80	52,44	26,48
	0,23	0,64	0,68	Не обн.
	20,65	13,81	4,17	20,82
	18,27	5,31	0,78	1,32
2,47	15,10	20,32	10,34	18,29
Не обн.	1,42	0,10	0,25	0,35
0,50	0,61	4,32	16,51	21,34
52,52	4,01	10,32	12,54	0,24
	-	1,90	0,60	0,06
	-	0,66	0,29	0,16
	-	Не обн.	Не обн.	0,28
	-	2,30	1,90	11,03
	99,73	100,48	100,50	100,37
	96,5	76,5	27,5	34
	$Alm_{80}Pr_3$			
	Sp_4Gros_{13}			

А.И. Гусева

Место отбора проб: Д-53/10, Д-58/16, Ф-402/4 - водораздел р. Челончен и руч. Пологий; Д-56/4, Д-64/1 - р. Челончен, 1,5 км ниже устья руч. Пологий.

Таблица 10 (окончание)

Компоненты	Ф-402/4, Hrb	Д-64/1		
		Gr*		Chl*
		центр	край	
SiO ₂	43,97	38,33	39,15	31,04
TiO ₂	0,93	-	-	-
Al ₂ O ₃	15,28	19,63	19,51	22,59
Fe ₂ O ₃	2,15	23,98	25,56	23,27
FeO	13,57			
MnO	0,16	6,89	5,16	0,26
MgO	9,78	1,53	1,94	16,84
CaO	11,17	9,55	8,73	0,32
Na ₂ O	2,02	-	-	-
K ₂ O	0,32	-	-	-
H ₂ O ⁻	Не обн.	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,05	-	-	-
Сумма	100,40	99,91	100,04	94,32
Fe/(Fe+Mg), %	47	90	88	44
Минералы граната		<i>Alm</i> ₅₂ <i>Pr</i> ₆ <i>Sp</i> ₁₅ <i>Gros</i> ₂₇	<i>Alm</i> ₅₆ <i>Pr</i> ₈ <i>Sp</i> ₁₁ <i>Gros</i> ₂₅	
Аналитик	А.И. Гусева			

MgO (от 0,6 до 1,1), а общая железистость уменьшается от 96 до 94%. Роговые обманки содержат 14-16 вес. % Al₂O₃, но в магнетитовых породах их глиноземистость снижается до 4 вес. % Al₂O₃. Почти всегда присутствует хлорит, равновесный с гранатом и амфиболом; его железистость достигает 64% и выше. На рис. 23, 1 нанесены составы хлоритов, гранатов и роговых обманок из богатых CaO амфиболсодержащих пород ходоканской свиты (при этом из формулы амфиболов вычитались молекулы избыточного альбита). Поскольку минимальная железистость граната из маломарганцовистых пород не ниже 94%, равновесия соответствуют средней ступени зоны граната.

В вулканской свите устойчивы обычные для данной субфации парагенезисы (с серпидитом или без него): *Ky*+*Chld*, *Chld*+*Chl*, *Gr*+*Chl*+*Chl*

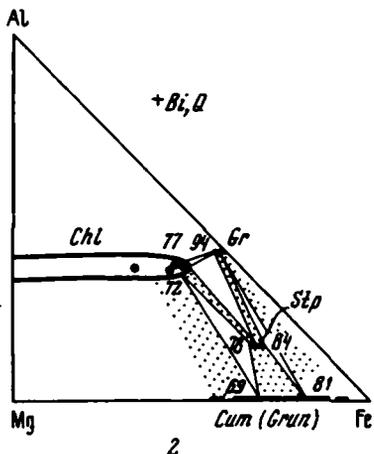
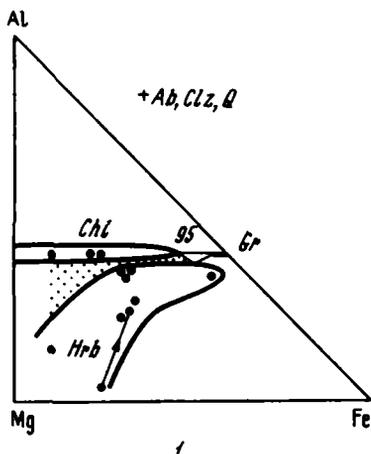
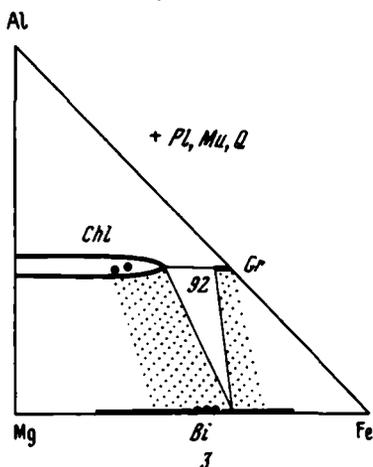


Рис. 24. Равновесия в породах средней (1-2) и верхней (3) ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации медвежьей свиты

1 - в пара- и ортоамфиболитах базального горизонта (стрелкой показано изменение состава при замещении бесцветного амфибола синезеленым в обр. 3-62/7); 2 - в высокожелезистых сланцах базального горизонта; 3 - в метапесчаниках терригенной части свиты



+Chld. В табл. 11 приведен состав хлоритоидов, гранатов и хлоритов из высокоглиноземистых сланцев с гранатом (обр. И-64/25, И-64/26). Железистость гранатов, содержащих очень небольшую примесь Mn и Ca, колеблется от 95 до 99%, что указывает на среднюю ступень зоны граната. Для них характерна прогрессивная зональность (обр. И-64/25): от центра к краю уменьшается содержание (в вес. %) MnO - от 0,5 до 0,2, CaO - от 1,7 до 0,4 и возрастает содержание MgO - от 0,2 до 0,4.

Железистость ассоциирующего с гранатом хлоритоида - 93, а хлорита - 77% (см. рис. 23, 2). Это означает, что гранат в пурпольской свите возникает лишь в высокожелезистых прослоях, тогда как в более магнезиальных сланцах обычны хлоритоид-хлоритовые и кианит-хлоритоидные ассоциации без граната. В критическом парагенезисе $Ku + Chld + Chl$ состав минералов, по-видимому, такой же, как и на Лонгдорском поднятии (см. табл. 7).

Таблица 11

Химический состав минералов (в вес. %) высокоглиноземистых хлоритовидной субфации (Тонодское поднятие)

Компоненты	И-64/25			И-64/26
	Chld	Gr*		Gr
		центр	край	
SiO ₂	24,25	41,30*	42,20	37,18
TiO ₂	1,48	-	-	0,06
Al ₂ O ₃	38,40	20,20	20,40	20,18
Fe ₂ O ₃	2,73	41,30	42,20	3,20
FeO	24,47			35,39
MnO	не обн.	0,46	0,20	0,87
MgO	0,59	0,23	0,41	1,03
CaO	0,05	1,70	0,36	1,74
Na ₂ O	0,09	-	-	-
K ₂ O	0,04	-	-	-
H ₂ O ⁺	7,54	-	-	-
F	-	-	-	-
-F/O ₂				
Сумма	99,64	100,19	100,05	99,65
Fe/(Fe+Mg), %	96	99	98,5	95,5
Минералы граната		Alm ₉₃ Pr ₁ Sp ₁ Gros ₅	Alm _{96,8} Pr _{1,7} Sp _{0,5} Gros ₁	Alm ₈₉ Pr ₄ Sp ₂ Gros ₅
Аналитик	Н.И. Степа- нова		Н.И. Степа- нова	

* Микрозондовый анализ, "Самеса", MS-46, аналитик И.П. Лапутина.

Парагенезисы: обр. И-64/25 - Chld+Gr+Mu+Ilm+Q; обр. И-64/26 - Gr+Chl+Chld+Mu+Ilm+Q; обр. И-18/8 - Chld+Chl+Mu+Ilm+Q; обр. Д-59/14 - Chld+Chl+Mu+Ilm+Q.

сланцев пурпольской свиты из средней ступени альмандин-хлорит-

И-64/26		И-18/8		Д-59/14	
<i>Chl</i>	<i>Chld</i>	<i>Chld</i>	<i>Chl</i>	<i>Chld</i>	<i>Mu</i>
23,90	24,88	24,85	23,70	24,76	47,68
0,16	0,27	Не обн.	0,06	0,05	0,05
21,70	38,75	38,60	23,50	39,67	34,64
4,61	2,68	2,30	3,49	6,22	2,31
31,78	23,84	23,80	28,61	22,05	0,69
Не обн.	0,08	0,34	0,06	0,05	Не обн.
5,88	1,06	1,64	7,93	1,08	0,39
0,50	Не обн.	0,20	0,61	0,24	0,88
0,01	0,06	0,01	0,18	-	0,88
0,01	0,03	Не обн.	0,01	-	10,12
10,90	7,87	7,99	10,94	6,42	2,82
-	-	-	-	-	0,13
			(H ₂ O ⁻ = 0,46)		-0,05
99,45	99,52	99,73	99,55	100,54	100,54
77	93	89,5	69	93,5	

Н.И. Степанова

А.И. Гусева

Место отбора проб: И-64/25, И-64/26 – водораздел рек Бол. и Мал. Семикачи; И-18/8 – левый борт долины р. Хайверга, у устья р. Сиган; Д-59/14 – р. Челончен, у устья руч. Пологий.

Таблица 12

Химический состав минералов (в вес. %) пара- и ортоамфиболитов тоидной субфации (Тонодское поднятие, бассейн рек Челончен -

Компоненты	И-57/18, <i>Hrb</i>	И-57/18а, <i>Gr</i>	К-40/22	
			<i>Hrb</i> *	<i>Chl</i> *
SiO ₂	42,80		46,37	27,14
TiO ₂	0,55		0,60	0,10
Al ₂ O ₃	16,06		15,34	21,79
Fe ₂ O ₃	2,13			
FeO	13,79	37,61	14,96	19,25
MnO	0,19	0,79	0,18	0,19
MgO	8,99	1,06	9,24	17,46
CaO	11,03	4,99	10,69	0,07
Na ₂ O	2,04		2,32	-
K ₂ O	0,36		0,30	-
H ₂ O ⁻	Не обн.		-	-
H ₂ O ⁺	2,11		-	-
Сумма	100,05		100,00	86,00
Fe/(Fe+Mg), %	49,5	95	47,5	38
Минералы гра- ната	<i>Alm</i> ₇₉ <i>Pr</i> ₄ <i>Sp</i> ₂ <i>Gros</i> ₁₅			
Аналитик	Е.И. Ломейко Н.И. Степа- нова			

* Микрозондовые анализы, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. И-57/18 - *Hrb* + *Chl* + *Bi* + *Ank* + *Ab* + *Ilm* + *Q*;
обр. И-57/18а - *Gr* + *Chl* ± *Bi* + *Q* (прослой в амфиболите обр.
И-57/18; обр. К-40/22 - *Hrb* + *Chl* + *Bi* + *Ank* + *Ilm* + *Q*;
обр. 5400-б - *Hrb* + *Chl* + *Clz* + *Ank* + *Ab* + *Q*; обр. 3-62/7 -

нижнего горизонта медвежьей свиты из альмандин-хлорит-хлори-
Бол. Семикачи)

К-40/22	5400-б		3-62/7			
	Ank*	Hrb	Chl	Hrb*		Chl
				бесцвет- ная	зеленая	
-	44,35	26,05	55,81	46,51	26,80	
-	0,53	0,19	0,05	0,32	0,09	
-	15,82	22,56	3,21	11,32	19,71	
-	3,35	1,52			4,58	
9,70	12,66	18,74	10,47	15,42	16,21	
0,77	0,19	0,15	0,17	0,19	0,05	
11,09	8,98	19,40	16,50	11,51	18,30	
33,44	10,61	Не обн.	10,62	10,25	1,45	
-	2,23	0,08	1,22	1,92	0,10	
-	0,30	0,04	0,07	0,24	0,11	
-	Не обн.	0,74	-	-	1,16	
-	1,46	10,91	-	-	10,95	
	100,48	100,38	98,12	97,68	99,51	
33	49	37	26	43	38	

А.И.Гусева

Н.И.Сте-
панова

(Hrb_{бесцв.} + Hrb_{зел.}) + Chl + Ep + Ka + Ank + Ab + Mgt + Q (метадиабаз).
Место отбора проб: И-57/18, И-57/18а, К-40/22 - р. Бол. Се-
микачи; 5400-б - р. Челончен; 3-62/7 - водораздел рек Мал. Се-
микачи и Гаричи.

Таблица 13

Химический состав минералов (в вес. %) стильпноmelансодержащих зонта медвежьей свиты (Тонодское поднятие)

Компоненты	И-63/13			
	Stp*	Cum*	Gr*	
			центр	край
SiO ₂	49,39	47,60	36,8	36,8
TiO ₂	He обн.	He обн.	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	3,74	0,26	20,3	20,8
Fe ₂ O ₃				
FeO	34,05	42,98	30,0	36,1
MnO	0,32	0,34	8,4	2,4
MgO	3,60	5,74	0,67	0,9
CaO	0,07	0,22	3,5	3,3
Na ₂ O	He обн.	He обн.	-	-
K ₂ O	2,94	0,02	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-
Сумма	94,11	97,16	99,72	100,3
Fe/(Fe+Mg), %	84	81	96,5	96
Минералы			Alm ₆₈ Pr ₃	Alm ₈₁ Pr ₄
граната			Sp ₁₉ Gros ₁₀	Sp ₅ Gros ₁₀
Аналитик				

* Микрозондовые анализы, "Cameca", MS-46, аналитики В.А. Боронин, И.П. Лапутина.

Парагенезисы: обр. И-63/13 - Stp + Cum + Gr + Ank + Ilm + Q;
обр. И-63/15 - Stp + Chl + Q; обр. И-63/12 - Cum + Chl + Gr + Bi + Q;

В составе базального высокожелезистого горизонта медвежьей свиты преобладают переслаивающиеся куммингтонит-хлорит-гранатовые, хлорит-гранатовые и роговообманково-хлорит-клиноцоизитовые сланцы и амфиболиты. В них величина зерен граната достигает 2-5 см, а куммингтонита и роговой обманки - 10-15 см, что внешне придает им "высокотемпературный" облик. Однако они содержат обычные для зоны граната хлориты и стильпноmelан, а сами гранаты имеют железистость не ниже 93-94%.

И-63/13	И-63/15		И-63/12	
<i>Ank*</i>	<i>Stp*</i>	<i>Chl*</i>	<i>Cum</i>	<i>Chl</i>
-	47,21	20,90	50,41	25,93
-	Не обн.	Не обн.	0,24	0,22
-	5,40	20,14	Не обн.	19,73
			1,73	6,68
19,01	32,93	37,51	35,62	29,99
1,37	0,23	0,10	0,37	0,07
6,37	4,99	8,34	9,44	7,57
29,48	0,31	0,03	0,44	Не обн.
-	Не обн.	Не обн.	0,04	0,05
-	1,60	0,04	0,10	0,14
-	-	-	Не обн.	2,14
-	-	-	1,23	7,96
	92,67	89,06	99,62	100,48
62,5	78	71,5	69	73

Л.С. Абрамова

обр. Д-63/4 - *Chl* + *Ilm* + *Q*; обр. Д-63/5 - *Gr* + *Chl* + *Bi* + *Mgt* + *Q*.

Все образцы отобраны на руч. Пологий (левый приток р. Челончен).

В роговообманковых пара- и ортоамфиболитах из бассейна рек Челончен и Бол. Семикачи встречаются как синие-зеленые роговые обманки с 11-16 вес. % Al_2O_3 , так и бесцветные актинолитоподобные амфиболы (в магниезиальных породах) с содержанием Al_2O_3 до 3 вес. % (табл. 12). В некоторых шлифах (см. табл. 12, обр. 3-62/7) наблюдаются следы типичной прогрессивно-метаморфической реакции: обрастание бесцветных амфиболов с краев синие-зелеными; при этом на границе разноокрашенных роговых обманок происходит

Таблица 13 (окончание)

Компоненты	И-63/12	Д-63/4, Chl	Д-63/5	
	Gr		Gr	Chl
SiO ₂	-	22,72	39,22	26,07
TiO ₂	-	0,17	0,09	0,15
Al ₂ O ₃	-	22,13	19,96	19,06
Fe ₂ O ₃		4,76	He обн.	10,79
FeO	33,52	33,24	20,28	17,36
MnO	3,19	0,05	15,92	1,28
MgO	1,31	7,01	1,67	12,70
CaO	5,57	0,20	2,27	He обн.
Na ₂ O	-	-	-	0,01
K ₂ O	-	-	-	0,36
H ₂ O ⁻	-	He обн.	-	He обн.
H ₂ O ⁺	-	10,20	-	11,90
Сумма		100,48	99,41	99,68
Fe/(Fe+Mg), %	93,5	75	87,5	54,5
Минералы	<i>Alm</i> ₇₁ <i>Pr</i> ₅		<i>Alm</i> ₄₈ <i>Pr</i> ₇	
граната	<i>Sp</i> ₇ <i>Gros</i> ₁₇		<i>Sp</i> ₃₈ <i>Gros</i> ₇	
Аналитик	Л.С. Абрамова	А.И. Гусева	С.А. Горбачева	

резкий скачок содержания Al₂O₃ от 3 до 11, а Na₂O - от 1,2 до 1,9 вес. %, а также общей железистости - от 26 до 43%. Вследствие сравнительно высокой магнезиальности амфиболитов медвежьевской свиты хлорит в них имеет железистость 37-38%, а гранат отсутствует; он был встречен в тонком (мощностью 3 см) гранат-биотит-хлоритовом прослое среди параамфиболитов и имеет железистость 95% (см. табл. 12, обр. И-57/18). На рис. 24, I нанесены составы роговых обманок, хлоритов и граната из амфиболитов и сланцев нижнего горизонта медвежьевской свиты рек Челончен и Бол. Семикачи и из амфиболитов этого же горизонта у устья р. Сиган. Сравнение с рис. 23, I показывает, что парагенезисы и состав роговых обманок из амфиболитов медвежьевской и ходоканской свит идентичны: все железистые роговые обманки высокоглиноземистые, а магнезиальные - содержат одинаково низкое количество Al₂O₃.

Собственно высокожелезистые породы нижнего горизонта представлены в районе рек Челончен и Бол. Семикачи крупно- и гигантозернистыми куммингтонит-хлорит-гранатовыми и хлорит-гранатовыми сланцами. На руч. Пологий (бассейн р. Челончен) среди них иногда встречается стильпноелан в парагенезисе с гранатом, железистым хлоритом и куммингтонитом. Состав минералов из стильпноелановых и переслаивающихся с ними железистых сланцев приведен в табл. 13. Предельная железистость хлорита в этих породах достигает 75-77%, а его глиноземистость несколько понижена; железистость грюнерита (куммингтонита) - 69-81%. Железистость гранатов как по микрозондовым анализам краевых частей (обр. И-63/13), так и по валовому анализу всего зерна (обр. И-63/12) не ниже 93-94%. Для гранатов всегда характерна прогрессивная зональность, например в кристалле диаметром 2 см (обр. И-63/13) от центра к краю содержание (в вес. %) MnO падает с 8,4 до 2,4, CaO - с 3,5 до 3,3, а MgO возрастает от 0,6 до 0,9 с соответствующим понижением общей железистости. Железистость стильпноелана колеблется от 78 до 84%. В шлифах видно, что многие, даже крупные зерна граната образуют часто не гомогенные кристаллы, а серию сросшихся псевдоморфоз по длинным чешуйкам стильпноелана и хлорита, причем гранат полностью повторяет контуры вытянутых кристаллов той и другой слюды. Наличие подобных псевдоморфоз по стильпноелану, узкие пределы колебания его состава, тонкое переслаивание гранат-куммингтонит-хлоритовых сланцев со стильпноеланом и без него ясно указывают на то, что равновесия на данном участке отвечают высокотемпературному пределу стабильности стильпноелана, после которого он полностью разлагается на ассоциацию $Gr + Cum + Chl$ [25].

На рис. 24,2 по анализам сосуществующих минералов показаны ассоциации куммингтонит-гранат-хлорит-стильпноелановых сланцев нижнего горизонта медвежьей свиты на руч. Пологий (см. табл. 13). Кроме обычных высокожелезистых пород и минералов, необходимо отметить присутствие прослоев высокомарганцовистых, богатых магнетитом хлорит-гранатовых сланцев, на 40% состоящих из мелких зерен высокомарганцовистого граната (см. табл. 13, обр. Д-63/5). За счет того, что Mn^{2+} в таких гранатах замещает ион Fe^{2+} , они имеют искусственно заниженную железистость ($F_{Gr} = 87,5\%$ в обр. Д-63/5), и с ними ассоциирует гораздо более магниезальный хлорит, чем это характерно для обычных гранат-хлоритовых пар из данной субфации. В целом равновесия отвечают средней тупени зоны граната.

В метапесчаниках и сланцах терригенной части медвежьей свиты, перекрывающих высокожелезистый горизонт в междуречье Челончен - Бол. Семикачи, наиболее обычны парагенезисы $Bi + Chl + Mu + Pl + Q$, $Bi + Gr + Chl + Mu + Pl + Q$, а в сланцах - $Chl + Ser \pm Gr \pm Bi + Ilm + Q$ с переменным содержанием анкерита (кальцита), реже клинозоизита. В табл. 14 приведен состав сосуществующих гранатов, хлоритов и биотитов. Гранаты содержат повышенное (но обычное для зоны граната) количество Mn и Ca; их минимальная железистость колеблется от 92 до 95%. Профилирование гранатов на микрозонде

Таблица 14

Химический состав гранатов, хлоритов и биотитов (в вес. %) из ление Тонодского поднятия)

Компоненты	К-35			К-32	
	Gr	Bi	Chl	Gr	
SiO ₂	37,98	33,85	26,84		
TiO ₂	0,10	1,19	0,18		
Al ₂ O ₃	21,65	20,12	22,81		
Fe ₂ O ₃	Не обн.	1,31	2,02		
FeO	28,23	20,19	24,66	27,09	
MnO	3,78	0,03	0,12	5,54	
MgO	1,09	9,80	12,63	0,82	
CaO	6,70	0,30	0,31	7,83	
Na ₂ O	-	0,16	0,19		
K ₂ O	-	8,87	0,09		
H ₂ O ⁻	-	0,34	0,54		
H ₂ O ⁺	-	4,10	9,79		
Сумма	99,53	100,27	100,18		
Fe/(Fe+Mg), %	93,5	55	54	94,5	
Минералы граната	Alm ₆₁ Pr ₄ Sp ₈ Gros ₂₆			Alm ₅₉ Pr ₄ Sp ₁₃ Gros ₂₄	
Аналитик	Л.С. Абрамова				

Парагенезис во всех образцах: Gr + Bi + Chl + Mu + Clz + Ab + Ilm + Q.

Место отбора проб: К-35 - водораздел рек Челончен, Иллигирь и Тимердяк (приток р. Бол. Семикачи); К-32 - левый борт р. Челончен (к северу от устья руч. Встречный); К-38/3 - левый во-

обнаруживает в них обычную прогрессивную зональность. Сосуществующие с ними хлориты имеют железистость 46-54% и выше. Эти ассоциации показаны на рис. 24, 3; они соответствуют, учитывая понижение предельной железистости граната до 92%, переходу от средней к верхней ступени зоны граната.

Таким образом, парагенезисы метасаммитовых, сланцевых, высокоглиноземистых, высокожелезистых и богатых CaO (амфиболитовых) пород ходоканской, пурпольской и медвежьей свит в междуречье

К-32		К-38/3		К-14	
Bi	Chl	Gr	Bi	Gr	Chl
33,05	25,24	39,75	34,20	38,07	-
0,94	0,15	0,12	1,12	-	-
19,80	23,51	21,64	20,75	19,69	-
3,49	1,75	He обн.	2,20		5,26
18,50	22,21	25,85	18,21	24,13	20,92
0,11	0,28	3,42	0,10	7,98	-
11,70	15,73	1,32	10,63	0,63	12,86
0,18	0,33	7,47	0,27	9,65	0,68
0,12	0,02	-	0,16	-	-
6,51	0,10	-	7,49	-	-
0,56	0,46	-	0,48	-	-
5,24	10,39	-	4,19	-	-
100,20	100,17	99,57	99,80	100,06	
51	46	92	52	95	53
		$Alm_{63}Pr_6$ Sp_8Gros_{23}		$Alm_{52}Pr_3$ $Sp_{18}Gros_{27}$	

Н.И. Степанова

дораздел р. Бол. Семикачи, 6 км к северо-западу от устья р. Тимердя; К-14 - левый водораздел р. Тонода, в 6 км к юго-западу от устья р. Бол. Чупок.

Челончен - Бол. Семикачи одинаково указывают на принадлежность к одной и той же альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (зоне граната), точнее к ее верхней и средней ступеням. В табл. 15 приведены некоторые важные для определения фациальных условий константы гранатов, хлоритов и роговых обманок из всех трех свит на этом участке. В любых типах пород (кроме крайне марганцовистых) железистость граната из ассоциации с хлоритом - не ниже 92, обычно 94-96%, и они всегда имеют прогрессивную зональность. Пре-

Таблица 15

Особенности состава сосуществующих гранатов, хлоритов и роговых

№ обр.	Fe/(Fe+Mg), %			F _{общ} , %
	Gr		Chl	
	центр	край		
Ходокайская свита				
(пара- и ортоамфиболиты, гранат-хлоритовые сланцы)				
Д-53/10	96,5*	94,5*	64	73
Д-58/16	96,5			76,5
Ф-402/4				47
Д-56/4			34	27,5
Д-64/1	90	88	44	
Пурпольская свита (высокоглиноземистые сланцы)				
И-64/26		95,5	77	
И-64/25	99*	98,5*		
Медвежевская свита				
Недосыщенные K ₂ O породы высокожелезистого горизонта				
И-45/8	94		75,5	
Д-63/5	87,5		54,5	
Д-63/4			75	
И-63/13	96,5*	96*		
И-63/12	93		73	
Пара- и ортоамфиболиты высокожелезистого горизонта				
И-57/18а	95			
И-57/18				49,5
К-40/22			38	47,5*
5400-6			37	49
3-62/7			38	26*
				43*
Металесчаники терригенной части свиты				
К-35	93,5		54	
К-32	94,5		46	
К-38/3	92			

* Данные микронзондовых анализов.

Роговая обманка			Парагенезис
Al ₂ O ₃ , вес. %	^a Ca	³⁺ ^a VI	

Ходоканская свита

(пара- и ортоамфиболиты, гранат-хлоритовые сланцы)

15,79	29,8	36,4	Gr+Chl+Hrb+Bi+Ka+Ab+Q
13,81	30,0	28,2	Gr+Hrb+Ab+Q
15,28	25,9	25,0	Hrb+Chl+Clz+Bi+Ank+Ab+Q
4,17	12,2	7,0	Hrb+Chl+Bi+Ka+Q Gr+Chl+Bi+Zs+Ab+Q

Пурпольская свита (высокоглиноземистые сланцы)

Gr+Chl+Chld+Mu+Q
Gr+Chld+Mu+Q

Медвежевская свита

Недосыщенные K₂O породы высокожелезистого горизонта

Gr+Chl+Q
Gr_{Mn}+Chl+Bi+Mgt+Q
Chl+Q
Gr+Stp+Cum+Ank+Q
Gr+Chl+Cum+Bi+Q

Пара- и ортоамфиболиты высокожелезистого горизонта

			Gr+Chl±Bi+Q
16,06	27,0	26,6	Hrb+Chl+Bi+Ank+Ab+Q
15,34	29,7		Hrb+Chl+Bi+Ank+Q
15,82	29,0	30,4	Hrb+Chl+Clz+Ank+Ab+Q
3,21		18,7	{ Hrb _{бесцв} } +Chl+Ep+Ka+Ank+ { Hrb _{зелен} } +Ab+Mgt+Q
11,32		26,8	

Метапесчаники терригенной части свиты

Gr+Chl+Bi+Mu+Clz+Ab+Q
Gr+Chl+Bi+Mu+Clz+Ab+Q
Gr+Chl+Bi+Mu+Clz+Ab+Q

Таблица 16

Химический состав минералов (в вес. %) параамфиболитов хлоритовой субфации (Тоидское поднятие, у устья р. Сиган)

Компоненты	И-23/3		И-20а/2	
	Hrb	Cum	Hrb	Chl
SiO ₂	46,63	48,39	44,70	-
TiO ₂	0,36	0,15	0,39	-
Al ₂ O ₃	12,84	2,56	10,86	-
Fe ₂ O ₃	5,45	9,36	6,22	7,90
FeO	18,99	31,34	9,97	14,96
MnO	0,21	0,25	0,17	-
MgO	2,13	5,84	12,41	18,56
CaO	8,69	0,99	10,32	0,43
Na ₂ O	1,42	0,17	1,99	-
K ₂ O	0,50	0,04	0,20	-
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-
H ₂ O ⁺	2,56	0,83	2,42	-
Сумма	99,78	99,92	99,65	
Fe/(Fe+Mg), %	86	79	41,5	40
Аналитик	Н.И. Степанова			

* Микрозондовые анализы, "Сатеса", MS-46, аналитик В.А. Боро-
нских.

Парагенезисы: обр. И-23/3 - Hrb + Cum + Ilm + Q; обр. И-20а/2 -
Hrb + Chl + Bi + Mgt + Ab + Ka + Ap + Q; обр. И-20а/5 - Hrb + Ka +

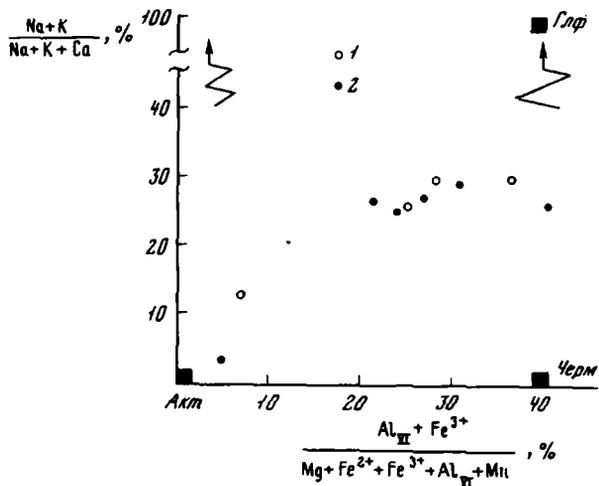


Рис. 25. Кристаллохимические особенности роговых обманок из пара- и ортоамфиболитов медвежьей (1) и ходоканской (2) свит из зоны граната (район рек Челончен - Бол. Семикачи): соотношения щелочности (a_{Ca}) и количества трехвалентных металлов в группе Y (a_{VI}^{3+})

И-20а/2		И-20а/5, Hrb	И-20а/3	
Ka*	Pl*		Hrb	Chl
-	69,26	43,56	51,85	27,86
-	-	0,45	0,06	0,08
-	18,53	12,81	4,98	22,28
-	-	4,60	0,35	1,43
2,25	-	12,22	4,86	9,31
0,59	-	0,17	0,16	0,14
1,59	-	10,38	19,68	26,45
50,30	0,22	11,26	15,74	Не обн.
-	10,77	1,95	0,18	0,01
-	0,03	0,33	0,05	0,01
-	-	Не обн.	Не обн.	1,88
-	-	1,92	1,62	10,58
	98,81	100,25	99,53	100,03
	Ab ₁	47	13	17

Е.И. Ломейко

Л.С. Абрамова

+ $Ank + Clz + Ab + Ilm + Q$; обр. И-20а/3 - $Hrb + Chl \pm Phl + Dol + Ka + Sf + Q$.

Место отбора проб: И-23/3 - каньон р. Хайверга (ниже устья р. Сиган); И-20а/2, И-20а/5, И-20а/3 - устье р. Сиган.

дельная железистость хлорита - 72-77%. Роговые обманки ходоканской и медвежьей свит, имеющие железистость более 40%, содержат повышенное количество Al_2O_3 (11-16 вес. %), а амфиболы железистостью менее 30% - 3-4 вес. % Al_2O_3 . Кроме того, они идентичны по таким важным кристаллохимическим константам [21], как их щелочность или натриевость ($a_{Ca} = 25-30$), и величине a_{VI}^{3+} (20-40), отражающей роль чермакитового минала в амфиболах (рис. 25).

Следует отметить, что породы ходоканской свиты не имеют никаких признаков более раннего метаморфизма. Парагенетически они целиком тождественны вышележащим терригенным породам медвежьей свиты, в метапесчаниках хорошо видны следы псаммитовой структуры, а гранаты имеют обычную прогрессивную зональность.

Таблица 17

Химический состав минералов (в вес. %) высокожелезистых пород ритонидной субфации (Тонодское поднятие, у устья р. Сиган)

Компоненты	И-20			И-20/1
	Gr	Cum	Chl	Gr
SiO ₂	36,88	51,10	23,15	37,02
TiO ₂	0,16	0,08	0,31	0,06
Al ₂ O ₃	20,81	0,62	20,51	22,17
Fe ₂ O ₃	1,48	2,36	4,79	0,64
FeO	33,58	34,71	33,92	29,89
MnO	0,22	0,37	0,08	1,51
MgO	0,45	8,91	6,33	0,95
CaO	6,03	0,45	0,42	7,74
Na ₂ O	-	0,07	0,09	-
K ₂ O	-	0,03	0,07	-
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	1,85	-
H ₂ O ⁺	"	1,29	8,26	-
Сумма	99,61	99,99	99,78	99,98
Fe/(Fe+Mg), %	98	70	77	95
Минералы граната	Alm ₈₀ Pr ₂ Sp _{0,5} Gros _{17,5}			Alm ₆₈ Pr ₄ Sp ₆ Gros ₂₂

Аналитик

Л.С. Абрамова

* Микрозондовые анализы, "Сатеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. И-20 - Gr + Chl + Cum + Q; обр. И-20/1 - Gr + Chl + Bi + Ilm + Q; обр. И-45/8 - Gr + Chl + Ilm + Q; обр. И-23/10 - Gr + Q (котилулярный сланец).

И-20/1	И-45/8		И-23/10	
Chl	Gr	Chl	Gr*	
			центр	край
24,58	37,20	22,67	39,02	39,03
0,07	0,14	0,07	-	-
20,35	20,22	19,49	18,80	19,07
3,99	2,65	5,75		
24,75	32,05	31,68	14,65	16,52
0,06	0,90	0,19	20,62	18,44
13,63	1,22	6,63	0,78	1,15
Не обн.	5,41	0,41	4,27	4,45
0,04	-	Не обн.	-	-
0,05	-	0,06	-	-
0,27	-	0,81	-	-
11,83	-	12,04	-	-
99,62	99,79	99,80	98,14	98,66
54	94	75,5	91	89
	$Alm_{78}Pr_5$ Sp_2Gros_{15}		$Alm_{35}Pr_3$ $Sp_{49}Gros_{13}$	$Alm_{38}Pr_5$ $Sp_{44}Gros_{13}$

Н.И. Степанова

Место отбора проб: И-20, И-20/1 - р. Сиган (у ее устья); И-45/8 - водораздел рек Мал. Семькочи и Гаричи; И-23/10 - каньон р. Хайверга (ниже устья р. Сиган).

Таблица 18

Химический состав гранатов и хлоритов (в вес. %) в парагенезисе по р. Сиган

Компоненты	Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация (зона граната)				
	И-21/6		Л-47/1		Л-45/5, G: [*] (край)
	Gr [*]		Gr [*] (край)	Chl [*]	
	центр	край			
SiO ₂	37,38	36,85	39,81	32,49	35,69
Al ₂ O ₃	19,55	19,61	19,86	23,13	19,98
FeO	28,81	33,32	30,32	23,96	32,94
MnO	5,42	0,76	3,37	He обн.	3,09
MgO	0,94	1,73	1,31	12,86	1,27
CaO	7,07	5,93	6,52	0,13	5,88
Сумма	99,17	98,20	101,19	92,57	98,85
Fe/(Fe+Mg), %	94,5	91,5	93	51	94
Минералы граната	$Alm_{64}Pr_4$ $Sp_{12}Gros_{20}$	$Alm_{74}Pr_7$ Sp_2Gros_{17}	$Alm_{68}Pr_5$ Sp_8Gros_{19}		$Alm_{72}Pr_5$ Sp_7Gros_{16}
Свита	Медвежевская		Хайвергинская		

* Все анализы сделаны на микронзонде "Самеса", MS-46, аналитик В.А.Борнихин.

Парагенезисы: обр. И-21/6 - Gr + Chl + Ser + Bi + Zs + Ab + Ilm + Q;
обр. Л-47/1 - Gr + Chl + Ser ± Clz + Ilm + Q; обр. Л-45/5 - Gr + Chl +

Район р. Сиган. В описанном выше разрезе по р. Сиган и на прилегающем участке р. Хайверга наблюдается согласное залегание пурпольской, медвежевской, хайвергинской и бугарихтинской свит.

Пурпольская свита представлена, кроме кварцитов, обычными кианит-хлоритоидными и хлоритоидными сланцами с редкими прослоями гранат-хлорит-хлоритоидных сланцев, парагенезисы которых на данном участке полностью идентичны таковым в районе рек Челончен и Бол. Семикачи (см. рис. 23, 2). Нами была проанализирована только хлоритоид-хлоритовая пара (см. табл. 11, обр. И-18/8), в которой железистость хлорита - 69, хлоритоида - 89%.

В составе базального высокожелезистого горизонта медвежевской свиты, как обычно, переслаиваются куммингтонит-хлорит-гранатовые, хлорит-гранатовые и роговообманково-хлорит-клиноцоизитовые амфиболиты и сланцы. В роговообманковых параамфиболитах наиболее распространен парагенезис $Hrb + Chl + Clz + Ab \pm Karb + Q$.

$Gr + Chl + Ser \pm Bi + Q$ из гранатовой и ставролит-хлоритовой зон в разрезе

Ставролит-хлоритовидная субфация					
Л-44/3		Л-42/3, Gr* (край)	Л-48/6		Л-48/16, Gr* (край)
Gr* (край)	Chl*		Gr*		
			центр	край	
37,84	30,36	36,78	39,34	39,32	37,54
19,06	24,61	19,77	19,31	19,61	19,09
30,22	29,60	32,79	29,60	34,42	31,95
3,09	0,08	0,20	5,90	Не обн.	0,21
1,42	13,49	2,36	1,06	2,57	2,21
5,76	0,70	5,61	5,84	4,98	6,54
97,39	98,84	97,51	101,06	100,90	97,54
92	54	87,5	94	88	88
$Alm_{70}Pr_6$ Sp_7Gros_{17}		$Alm_{74}Pr_{9,5}$ $Sp_{0,5}Gros_{16}$	$Alm_{66}Pr_4$ $Sp_{13}Gros_{17}$	$Alm_{76}Pr_{10}$ Sp_0Gros_{14}	$Alm_{72}Pr_9$ $Sp_{0,5}Gros_{18,5}$

Бугарихтинская

нижняя подсвита

пачка "шелковистых" гранат-серпичит-ильменитовых сланцев верхней подсвиты

+ $Ser + Bi \pm Clz + Ab + Ilm + Q$; обр. Л-44/3 - $Gr + Chl \pm Ser + Bi + Ab + Q$;
обр. Л-42/3 - $Gr + Chl + Ser + Bi + Clz + Pl + Ilm + Q$; обр. Л-48/6 -
 $Gr + Chl + Ser + Ilm + Pl + Q$; обр. Л-48/16 - $Gr + Chl + Ser + Ank + Pl + Q$.

В табл. 16 приведен состав роговых обманок, хлоритов, а также куммингтонита, железистого кальцита и альбита из этих пород. Железистые амфиболы относятся к глиноземистому типу, а магнезиальные имеют низкое содержание Al_2O_3 (менее 5 вес. %). Их химические особенности и состав сосуществующих хлоритов полностью совпадают с константами этих минералов на Челончен-Семикачинском участке и нанесены на рис. 24, 1.

В переслаивающихся с параамфиболитами гранат-куммингтонит-хлоритовых сланцах на правобережье р. Сиган стилипномелан уже не встречен. Наиболее обычны для этих пород парагенезисы $Gr + Cum + Chl + Mgt(ilm) + Q$, $Gr + Chl \pm Bi + Ilm + Q$, в которых железистость граната - 94-98, сосуществующего с ним хлорита - 54-77, а куммингтонита - около 70% (табл. 17). Хотя составы этих трех минералов здесь такие же, как и в аналогичных по-

Таблица 19

Особенности состава сосуществующих гранатов, хлоритов и рогопо р. Сиган

№ обр.	Fe/(Fe+Mg), %		Chl	F _{общ} , %
	Gr			
	центр	край		

Зона граната

Пурпольская свита

И-18/8 69

Медвежевская свита

Недосыщенные K₂O породы высокожелезистого горизонта

И-20	98	77
И-20/1	95	54

Параамфиболиты высокожелезистого горизонта

И-20а/2		40		41,5
И-20а/5				47,0
И-23/3				86,0
И-20а/3		17		13

Металесчаники терригенной части свиты

И-21/6	94,5*	91,5*
--------	-------	-------

Хайвергинская свита

Л-47/1	93*	51
Л-45/5	94*	

Бугарихтинская свита

Л-44/3	92*	54
--------	-----	----

Ставролит-хлоритоидная зона

Бугарихтинская свита

Л-42/3	87,5*		
Л-48/6	94*	88*	38
Л-48/16	88*		

* Анализы выполнены на микросзонде "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Роговая обманка			Парагенезис
Al ₂ O ₃ , вес. %	^a Ca	³⁺ ^a VI	

Зона граната

Пурпольская свита

Chl+Chld+Mu+Q

Медвежевская свита

Недосыщенные K₂O породы высокожелезистого горизонта

Gr+Chl+Cum+Q

Gr+Chl+Bi+Q

Параамфиболиты высокожелезистого горизонта

10,86

26,8

21,6

Hrb+Chl+Bi+Ab+Mgt+Q

12,81

25,8

23,8

Hrb+Ka+Ank+Clz+Ab+Q

12,84

26,4

41,5

Hrb+Cum+Q

4,98

2,4

5,0

Hrb+Chl±Phl+Dol+Ka+Q

Метапесчаники терригенной части свиты

Gr+Chl+Ser+Bi+Zs+Ab+Q

Хайвергинская свита

Gr+Chl+Ser±Clz+Q

Gr+Chl+Ser+Bi±Clz+Ab+Q

Бугарихтинская свита

Gr+Chl±Ser+Bi+Ab+Q

Ставролит-хлоритоидная зона

Бугарихтинская свита

Gr+Chl+Ser+Bi+Clz+Pl+Q

Gr+Chl+Ser+Pl+Q

Gr+Chl+Ser+Ank+Pl+Q

родах на руч. Пологий (см. табл. 13), отсутствие стильномелана указывает на несколько большую температуру и условия верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритондной субфации (зоны граната), когда вместо стильномелана становится полностью устойчив альтернативный парагенезис $Gr + Cum + Chl$. Здесь также встречены прослой марганцовисто-гранатовых сланцев, состоящих из мельчайших (до 20–100 мкм) зерен спессартин-альмандинового граната и кварца (котилулярные сланцы). В этих гранатах несмотря на их своеобразный состав и размер зерен проявлена обычная прогрессивная зональность: от центра к краю понижается (в вес. %) содержание MnO – от 20 до 18 и повышается MgO – от 0,8 до 1,2 с уменьшением общей железистости от 91 до 89%.

В залегающих выше метапесчаниках и сланцах *жерритенной части медвежьей свиты* и породах *хайвергинской* и *бугарихтинской свит* обычны парагенезисы $Bi + Chl + Ser + Pl + Q$, $Bi + Gr + Chl + Ser + Pl + Q$, $Chl + Ser + Pl + Ilm + Q$ с переменным содержанием анкерита и цоизита. В критической ассоциации $Gr + Chl + Bi + Ser + Q$ железистость гранатов в краевых частях зерен (табл. 18) колеблется от 92 до 94%.

Все гранаты имеют прогрессивную зональность, например в обр. И-21/6 от центра к краю понижается (в вес. %) содержание MnO (от 5,4 до 0,7) и CaO (от 7 до 5,9) и повышается количество MgO (от 0,9 до 1,7) со снижением общей железистости от 94 до 91,5%. Ассоциирующие хлориты имеют железистость до 54% и выше.

В табл. 19 приведены важнейшие константы гранатов, хлоритов и роговых обманок из различных свит в разрезе на р. Сиган. Во всех типах пород железистость граната составляет 92–98%. Несколько более магнезиальный нижний предел состава гранатов, чем в районе рек Челючен – Бол. Семикачи, отсутствие стильномелана и в то же время близкая максимальная железистость хлорита (69–77%) указывают на то, что метаморфизм пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит в районе р. Сиган отвечает верхней ступени зоны граната и также является одноактным. Состав роговых обманок и в железистой, и в магнезиальной областях полностью совпадает с составом амфиболов Челючен–Семикачинского междуречья.

Рассмотренные два участка показательны для всего Тонодского поднятия. Такое же соответствие фазовых равновесий и степени метаморфизма всех свит нижнепротерозойского комплекса наблюдается на всей площади зоны граната.

СТАВРОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ

Ставролит-хлоритондная субфация

Эта субфация, маркирующая термальную антиклиналь, развита главным образом во внутренней зоне нагорья, лишь небольшим языком протягиваясь в сторону поднятия (бассейн рек Таймендра, Трехреч-

ка и Бол. Патом) (см. рис. 17). Она соответствует самой низкой ступени ставролитовой фации, ее признаком служит появление первых ставролитов в парагенезисе с хлоритоидом, кианитом и гранатом, т.е. исключительно в высокоглиноземистых метапелитах [23]. В обычных, менее глиноземистых метапелитах и метапесчаниках ставролит в этой субфации еще неустойчив. В них переход от зоны граната к ставролит-хлоритоидной субфации устанавливается довольно легко по повышению в связи с ростом температуры предельной магнезиальности граната. Например, в парагенезисе $Gr + Chl + Bi + Q$ железистость граната достигает 84–87% (в зоне граната – не ниже 92%); одновременно в анкерит-хлоритовых метапесчаниках шире развиваются роговая обманка и гранат, и они превращаются в цоизитовые или гранатовые параамфиболиты.

Характерным примером равновесий данной субфации является район р. Бол. Патом (от устья руч. Бол. Котлы на юго-восток, в бассейн его правых притоков – рек Трехречка и Таймендра), где обнажаются породы ходоканской, пурпольской, медвежевской, хайвергинской и бугарихтинской свит (см. рис. 17). Результаты анализов некоторых минералов из этого участка приведены в табл. 20; для сравнения дан состав гранатов из соседней зоны граната (левобережье р. Бол. Патом).

В ходоканской свите в ставролит-хлоритоидной зоне (небольшой выход между устьями ручьев Бол. Котлы и Шумный) встречаются биотит-хлорит-серицитовые (иногда с гранатом) метапесчаники и сланцы, биотит-эпидот-хлоритовые туфопесчаники и плагиокератофиры и метадиабазы с сине-зеленой роговой обманкой. Железистость граната, по иммерсионным замерам, 85–95%.

В вышележащей пурпольской свите (в 2–3 км к северу от устья руч. Бол. Котлы) преобладают парагенезисы $Ky + Chld + Q$, $Chld + Gr + Q$. Однако среди кианит-хлоритоидных сланцев обнаружены новообразования ставролита железистостью 90% (см. табл. 20, обр. Л-30/4). Сравнительно небольшое количество ставролита и малый размер его зерен указывают на условия ранней ступени ставролит-хлоритоидной субфации, связанной с началом смены парагенезиса $Ky + Chld$ на $St + Chld$.

В высокожелезистом горизонте медвежевской свиты (р. Бол. Патом, в 2 км ниже устья руч. Шумный) встречаются куммингтонит-хлорит-магнетит-гранатовые сланцы и роговообманковые (иногда с гранатом) пара- и ортоамфиболиты. Анализ минералов из высокожелезистых сланцев (см. табл. 20, обр. Л-27/3) показал, что гранат в них имеет железистость 95%, в то время как сосуществующие с ним хлорит и куммингонит – соответственно 63 и 61%, т.е. они становятся более магнезиальными, чем в зоне граната (ср. с табл. 17). В метапесчаниках терригенной части медвежевской свиты устойчивы парагенезисы $Bi + Chl + Ser + Q$, $Bi + Chl + Ser + Zs + Q$, $Gr + Bi + Chl + Ser + Q$ с гранатом железистостью 85–90% (иммерсионные замеры).

Таблица 20

Химический состав минералов (в вес. %) бедных CaO пород тоидной зон на южном склоне Тонодского поднятия (бассейн

Компоненты	Альмандин-хлорит-хлоритоидная зона			
	Л-32/4			Л-67, Gr (край)
	Gr		Chl	
	центр	край		
SiO ₂	36,92	37,30	24,73	37,45
Al ₂ O ₃	19,75	20,07	20,37	20,05
FeO	28,39	34,67	26,73	25,16
MnO	7,20	1,07	Не обн.	8,52
MgO	1,24	1,86	14,67	1,34
CaO	6,17	5,46	Не обн.	6,28
Сумма	99,67	100,43	86,50	98,90
Fe/(Fe+Mg), %	93	91,5	51	91,5
Минералы граната	<i>Alm</i> ₆₂ <i>Pr</i> ₅ <i>Sp</i> ₁₆ <i>Gros</i> ₁₇	<i>Alm</i> ₇₆ <i>Pr</i> ₇ <i>Sp</i> ₂ <i>Gros</i> ₁₅		<i>Alm</i> ₅₇ <i>Pr</i> ₆ <i>Sp</i> ₁₉ <i>Gros</i> ₁₈
Свита	Бугарихтинская (пачка "шелковистых" сланцев верхней подсвиты)			Медвежевская

Все анализы сделаны на микрозонде "Сатеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. Л-32/4 - Gr + Chl + Ser + Ab + Ilm + Q;
обр. Л-67 - Gr + Chl + Bi + Ser + Ab + Ilm + Q; обр. Л-27/3 - Gr + Cum + Chl + Bi + Mgt + Q; обр. Л-30/4 - St + Chld + Ky + Ilm + Q;
обр. Л-19 - Gr + St + Chld + Mu + Ilm + Q.

Далее на юго-восток внутри ставролит-хлоритоидной субфации наблюдается некоторое повышение температуры, что выражается, в частности, в укрупнении кристаллов хлоритоида и ставролита, иногда достигающих 1-2 см. Для хайвергинской свиты характерны парагенезисы Gr + Bi + Chl + Ser + Pl + Q, Bi + Chl + Ser + Pl + Q в метапесчаниках и St + Chld + Gr + Ser + Q, Gr + Ser + Chl ± Bi + Q в сланцах. Часто встречаются прослой гранат-хлорит-роговообманково-

альмандин-хлорит-хлоритоидной (гранатовой) и ставролит-хлорит-р. Бол. Патом)

Ставролит-хлоритовая зона

Л-27/3			Л-30/4	
<i>Gr</i>	<i>Cum</i>	<i>Chl</i>	<i>St</i>	<i>Chld</i>
37,50	49,19	22,42	30,21	25,45
19,57	0,61	20,37	53,94	38,15
33,05	34,46	34,91	13,72	26,50
4,15	0,81	0,25	0,22	0,67
0,97	12,38	11,39	0,87	1,46
5,33	0,31	Не обн.	0,03	0,03
100,57	97,76	89,34	98,99	92,26
95	61	63	90	91
<i>Alm</i> ₇₂ <i>Pr</i> ₄				
<i>Sp</i> ₉ <i>Gros</i> ₁₅				

Медвежовская (нижний горизонт высокожелезистых сланцев)

Пурпольская

Место отбора проб: Л-32/4 - северный борт р. Саталах (у ее устья); Л-67 - верховье руч. Бол. Котлы; Л-27/3 - левый борт р. Бол. Патом, 2 км ниже устья руч. Шумный; Л-30/4 - левый борт р. Бол. Патом, 2 км ниже устья руч. Бол. Котлы; Л-19 - северный водораздел р. Таймендра, в 8 км от р. Бол. Патом.

цоизитовых параамфиболитов с парагенезисом $Hrb + Gr + Chl \pm Bi + Zs \pm Pl + Ilm(Ru) + Q$, в которых железистость граната 85-88% (иммерсионные замеры).

Аналогичны метаморфические ассоциация бугарихтинской свиты. В составе ее нижней подсвиты ("шелковистые" сланцы) в нижнем течении р. Таймендра также встречены прослой ставролит-хлоритоид-гранат-серицитовых сланцев с крестообразными двойниками став-
9. Зак. 1761

Таблица 20 (окончание)

Компоненты	Ставролит-хлоритоидная зона			
	Л-19			
	Gr		St	Chld
	центр	край		
SiO ₂	38,78	39,36	28,57	26,69
Al ₂ O ₃	20,26	20,16	53,90	37,46
FeO	34,32	37,05	11,75	22,04
MnO	4,03	0,28	-	-
MgO	2,35	3,32	1,84	3,82
CaO	2,53	1,55	0,21	0,18
Сумма	102,77	101,72	97,69	90,19
Fe/(Fe+Mg), %	89	86	78	77
Минералы граната	<i>Alm</i> ₇₅ <i>Pr</i> ₉ <i>Sp</i> ₉ <i>Gros</i> ₇	<i>Alm</i> ₈₂ <i>Pr</i> ₁₃ <i>Sp</i> ₁ <i>Gros</i> ₄		
Свита	Бугарихтинская (пачка "шелковистых" сланцев верхней подсветы)			

ролита размером до 1,5 см. Гранат в них (см. табл. 20, обр. Л-19) образует хорошо ограненные ромбодекаэдры с резко выраженной прогрессивной зональностью: содержание (в вес. %) MnO от центра к краю падает от 4 до 0,3, CaO - от 2,5 до 1,5, а MgO - возрастает от 2,3 до 3,3. Общая железистость граната снижается от 89 (центр) до 86% (край). Сосуществующие с ним ставролит (обогащенный цинком) и хлоритоид имеют железистость соответственно 78 и 77%.

Таким образом, и в ставролит-хлоритоидной субфации в районе р. Бол. Патом степень метаморфизма ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит одинакова.

Во внутренней зоне Патомского нагорья (см. рис. 41) ставролит-хлоритоидная субфация захватывает значительную площадь в области развития главным образом хайвергинской и бугарихтинской свит. Диагностика субфации проводится как по находкам пары

St + Chld в метапелитах, так и по снижению предельной железистости граната во всех парагенезисах до 85–88, а хлорита – до 45–60%.

Изучение состава сосуществующих гранатов и хлоритов имеет в данном случае решающее значение. Это связано с тем, что глиноземистые метапелиты, в которых могут быть встречены ставролит и хлоритоид, очень редки в хайвергинской и бугарихтинской свитах, а в метапелитах и метапесчаниках пониженной глиноземистости, составляющих основную часть разреза, ведущую роль играют парагенезисы, характерные и для зоны граната (например, $Gr + Chl + Bi + Ser + Q$, $Bi + Chl + Ser + Q$, $Hrb \pm Gr + Chl \pm Ank + Zs + Q$ и т.д.), но с иным составом минералов.

Например, в верховьях р. Сиган, с переходом от гранатовой к старолит–хлоритоидной субфации железистость граната в парагенезисе $Gr + Chl + Ser + Q$ понижается с 92 до 87–88% (см. табл. 18).

Гранаты приобретают еще более резкую прогрессивную зональность. В обр. Л–48/6 от центра к краю содержание (в вес. %) MnO падает от 5,9 до 0, MgO – возрастает от 1 до 2,6, а общая железистость понижается с 94 до 88%. Такие же изменения происходят и в породах основного состава. Например, в маркирующем горизонте гранат–цонзитовых амфиболитов из нижней подсвиты бугарихтинской свиты (см. рис. 3) гранаты имеют такую же прогрессивную зональность (табл. 21) и железистость в краевой части 85–86%. Роговые обманки по химизму близки к амфиболам зоны граната, но хлориты более магnezиальные в связи с продолжающимся распадом наиболее железистых их разновидностей.

Кианит–биотит–ставролитовая и ставролит–хлоритовая субфации

Метаморфизм центральной части термальной антиклинали во внутренней части Патомского нагорья отвечает высоким ступеням ставролитовой фации. Для нее характерны парагенезисы $St + Chl + Mu$, $Ky + St + Bi + Gr + Mu$, что указывает на условия ставролит–хлоритовой и кианит–биотит–ставролитовой субфаций [23]. Границу между ними в северной части термальной антиклинали (истоки рек Хайверга, Тонода, Мал. Чипикет, Луктах) провести довольно трудно из-за редкой встречаемости глиноземистых пород, и поэтому они на карте метаморфизма объединены в одну зону (см. рис. 41). Судя по устойчивости хлорита и большой редкости кианита в ассоциации с биотитом, в северной части структуры преобладает ставролит–хлоритовая субфация.

Переход к ней от ставролит–хлоритоидной субфации постепенный и выражается в исчезновении хлоритоида, а также в повышении магnezиальности граната и хлорита. В бедных CaO мусковитсодержащих метапелитах и метапесчаниках железистость граната понижается до

Таблица 21

Химический состав минералов (в вес. %) из гранат-цойзит-роговообманкового горизонта бутариктинской свиты в ставролит-хлоритовой субфации (бассейн рек Тонда и Турах)

Компоненты	К-92/4				К-92/3, Gr* (край)	К-100, Hrb
	Gr*		Hrb*	Chl*		
	центр	край				
SiO ₂	37,73	37,90	45,64	30,68	37,58	43,17
TiO ₂	-	-	0,36	0,07	-	0,57
Al ₂ O ₃	19,22	19,34	17,68	26,22	19,58	17,83
Fe ₂ O ₃						2,45
FeO	28,12	29,93	12,01	18,98	27,47	11,08
MnO	3,90	1,37	0,10	0,08	3,87	0,08
MgO	1,74	2,98	10,07	19,79	2,45	9,75
CaO	7,92	7,36	10,02	0,17	7,74	10,82
Na ₂ O	-	-	1,58	0,18	-	1,69
K ₂ O	-	-	0,29	-	-	0,45
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	0,08
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	2,05
Сумма	98,63	98,88	97,75	95,77	98,69	100,02
Fe/(Fe+Mg) %	90	85	40	35	86	43
Минералы граната	Alm ₆₂ Pr ₇ Sp ₉ Gros ₂₂	Alm ₆₅ Pr ₁₂ Sp ₃ Gros ₂₀			Alm ₆₀ Pr ₉ Sp ₉ Gros ₂₂	
Аналитик						Е.И.Ло- мейко

* Микрозондовые анализы, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронинкин.

Парагенезисы: обр. К-92/4 - Gr + Hrb + Chl + Zs + Pl + Ru + Q; обр. К-92/3 - Gr + Hrb + Zs + Pl + Ru + Q; обр. К-100 - Gr + Hrb + Zs + Pl + Ru + Q.

Место отбора проб: К-92/4, К-92/3 - водораздел рек Турах и Челончен; К-100 - р. Тонда, в 3 км выше устья р. Турах.

80-84, а ассоциирующего с ним хлорита - до 40-45%. Главные парагенезисы - Gr + Bi ± Chl + Mu + Q, St + Chl + Bi + Mu + Q, Bi + Chl + Mu + Q. В богатых CaO породах сохраняются анкерит с кварцем, а в параамфиболитах устойчивы ассоциации Hrb + Gr ± Chl + Zs + Pl + Q, Hrb + Cum + Gr ± Chl + Pl + Q с гравитом железистостью 72-75%. Среди них встречается очень редкий парагенезис Gr + Hrb + Cum + St + Chl + Pl + Q, в котором ставролит и куммингтонит сосуществуют в стыках друг с другом. Состав минералов из этой ассоциации (обр. К-108/1а) приведен в табл. 22:

Таблица 22

Химический состав минералов (в вес. %) из гранат-амфиболовых пород высокой ступени ставролитовой фации (бассейн рек Хайверга и Луктах).

Компоненты	К-108/1а				К-108/3	
	Gr* (край)	Hrb	Cum	Chl	Hrb	Chl
SiO ₂	39,31	44,97	54,99	27,06	45,41	27,30
TiO ₂	-	0,69	0,14	0,23	0,70	0,12
Al ₂ O ₃	20,85	15,49	2,16	22,10	15,11	22,84
Fe ₂ O ₃	30,42	2,46	2,97	4,28	2,02	2,47
FeO		10,74	18,97	14,44	11,23	16,49
MnO	0,30	0,09	0,26	0,12	0,08	0,12
MgO	6,30	11,67	19,48	19,60	11,06	19,47
CaO	4,13	10,53	Не обн.	0,20	10,50	Не обн.
Na ₂ O	-	1,76	0,17	0,09	1,70	0,10
K ₂ O	-	0,15	0,08	0,05	0,13	0,08
H ₂ O ⁻	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	Не обн.
H ₂ O ⁺	-	1,76	1,24	12,01	1,61	10,82
Сумма	101,31	100,31	100,46	100,18	99,61	99,81
Fe/(Fe+Mg), %	73	38	38	34,5	39,5	35
Минералы	Alm _{64,5} Pr ₂₄					
граната	Sp _{0,5} Gros ₁₁					
Аналитик	Н.И. Степанова				Е.И. Помейко	

* Микрозондовый анализ, "Самса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. К-108/1а - Gr+Hrb+Cum+Chl+Pl+Ru+Q; обр. К-108/3 - Gr+Hrb+Chl+Pl+Ilm+Q.

Место отбора проб: левый борт долины р. Луктах, в 5 км от р. Хайверга.

гранат в краевой части имеет железистость 73, хлорит - 34, куммингтонит и роговая обманка - 38%. В обычных гранатовых амфиболитах без куммингтонита и ставролита железистость хлорита не выше 35% (обр. К-108/3). В нескольких шлифах был встречен парагенезис цонзита с кианитом.

С переходом к кианит-биотит-ставролитовой субфации устойчивыми остаются лишь крайне магнезиальные хлориты. В критическом парагенезисе $Ky+Bi+St+Gr+Mu+Q$ железистость граната понижается до 74-80%, причем и кианит, и ставролит возникают уже не только в высокоглиноземистых метапелитах, как на более низких ступенях, но и в обычных сланцах и гнейсах (метапесчаниках). В амфиболитах железистость граната понижается до 70%, а в магнезиальных карбонатных параамфиболитах появляется диопсид.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РАЙОНЕ ТИНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ

Парагенетический анализ нижнепротерозойских метаморфических толщ совершенно определенно показывает, что во всех без исключения случаях в районе Тинодского поднятия степень метаморфизма ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит совершенно идентична и отвечает на каждом отдельном участке не только одним и тем же субфациям, но и одинаковым температурным ступеням внутри этих субфаций.

Петрологические критерии подтверждают не только изотемпературность, но и одинаково большую глубинность метаморфизма, соответствующую кианит-силлиманитовому типу. На это указывают стабильность ассоциации $Alk+Q$ как в ходоканской, так и в медвежьей и в вышележащих свитах вплоть до середины ставролитовой фации (признак высокого P_{CO_2}), появление синие-зеленых глиноземистых роговых обманок непосредственно на изограде альмандина, а также образование парагенезиса $Gr+Hrb+Q$, начиная с низов зоны граната (признак высокого твердофазового давления).

Ни ходоканская, ни пурпольская и медвежья свиты не несут каких-либо признаков более раннего, самостоятельного метаморфизма и вместе с вышележащими свитами связаны в едином зональном ореоле. Кроме простых парагенетических наблюдений, это подтверждается прогрессивным и однотипным характером зональности в гранатах всех свит.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЧУЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (РАЙОН ГОЛЬЦА ДОЗОРНОГО)

В исследованном районе (рис. 26) наблюдается метаморфическая зональность, включающая ставролит-хлоритоидную, ставролит-хлоритовую и кианит-биотит-ставролитовую зоны, соответствующие трем субфациям ставролитовой фации [23]. Они составляют высокотемпературную часть более обширного ореола, развитого в северо-восточной части Чуйского поднятия, который, по данным Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [39], включает также изограды биотита и альмандина (к северо-западу от гольца Дозорного).

Особенно детально удалось изучить равновесия внутри ставролит-хлоритоидной зоны, связанные с первым появлением и расширением стабильности ставролита и постепенным уменьшением устойчивости хлоритоида. Эти фазовые превращения происходят исключительно в высокоглиноземистых породах, содержащих кианит, хлоритоид и ставролит. Именно такой состав имеют сланцы средней свиты пурпольской свиты; они протягиваются вкост направлении метаморфических изоград, и это позволило практически непрерывно проследить смену парагенезисов от нижней до верхней границы ставролит-хлоритоидной

Ставролит-хлоритовидная субфация

Истинная изограда ставролита, соответствующая границе ставролит-хлоритовидной и гранатовой зон, проводится (см. рис. 26) по первому появлению единичных, очень мелких зерен ставролита в кианит-хлоритовидных сланцах пурпольской свиты. Они возникают при реакции кианита с хлоритом в сравнительно магниезных прослоях. Так, в обр. 3-83/19 (табл. 23) в парагенезисе $Chld_{85} + St + Ky + Mu + Q$ устойчив очень мелкий ставролит, содержание которого в породе не превышает 3-4%; он имеет железистость, судя по корреляции с составом хлоритоида, 83-84%. В более железистых прослоях, например в парагенезисе $Chld_{91} + Ky + Mu + Q$ (см. табл. 23, обр. 3-

Таблица 23

Химический состав минералов (в вес.%) из пород альмандин-хлоритовой

Компоненты	У ставролитовой изограды				
	3-83/19		3-83/24, <i>Chld</i>	3-83/7	
	<i>Chld</i> *	<i>Laz</i> *		<i>Gr</i> * (край)	<i>Chl</i>
SiO ₂	25,05	-	24,50	36,80	25,45
TiO ₂	-	-	0,57	0,05	0,28
Al ₂ O ₃	39,04	31,24	39,69	20,90	24,16
Fe ₂ O ₃	25,22	3,60	2,08	37,10	6,02
FeO			23,51		25,84
MnO	0,74	-	1,08	1,90	0,13
MgO	2,47	10,73	1,44	1,40	7,89
CaO	-	-	Не обн.	2,10	0,23
Na ₂ O	-	-	0,11	-	0,06
K ₂ O	-		0,06	-	0,37
H ₂ O ⁻	-	P ₂ O ₅ =44,57	Не обн.	-	1,56
H ₂ O ⁺	-	-	6,65	-	7,81
Сумма	92,52	90,14	99,69	100,25	99,80
Fe/(Fe+Mg), %	85	16	91	93,5	69
Минералы граната				<i>Alm</i> ₈₄ <i>Pr</i> ₆	
Аналитик			С.А. Гор- бачева	<i>Sp</i> ₄ <i>Gros</i> ₆	С.А. Гор- бачева

* Микрозондовые анализы, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. 3-83/19 - $Ky + St + Chld + Laz + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-83/24 - $Ky + Chld + Mu + Q$; обр. 3-83/7 - $Gr + Chl + Chld + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-82/24 - $Gr + Chld + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-82/53 - $Tour + Chld + Q$.

83/24), ставролит совершенно отсутствует и сланцы сохраняют обычный кианит-хлоритоидный состав. В менее глиноземистых про- слоях у изограды ставролита устойчива ассоциация хлорита и хлори- тоида с железистым гранатом, и поэтому эта начальная ступень ставролит-хлоритоидной субфации названа альмандин-хлоритовой. В анализированном обр. 3-83/7 из этой ступени стабилен парагене- зис $Gr_{93}+Chl_{69}+Chld_{88}+Mu+Q$, состав минералов в котором почти идентичен таковому в верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (см. табл. 11).

На данном участке в породах пурпольской свиты наблюдаются секущие кварц-лазулитовые жилы. Вблизи них глиноземистые сланцы

ступени ставролит-хлоритоидной субфации

		В глубине зоны				
3-83/7		3-82/24			3-82/53, Tour	
Chld	Gr*		Chl	Chld		
	центр	край				
25,32	37,24	37,37	25,53	28,05	41,93	
0,28	-	-	0,18	0,07	0,55	
39,17	20,37	20,03	21,65	37,80	30,40	
0,36	36,82	38,54	3,13	4,51	0,97	
23,90			24,26	18,28	9,85	
0,50	4,11	1,82	0,18	0,16	Не обн.	
1,84	2,35	3,02	11,42	3,03	2,20	
0,54	0,41	0,35	0,56	Не обн.	0,04	
Не обн.	-	-	0,04	"	0,98	
0,03	-	-	0,04	0,02	0,23	
0,19	-	-	2,10	Не обн.	$B_2O_3=10,62$	
7,38	-	-	10,87	7,54	2,18	
99,51	101,30	101,13	99,96	99,46	99,95	
88	90	88	57	80,5	73	
	$Alm_{80}Pr_9$ $Sp_{10}Gros_1$	$Alm_{84}Pr_{12}$ Sp_3Gros_1				
			Л.С. Абрамова		И.Н. Ники- тина	

Таблица 24

Химический состав минералов (в вес. %) из пород биотит-хлори

Компоненты	3-75/36			
	Gr*		Chld	Chl
	центр	край		
SiO ₂	38,41	38,38	28,70	25,66
TiO ₂	-	-	He обн.	0,21
Al ₂ O ₃	19,91	19,98	37,48	22,70
Fe ₂ O ₃	36,14	39,84	3,14	2,32
FeO			19,19	23,81
MnO	3,99	0,51	He обн.	He обн.
MgO	1,48	2,79	3,15	12,05
CaO	1,36	0,28	He обн.	0,56
Na ₂ O	-	-	-	0,08
K ₂ O	-	-	0,04	0,18
H ₂ O ⁻	-	-	1,64	0,39
H ₂ O ⁺	-	-	6,14	11,43
ZnO	-	-	-	-
Сумма	101,29	101,78	99,48	99,39
Fe/(Fe+Mg), %	93	89	80	54,5
Миналы	<i>Alm</i> ₈₁ <i>Pr</i> ₆	<i>Alm</i> ₈₇ <i>Pr</i> ₁₁		
граната	<i>Sp</i> ₉ <i>Gros</i> ₄	<i>Sp</i> ₁ <i>Gros</i> ₁		
Аналитик			Н.И. Степанова	

* Микрозондовые анализы, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

** Ставролиты содержат 6-7 вес.% кварца в виде микровключений.

Парагенезисы: обр. 3-75/36 - *Bi* + *Chld* + *Chl* + *Gr* + *Mu* + *Ilm* + *Q*; обр. 3-75/40 - *St* + *Chld* + *Ky* + *Mu* + *Ilm* + *Q*; обр. 3-75/39 - *Chld* + *Ky* + *Ilm* + *Q*; обр. 3-75/42 - *St* + *Ky* + *Mu* + *Ilm* + *Mgt* + *Q*.

тонд-хлоритовой ступени ставролит-хлоритонидной субфации

3-75/36		3-75/40		3-75/39, Chld	3-75/42, St**
Bi	St**	Chld			
38,10	30,38	23,79		24,46	30,40
1,73	0,51	0,12		0,13	0,61
17,47	49,92	39,91		38,06	48,80
0,70	14,54	2,60		8,60	Не обн.
19,19		22,23		19,28	14,39
Не обн.	0,41	0,61		0,34	0,83
9,40	1,38	2,35		2,20	2,52
Не обн.	0,45	0,56		0,20	0,60
0,12		0,50		Не обн.	Не обн.
8,75		0,26		0,10	"
Не обн.		1,79		Не обн.	"
4,00	2,01	5,35		6,40	1,57
-	0,34	0,02		-	Не опр.
99,46	99,94	100,09		99,77	99,72
54,5	85,6	85,6		87	76

Р.Л. Телешова

Таблица 25

Химический состав минералов (в вес. %) из высокоглиноземистых тоидной субфации

Компоненты	3-77/6		3-77/8	
	<i>St</i>	<i>Chl</i>	<i>St</i>	<i>Chld</i>
SiO ₂	32,45	26,30	31,43	24,43
TiO ₂	0,53	0,66	0,71	0,21
Al ₂ O ₃	48,45	21,66	49,66	38,33
Fe ₂ O ₃	13,02	2,64	14,75	2,43
FeO		22,24		24,24
MnO	0,93	0,21	0,05	0,17
MgO	2,56	15,70	1,08	1,75
CaO	0,43	He обн.	0,35	0,33
Na ₂ O	He обн.	0,02	-	0,18
K ₂ O	"	0,12	-	0,01
H ₂ O ⁺	1,47	10,28	2,02	7,77
ZnO	-	-	0,05	He обн.
Сумма	99,84	99,83	100,10	99,85
Fe/(Fe+Mg), %	74	47	88,4	89,5
Аналитик	Р.Л. Телешева		Л.С. Абрамова	

Примечание. Ставролиты содержат 5-7 вес.% кварца в виде микровключений.

Парагенезисы: обр. 3-77/6 - *St* + *Ky* + *Chl* + *Ilm* + *Mgt* + *Q*; обр. 3-77/8 - *St* + *Chld* + *Ky* + *Mu* + *Ilm* + *Q*; обр. 3-77/28 - *St* + *Chld* + *Mu* + *Tour* + *Ilm* + *Q*; обр. 3914/1 - *St* + *Chld* + *Ky* + *Mu* + *Ilm* + *Q*.

содержат новообразования лазулита, состав которого (обр. 3-83/19) приведен в табл. 23.

Далее на юго-восток степень метаморфизма возрастает, что приводит к увеличению количества ставролита в породе и повышению магnezиальности сосуществующих хлоритов и альмандинов: например, в обр. 3-82/24 (см. табл. 23) появляется ассоциация $Gr_{90-88} + Chld_{81} + Chl_{57} + Q$ (см. рис. 48, 3). В гранате - обычная прогрессивная зональность с понижением содержания MnO от центра к

пород биотит-хлоритоид-ставролитовой ступени ставролит-хлори-

3-77/28		3914/1	
St	Chld	St	Chld
30,94	25,90	31,57	24,99
0,46	0,23	0,63	0,23
49,20	37,84	48,55	38,58
14,52	1,24	15,58	1,66
	23,97		24,04
0,16	0,05	0,25	0,30
1,47	2,22	1,03	1,58
0,20	0,19	0,47	0,10
-	0,06	-	0,06
-	0,04	-	0,006
2,13	7,86	1,90	7,98
0,43	0,006	0,05	0,001
99,51	99,606	100,03	99,527
85	86,3	89,4	90,1
С.А. Горбачева	Л.С. Абрамова	С.А. Горбачева	Л.С. Абрамова

краю от 4,1 до 1,8 вес. %, а железистости - от 90 до 88%. Среди хлоритоид-ставролит-кианитовых сланцев этого участка, в 20 м от контакта с гранитами, встречены турмалин-хлоритоидные и турмалиновые меланократовые сланцы, возможно, образовавшиеся за счет турмалинизации глиноземистых пород под воздействием гранитов (процесса, обычного для экзоконтактов всех гранитоидов Патомского нагорья). Состав такого турмалина (обр. 3-82/53) приведен в табл. 23.

Таблица 26

Химический состав минералов (в вес.%) из гранатсодержащих по субфации

Компоненты	3-77/21		
	<i>St</i>	<i>Chld</i>	<i>Gr</i>
SiO ₂	30,35	25,21	39,69
TiO ₂	0,54	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	49,70	40,26	20,13
Fe ₂ O ₃	14,72	0,53	1,14
FeO		23,20	32,43
MnO	0,22	0,48	4,86
MgO	1,48	2,19	1,56
CaO	0,39	0,49	0,36
Na ₂ O	-	Не обн.	-
K ₂ O		0,10	-
H ₂ O ⁺	2,27	6,98	-
ZnO	0,058	0,023	-
Сумма	99,728	99,553	100,24
Fe/(Fe+Mg), %	84,7	85,7	92
Минералы граната			<i>Alm</i> ₈₀ <i>Pr</i> ₇ <i>Sp</i> ₁₂ <i>Gros</i> ₁
Аналитик	Н.И. Степанова		

* Микронзондовые анализы, "Самеса", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Ставролит обр. 3-77/21 содержит 7 вес. % кварца в виде микровключений.

Еще в 800 м к юго-востоку, у озера в истоке руч. Еловый, наблюдается первое появление парагенезиса *Bi + Chld* (биотит-хлоритовидная изограда) за счет ранее устойчивой ассоциации *Alm + Chld*. Изоградный парагенезис (табл. 24, обр. 3-75/36) имеет состав *Gr*₉₃₊₈₉+*Chld*₇₈+*Chl*₅₄+*Bi*₅₄+*Mu*+*Q*. Гранат в нем резко зональный, причем в краевой его части содержится ничтожное количество MnO, CaO (соответственно 0,51 и 0,28 вес.%). Появление парагенезиса *Bi + Chld* означает распад парагенезиса хлорита лишь с безмарганцовистым гранатом, тогда как гранаты с заметной примесью спессарти-

3-77/12		3-77/24, Gr*	
Chld*	Gr* (край)	центр	край
25,83	37,39	37,52	37,94
-	-	-	-
40,31	19,31	19,35	19,91
24,55	35,96	36,50	37,46
0,59	6,18	4,69	3,63
2,11	1,54	2,22	2,30
Не обн.	0,17	0,22	0,56
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-
93,39	100,55	100,50	101,80
87	93	90	90
	$Alm_{72}Pr_4$	$Alm_{80}Pr_9$	Alm_8Pr_9
	$Sp_{10}Gros_{14}$	$Sp_{10}Gros_1$	Sp_8Gros_2

Парагенезисы: обр. 3-77/21 - $St + Chld + Gr + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-77/12 - $Ky + St + Chld + Gr + Ilm + Q$; обр. 3-77/24 - $Ky + St + Gr + Ilm + Mgt + Q$.

на и гроссуляра сосуществуют с хлоритом до гораздо более высоких температур.

На этой биотит-хлоритоид-хлоритовой ступени интервал устойчивых составов ставролита расширяется: встречены парагенезисы $St_{76} + Ky + Q$ (обр. 3-75/42) и $St_{86} + Chld_{86} + Ky + Q$ (обр. 3-75/40). В более железистых прослоях вместо ставролита по-прежнему устойчивы кианит с хлоритоидом ($Chld_{87} + Ky + Q$, обр. 3-75/39; см. рис. 48, 4).

Еще далее на юго-восток (исток р. Пр. Максимиha) появляется еще более высокотемпературный парагенезис $Bi + St$, что связано с

Таблица 27

Химический состав минералов (в вес. %) из пород ставролит-аль

Компоненты	3-74/42		
	<i>St</i> *	<i>Chld</i> *	<i>Gr</i> * (край)
SiO ₂	28,40	24,62	37,20
TiO ₂	-	-	-
Al ₂ O ₃	55,42	38,53	19,65
Fe ₂ O ₃	15,65	26,29	39,64
FeO			
MnO	0,13	0,23	2,87
MgO	1,19	1,84	1,77
CaO	-	-	0,39
Na ₂ O	-	-	-
K ₂ O	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-
ZnO	-	-	-
Сумма	100,80	91,51	101,52
Fe/(Fe+Mg), %	87,9	88,8	92,8
Минералы граната			<i>Alm</i> ₈₆ <i>Pr</i> ₇ <i>Sp</i> ₆ <i>Gros</i> ₁

Аналитик

* Микрозондовые анализы, "Сатеса", MS-46, аналитик В.А.Боронихин.

Ставролит обр. 3-74/45 содержит 7 вес. % кварца в виде микровключений.

распадом ранее устойчивой ассоциации *Chld+Chl+Mu* (биотит-ставролитовая изограда; см. рис. 26). Результаты анализов минералов из пород этой биотит-хлоритоид-ставролитовой ступени приведены в табл. 25, 26. Появление в наиболее глиноземистых прослоях парагенезисов *St*₇₄+*Chl*₄₇+*Ky*+*Q* (обр. 3-77/6) и *St*₈₈+*Chld*₈₉+*Ky*+*Q* (обр. 3-77/8) указывает на продолжение расширения стабильности ставролита как в магнезиальную, так и в железистую области (см. рис. 48, 5). Другое важное отличие этой ступени - появление ранее не известных парагенезисов граната с кванитом, ставролитом

3-74/52			3-74/45	
<i>St</i> *	<i>Gr</i> * (край)	<i>Chl</i> *	<i>St</i>	<i>Chld</i>
30,32	37,70	26,81	32,81	25,96
-	-	-	0,67	0,69
56,17	19,44	20,49	47,87	37,92
13,69	38,66	26,31	14,24	3,44
-	1,35	-	0,42	20,84
1,65	3,35	13,10	1,66	0,54
-	0,27	-	0,25	2,52
-	-	-	-	0,27
-	-	-	-	0,03
-	-	-	-	0,05
-	-	-	2,19	7,33
-	-	-	0,062	0,004
101,83	100,77	86,77	100,172	99,594
82	86,5	53	82,8	84
	<i>Alm</i> ₈₃ <i>Pr</i> ₁₃ <i>Sp</i> ₃ <i>Gros</i> ₁			

С.А. Горбачева | Л.С. Абрамова

Парагенезисы: обр. 3-74/42 - $St + Gr + Chld \pm Ky + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-74/52 - $St + Gr + Chl \pm Bi + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-74/45 - $St + Chld \pm Ky + Mu + Ilm + Q$.

и кианитом, что связано с началом распада железистых хлоритоидов. Однако если парагенезис $Gr + Ky$ без ставролита и возможен с участием чисто железистых гранатов, то в парагенезисе $Gr + St + Chld + Ky$ стабильны только гранаты, обогащенные марганцем или кальцием. Так, в соответствующих обр. 3-77/21, 3-77/24, 3-77/12 (см. табл. 26) гранаты, ассоциирующие со ставролитом на этой ступени, содержат в краевой части от 10 до 24% гроссуляр-спессартиновой составляющей. Иными словами, парагенезис $Gr_{Mg-Fe} + St$ на этой ступени еще невозможен (см. рис. 48, 5).

Однако еще далее к юго-востоку усиление распада хлоритоида приводит к резкому сокращению его количества в породе. Пурпольские сланцы постепенно превращаются в крупнозернистые гранат-ставролит-кианитовые сланцы, в которых количество хлоритоида уменьшается до 4–5%, а в шлифах видны явные псевдоморфозы ставролита по кианиту и хлоритоиду. Во всех этих ассоциациях хлоритоид, железистость которого колеблется от 80 до 89% (табл. 27), сохраняется лишь в небольших единичных зернах, обычно в виде включений внутри крупных кристаллов граната и ставролита. Отличительным свойством этой последней ступени, которая может быть названа ставролит-альмандиновой, является также то, что парагенезис $Gr+St+Q$ становится возможным при любом составе граната, в том числе и совершенно не содержащего Mn и Ca (ставролит-альмандиновая изограда). Например, в обр. 3-74/52 (см. табл. 27) гранат в краевой части содержит лишь 4% спессартин-гроссуляровой составляющей, а его железистость еще более понижается, достигает 86% (см. рис. 48, б).

Еще в 500 м к юго-востоку хлоритоид исчезает окончательно (изограда исчезновения хлоритоида ($-Chld$), см. рис. 26), распадаясь на $St+Gr+Bi$, что знаменует переход к следующей, ставролит-хлоритовой субфации [23].

Ставролит-хлоритовая субфация

После изограды исчезновения хлоритоида выделяется узкая полоса развития ставролит-хлоритовой субфации. Главные парагенезисы бедных CaO пород этой субфации — $St+Chl+Bi \pm Gr+Q$, $St+Gr+Ky+Mu+Q$, $St+Bi+Gr+Mu+Q$. В табл. 28 приведен состав сосуществующих гранатов и хлоритов у начальной границы данной субфации. Предельная железистость граната понижается до 83–84, хлорита — до 43–45%. Парагенезис $Gr+Chl+Q$ возможен лишь при участии гранатов, обогащенных CaO и MnO (не менее 5–6% спессартин-гроссуляровой составляющей). Равновесия в породах этой ступени показаны на рис. 50.

Кианит-биотит-ставролитовая субфация

Еще далее на юго-восток парагенезис $St+Chl+Mu$ распадается, и впервые появляется ассоциация $Bi+Ky+Mu$. Эта реакция приводит к появлению кианита в обычных биотитсодержащих породах не только пурпольской, но и медвежьей свиты; на нашей карте (см. рис. 26) она отражена биотит-кианитовой изоградой, а на карте Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [39] — изоградой дистена. Для этой зоны типичны крупно- и гигантозернистые кианит-ставролит-гранат-мусковитовые и кианит-биотит-ставролит-гранатовые сланцы, встречающиеся в пурпольской свите на горе Заповедник, а также обычные по зернистости кианит-биотит-ставролит-гранатовые сланцы и гнейсы (метапесчаники) медвежьей и всех вышележащих свит в долине среднего течения р. Максимиха. Анализы минералов из пород этой ступени в данном районе не проводились.

Таблица 28

Химический состав минералов (в вес. %) из пород начальной ступени ставролит-хлоритовой субфации

Компоненты	3-74/3		3-74/4	
	Gr* (край)	Chl*	Gr* (край)	Chl
SiO ₂	37,82	26,05	38,3	-
Al ₂ O ₃	20,91	21,24	21,40	-
FeO	37,00	21,97	35,00	25,06
MnO	0,16	-	0,18	-
MgO	4,20	16,20	3,76	15,73
CaO	1,72	0,07	1,70	-
Сумма	101,80	85,53	100,34	
Fe/(Fe+Mg), %	83	43,5	84	45
Минеральная	<i>Alm</i> ₇₉ <i>Pr</i> ₁₆		<i>Alm</i> _{79,5} <i>Pr</i> ₁₅	
Аналитик	<i>Sp</i> _{0,3} <i>Gros</i> _{4,7}		<i>Sp</i> _{0,5} <i>Gros</i> ₅	
				S.A. Горбачева

* Микрорзондовые анализы, "Cameca", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.
Парагенезисы: обр. 3-74/3 - Gr+St+Bi+Chl+Mu+Q; обр. 3-74/4 - Gr+St+Bi+Chl+Mu+Ilm+Q.

Выделение границ метаморфических зон на данном участке проведено по ассоциациям пурпольской свиты. Степень метаморфизма как подстилающей ходоканской, так и перекрывающей медвежьей свит на каждой температурной ступени идентична с метаморфизмом пурпольской свиты. Например, в истоке руч. Еловый и на юго-западном предплечье гольца Дозорного, где метаморфизм соответствовал альмандин-хлоритовой и биотит-хлоритоид-хлоритовой ступеням ставролит-хлоритоидной субфации, ходоканская свита представлена биотит-хлорит-серицитовыми (иногда с эпидотом) сланцами и роговообманково-хлоритовыми ортоамфиболитами, в которых хлорит также широко стабилен и достигает такой же высокой железистости, как и в пурпольской свите. Юго-восточнее, в условиях верхних ступеней ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций, ходоканская свита не вскрыта; медвежьей ортоамфиболиты, метапесчаники и сланцы содержат уже мало хлорита, а железистость граната в метapelитах такая же, как и в пурпольской свите.

Таким образом, и на северо-востоке Чуйского поднятия, как и на Тонодском и Лонгдорском поднятиях, степень метаморфизма ходоканской, пурпольской и медвежьей свит идентична.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Гранитоиды широко распространены в пределах нагорья. Однако достаточно надежная схема их расчленения несмотря на возрастающую детальность геологических исследований в регионе до сих пор не разработана. Л.И. Салоп [44], Ю.П. Казакевич и соавторы [17] в обобщающих публикациях по геологии нагорья выделяют на этой территории: а) раннепротерозойские граниты и гранито-гнейсы куандинского (угольканского) комплекса; б) раннепротерозойские гранитоиды чуйско-кодарского комплекса; в) среднепротерозойские гранитоиды амандракского комплекса; г) позднепротерозойские гранитоиды мамско-оронского комплекса.

Раннепротерозойские гранитоиды выделяются в Патомском нагорье под теми же названиями, что и в соседних регионах, где они развиты гораздо шире, — в Олекмо-Витимской горной стране (хребты Кодар и Удокан) и в восточной части Становика. Авторы имели возможность изучать эти гранитоиды во всех указанных регионах, и это позволило выявить ряд существенных неувязок в корреляции гранитоидного магматизма.

Напомним, что в настоящее время в Олекмо-Витимской горной стране в качестве раннепротерозойских выделяются: а) автохтонный куандинский комплекс биотитовых и двуслюдяных плагиогранитов и гранито-гнейсов нормальной щелочности с характерным для них мощным проявлением постмагматического кислотного выщелачивания; б) автохтонный и частично аллохтонный ничатский комплекс двуслюдяных лейкократовых пегматоидных гранитов и гнейсо-гранитов такой же щелочности; в) аллохтонный чуйско-кодарский комплекс биотитовых и биотит-амфиболовых крупнозернистых рапакивиобразных гранитов повышенной щелочности. Два первых комплекса принадлежат к синметаморфическим, а многофазный чуйско-кодарский комплекс — постметаморфический, для экзоконтактовых зон которого характерно развитие малоглубинных кордиерит-андалузит-силлиманитовых и двупироксеновых роговиков, наложенных на регионально-метаморфическую зональность. Все три комплекса гранитоидов имеют раннепротерозойский возраст, который надежно обоснован наблюдениями над их соотношениями с вмещающими породами и согласуется с данными радиометрических датировок, которые дают (в основном К-Аг и редкие изохронные определения) однообразные значения — 1850–2000 млн. лет.

Сравнение этих гранитоидов с соответствующими по названиям комплексами в Патомском нагорье показывает, что объединение гранитоидов разных регионов в единые комплексы зачастую было недостаточно обоснованным и что схема расчленения гранитоидов Патомского нагорья нуждается в значительных коррективах. Например, чуйско-кодарские гранитоиды Кодаро-Удоканской зоны — типичные интрузивные постметаморфические образования, в то время как гранитоиды Патомского нагорья, выделяемые всеми авторами под таким же названием, — синметаморфические, они отличаются по химизму и

важнейшим петрологическим особенностям. Далее, гнейсовидные граниты, показанные на картах Патомского нагорья как куандинские, отличаются от гранито-гнейсов куандинского комплекса Олекмо-Витимской горной страны; по составу, химизму и многим другим признакам они идентичны гранитам ничатского комплекса, являющимся фациальным аналогом куандинских гранитов в северо-западной части Кодарского прогиба.

Кроме того, объединение гранитов Чуйского и Кодарского массивов в один "чуйско-кодарский" комплекс оказалось, как теперь выяснилось, неправомерным в силу их кардинальных петрологических различий. Чуйские двуслюдяные и мусковитовые гнейсо-граниты синметаморфические, глубинные, имеют "холодные" контакты и широкую гамму постмагматических изменений кислотного характера [5, 6]. Кодарские биотит-амфиболовые граниты, напротив, постметаморфические, малоглубинные, многофазные (с богатым жильным комплексом вплоть до псевдосферолитовых гранит-порфиров, эосекситов и габбро-сиенитов), окружены широким ореолом "горячих" роговиков и скарнов [46].

Более детальное обсуждение вопросов корреляции гранитоидов Патомского нагорья проводится во II части работы. В настоящем разделе дается краткое описание гранитов по отдельным массивам, причем главное внимание уделяется таким их особенностям, как режим щелочности, контактовые явления, соотношение с региональным метаморфизмом и постмагматические процессы.

ГРАНИТЫ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ИХ КОНТАКТОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Большая часть Лонгдорского поднятия сложена раннепротерозойскими гранитоидами. Гнейсовидные их разновидности (собственно Лонгдорский массив в западной части поднятия) обычно выделяются под названием куандинского (угольканского) комплекса, а массивные (Бульбухтинский и Окаевский массивы в восточной и северной частях поднятия) — в качестве чуйско-кодарского комплекса [17, 44]. Контакты между ними обычно показываются секущими, но поля развития гранитов обоих комплексов разными авторами отображаются по-разному.

Наши наблюдения показали, что порфировидные граниты Бульбухтинского массива совершенно постепенно переходят в гнейсовидные порфиробластические граниты Лонгдорского массива. Отличаясь по текстуре, они практически одинаковы по химическому и минеральному составу и по воздействию на боковые породы. Это биотитовые или биотит-мусковитовые микроклин-плагиоклазовые порфиробластические граниты аляскидонного типа, в которых (см. табл. 29, 30) K_2O (5–6,5 вес.%) преобладает над Na_2O (2,5–3,5 вес.%). Одно из наиболее характерных свойств этих гранитов — мощное проявление в них автometасоматических средне- и низкотемпературных процессов, сопровождающихся интенсивной бластомилонитизацией не только отдельных участков, но и крупных массивов в целом. Эта

особенность гранитоидов как Лонгдорского, так и Тонюдского поднятий впервые была подчеркнута Ю.П. Казакевич и др. [17]. Другое их отличительное свойство – полное отсутствие гибрицизма (кислых или основных жильных фаций) и слабое термальное воздействие на базовые породы.

Граниты восточной и северной частей поднятия, внедрившиеся в породы зеленосланцевой фации, имеют массивную текстуру и резкие контакты почти без зон фельдшпатизации (Бульбухтинский и Окаевский массивы). В западном направлении, где граниты внедрялись в более высокотемпературных условиях, в них появляется и усиливается гнейсовидность, наблюдаются приконтактовая фельдшпатизация и магматическое замещение (Лонгдорский массив). Переходы массивных фаций в гнейсовидные постепенные.

В южной части поле гранитоидов Лонгдорского массива непосредственно переходит в область развития нижнепротерозойского трогового комплекса Кодаро-Удоканской зоны [52]. Там эти граниты, являющиеся осадочно-метаморфические породы трогов, выделены Л.Б. Белоножкой [1] в качестве главной фазы "ничатского" комплекса, К-Аг значения возраста которого колеблется в интервале 1,8–2 млрд. лет. Особенно широко они развиты в районе оз. Ничатка, где изучались и авторами настоящей работы. По петрологическим особенностям, химическому составу, режиму летучих граниты Бульбухтинского, Лонгдорского и Окаевского массивов полностью идентичны ничатским гранитоидам, что подтверждается и сравнением их химического состава со средним составом ничатских гранитов по 78 анализам (табл. 29, данные Л.Б. Белоножки). Кроме того, гранитоиды Лонгдорского поднятия, наряду с розоватыми и белыми разновидностями, часто имеют необычный черно-серый цвет, типичный и для ничатских гранитов.

Граниты Бульбухтинского и Окаевского массивов

Химические особенности типичных разновидностей этих гранитов приведены в табл. 29. В них содержание K_2O в 1,5–2 раза выше Na_2O (соответственно 5–6 и 2,5–3,5 вес.%); общая железистость в среднем 60–80%, отношение $(Na+K)/Al = 0,75–0,95$. Минеральный состав их (в объемн.%) очень близок: Бульбухтинский массив – кварц – 30, плагиоклаз – 25–35, микроклин – 25–40, биотит и мусковит – 5–7; Окаевский массив – кварц – 25–30, плагиоклаз – 25–40, микроклин – 20–40, биотит и мусковит – 5–10.

Если состав гранитов из массивов довольно выдержан, то состав их мелких инъекций и апофиз во вмещающих сланцах колеблется широко – от обычных микроклин-плагиоклаз-кварцевых до безмикроклиновых плагиоклаз-кварцевых гранитов с обычными для них мусковитом и биотитом.

По текстуре граниты массивные, без признаков первичной гнейсовидности. Зернистость их часто меняется, но преобладают крупнозернистые порфировидные равности. Окраска гранитов розовая, серая, иногда черно-серая. Плагиоклаз и микроклин содержатся в поч-

ти равных количествах. Они встречаются как в равновесных соотношениях, так и с признаками более поздней кристаллизации микроклина, замещающего при этом плагиоклаз. Единственный первично-магматический темноцветный — биотит, который очень часто полностью замещается мусковитом. Последний развивается и по плагиоклазу, и в таких случаях возникают пегматоидные мусковит-микроклин-плагиоклазовые граниты, составляющие значительную часть Бульбуктинского и Окаевского массивов. Чрезвычайно редко встречался гранат, очевидно, близкий к альмандину. Обычный аксессуар — апатит, реже турмалин.

Свежие, постмагматически не измененные гранитоиды в этих массивах исключительно редки. Изменения относятся к средне- и низкотемпературным ступеням гидротермального цикла и отражают кислотную и позднещелочную стадии процесса.

К среднетемпературным процессам нарастающей кислотной стадии относятся: замещение плагиоклаза средне- и крупночешуйчатым мусковитом, образование мirmekитов кварца в контакте калиевого полевого шпата и плагиоклаза и окварцевание полевых шпатов с возникновением гнезд и прожилков кварца (размер зерен до 1–2 мм) или кварц-турмалиновых жил.

Гораздо чаще в бульбуктинских и окаевских гранитах проявлены более низкотемпературные аутометасоматические процессы, связанные с новообразованием хлорита, серицита, лейкоксена, вторичного биотита, карбоната и кварца. При этом первичный коричневатобурый биотит замещается либо хлоритом с вростками лейкоксена и сагенинта, либо сростаниями более светлого вторичного биотита с кварцем, либо агрегатом очень мелких чешуек серицита во взаимопрорастании с такими же чешуйками хлорита и включениями кварца. Такие псевдоморфозы по биотиту сопровождаются сосюритизацией и частичной, а иногда и полной серицитизацией плагиоклазов. Микроклин серицитизируется гораздо реже и сохраняет очень свежий облик. Одновременно усиливается окварцевание полевых шпатов. В массе гранита развивается целая серия кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-серицитовых, кварц-биотит-серицитовых, кварц-анкеритовых, реже кварц-микроклиновых прожилков, секущих как основную массу породы, так и крупные вкрапленники полевых шпатов. Встречаются и мономинеральные серицитовые (чаще всего) и карбонатные (анкеритовые) жилки.

Эти постмагматические явления нередко приводят ко вторичному расщеплению массивных до этого гранитоидов с образованием серицит-полевошпатовых бластомилонитов. Однако нередко прожилки формируются в виде беспорядочно расположенной сетки, и массивная структура гранита сохраняется несмотря на значительную его серицитизацию, хлоритизацию и окварцевание.

Можно отметить, что к краям массивов интенсивность низкотемпературного аутометасоматоза в целом несколько возрастает. Например, в тонких инъекциях и жилах бульбуктинских гранитов в лодоканской и медвежьей свитах на р. Бульбукта первичный биотит почти всегда замещен хлоритом, серицитом и вторичным биотитом, плагиоклаз серицитизирован, и граниты рассекаются множеством

Таблица 29

Химический состав (в вес. %) раннепротерозойских гранитов Буль

Компоненты	Бульбухтинский массив			
	АД-18	АД-21	АД-37	К-78
SiO ₂	72,88	73,12	74,20	72,56
TiO ₂	0,23	0,14	0,07	0,34
Al ₂ O ₃	13,33	12,98	12,59	12,66
Fe ₂ O ₃	2,39	1,70	0,70	1,07
FeO	Не обн.	0,69	0,69	1,22
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	0,02
MgO	0,51	0,92	0,39	Не обн.
CaO	0,92	0,36	1,00	1,83
Na ₂ O	3,70	3,20	3,41	3,56
K ₂ O	5,28	5,85	6,11	5,66
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,16
H ₂ O ⁺	0,54	0,52	0,53	0,09
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,19	0,09
CO ₂	0,53	0,74	0,55	0,52
Сумма	100,40	100,39	100,43	99,78
Fe/(Fe+Mg), %	71	58	64	100
(Na+K)/Al	0,89	0,90	0,97	0,94
Аналитик		А.И. Гусева		Г.И. Киселева

Место отбора проб: АД-18, Ф-166/13 - истоки р. Еемнях; АД-21 - высота в 12 км к юго-западу от пос. Бульбухта; АД-37 - левый борт р. Бульбухта, у устья р. Куликачи; К-78 - истоки

кварцевых, кварц-серицитовых и кварц-альбитовых прожилков. Однако такие же явления наблюдались и в срединных частях Бульбухтинского и Окаевского массивов.

Автоматоматический гидротермальный, а не какой-либо иной генезис этих низкотемпературных преобразований гранитов доказываетея тем, что они сопряжены с образованием огромного количества жил и прожилков, отражающих направленную кислотно-щелочную

бухтинского и Окаевского массивов

Ф-166/13	Окаевский массив			Ничатский комплекс (среднее из 78 анализов)
	АД-22	Г-17/4	Г-18/7	
74,91	74,08	75,52	69,70	73,27
0,13	0,17	0,13	0,30	0,22
13,22	12,48	11,43	14,60	13,99
0,70	1,94	2,55	1,00	0,56
0,43	0,70	1,08	1,91	1,83
0,01	Сл.	0,01	0,05	0,05
0,36	0,35	0,46	0,32	0,56
0,30	0,56	0,78	1,34	1,39
2,89	2,50	2,32	2,77	3,06
6,10	5,30	5,53	5,72	5,04
-	-	0,06	0,53	
0,93	0,82	0,31	0,51	
Сл.	0,22	0,16	0,24	
Не обн.	0,69	Не обн.	0,18	
99,98	99,81	100,34	100,17	99,97
62	81	81	84	71
0,87	0,78	0,85	0,74	0,75
М.А. Канакина	А.И. Гусева	М.А. Канакина	Г.И. Карасева	

р. Джелинда; АД-22 - исток руч. Анно-Николаевский; Г-17/4, Г-18/7 - истоки левого притока р. Мал. Ходокан.

эволюцию процесса. Типичное выщелачивание (окварцевание, серицитизация полевых шпатов, хлоритизация и мусковитизация биотита) в тех же участках сопровождается переотложением выщелоченных компонентов (мономинеральные серицитовые, карбонатные или хлорит-серицитовые жилки).

Отметить этот момент нам кажется важным, поскольку именно перечисленные выше низкотемпературные явления в краевых частях

гранитов на восточном склоне Лонгдорского поднятия, по-видимому, описывались в качестве признаков выветривания гранитов в основании метаморфизованной коры выветривания [10, 40].

Бульбужинские граниты, содержащиеся в гальках рифейских конгломератов, также переполнены всеми разновидностями жилков и прожилков, никогда не выходящими за пределы контура гальки в цемент конгломерата. Это подтверждает, что низкотемпературные метасоматиты в гранитах образовались во время гидротермальной стадии их застывания и не связаны с более поздней по времени (например, рифейской) эпохой бластомилонитизации.

Таблица 30

Химический состав (в вес.%) раннепротерозойских гранитов Лонг

Компоненты	Д-9	Г-40/1	Г-42	Г-46/8
SiO ₂	70,76	73,72	77,71	74,98
TiO ₂	0,30	0,13	Не обн.	0,25
Al ₂ O ₃	14,73	14,00	9,85	12,41
Fe ₂ O ₃	0,50	0,66	2,43	0,47
FeO	1,18	0,77	0,25	1,21
MnO	0,06	0,01	0,01	0,01
MgO	0,14	0,43	0,23	0,26
CaO	1,57	0,67	0,67	0,97
Na ₂ O	3,32	3,45	2,45	1,93
K ₂ O	5,22	5,72	6,56	5,72
H ₂ O ⁻	0,46	0,10	-	0,16
H ₂ O ⁺	1,24	0,52	0,41	0,98
P ₂ O ₅	0,30	0,05	0,07	0,17
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,85	100,23	100,73	99,57
Fe/(Fe+Mg),%	85	63	85	79
(Na+K)/Al	0,75	0,85	1,13	0,76
Аналитик	М.А. Канакина		Г.И. Карасева	

Место отбора проб: Д-9 - низовья р. Истанах; Г-40/1, Г-42, Г-46/8 - верховья р. Истанах; Г-33 - гольц Лонгдор; Г-37 - среднее течение руч. Бол. Лонгдор; Г-27/2 - водораздел рек Не-

Граниты Лонгдорского массива

К западу массивные бульбухтинские граниты постепенно переходят в гнейсовидные граниты Лонгдорского массива, широко обнажающиеся, например, в долине р. Нечера.

Химические составы их (табл. 30) почти идентичны: содержание K_2O в среднем 5-6, Na_2O - 2,5-3,5 вес.%, общая железистость 65-85%, отношение $(Na+K)/Al = 0,70-0,85$ (сравни с табл. 29). Средний минеральный состав (в объемн.%): кварц - 30, плагиоклаз - 30-40, микроклин - 30-40, биотит и мусковит - 3-6.

дорского массива

Г-33	Г-37	Г-27/2	Г-30/3	АД-76
73,29	72,55	74,51	71,02	72,00
0,30	0,34	0,30	0,30	0,30
13,02	13,83	11,52	14,72	14,39
2,22	1,24	1,16	0,87	1,00
1,01	1,83	1,86	2,17	1,40
0,01	0,01	0,05	0,01	Не обн.
0,51	0,38	0,71	0,94	"
1,20	0,81	1,87	0,96	1,00
2,38	2,84	2,13	2,38	2,54
5,15	5,53	4,22	5,22	5,56
0,39	0,24	0,16	0,38	Не обн.
0,58	0,14	0,88	0,63	0,98
0,27	0,21	0,31	0,24	0,21
Не обн.	0,02	0,54	Не обн.	0,45
100,33	99,97	100,29	99,92	99,83
78	83	70	64	100
0,73	0,77	0,70	0,65	0,70
М.А. Канакина				А.И. Гусева

чера и Бол. Бугарихта; Г-30/3, АД-76 - левобережье р. Нечера, севернее устья р. Бол. Олонда.

Лонгдорские граниты представляют собой гнейсовидную фацию бульбухтинских гранитов. Это связано с тем, что внедрение западной части массива происходило в более высокотемпературных условиях, соответствующих различным ступеням ставролитовой фации. Нередко они имеют облик порфиробластических гнейсо-гранитов, содержащих теневые остатки и скиалиты боковых пород. Однако гнейсо-граниты встречаются не только в ставролитовой фации, но и в зоне граната, например в долине р. Истанах, руч. Бол. Лонгдор и на правом берегу р. Нечера. В этом случае хорошо видно, что с гнейсовидной фацией гранитов, как и с массивной, не связаны никакие чисто термальные ореолы.

Типичные гранитоиды Лонгдорского массива имеют розоватый, серый, реже черно-серый цвет и состоят из биотита, мусковита, олигоклаза, микроклина и кварца; иногда встречается гранат. Акцессории — апатит, реже биотит, сфен. Гнейсовидность создается субпараллельным расположением чешуек слюды, а иногда таким же чередованием лейкократовых и обогащенных биотитом и мусковитом прослоев. В среднезернистой основной массе выделяются крупные порфиробласты микроклина или олигоклаза, также иногда тяготеющие к определенным плоскостям.

В западной краевой части массива наблюдаются отчетливые признаки того, что наряду с кристаллизацией из расплава происходило магматическое замещение боковых пород в условиях ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) фации. Поэтому несмотря на довольно резкие границы с вмещающими породами в гранитах часто наблюдаются полосчатые меланократовые скопления биотит-эпидот-мусковитового состава, обогащенные апатитом и сфеном, которые, несомненно, являются скиалитами меланократовых пород — скорее всего амфиболитов.

Постмагматические явления выражаются в мусковитизации биотита и плагноклаза, мирмекитизации, альбитизации олигоклаза и некотором окварцевании. Это обычные среднетемпературные кислотные процессы, характерные для всех типов гранитоидов Лонгдорского поднятия. Более низкотемпературные изменения — замещение олигоклазов шахматным альбитом с вростками клиноцоизита и серицита, образование кварц-альбитовых и кварц-мусковитовых прожилков — более обычны для северо-западной и северной оконечностей Лонгдорского массива, где граниты внедрялись в условиях зоны граната (альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации). Интенсивность низкотемпературного автометасоматоза в Лонгдорском массиве в целом гораздо ниже, чем в Бульбухтинском или Окаевском.

Соотношения гранитов с вмещающими породами

Внедрение гранитов Бульбухтинского, Окаевского и Лонгдорского массивов происходило в условиях различного термального окружения, и поэтому их контактовое воздействие на боковые породы в некоторых отношениях было различным.

Контактовое воздействие гранитов Бульбухтинского и Окаевского массивов

Как видно на карте метаморфизма, бульбухтинские и окаевские граниты прорывали толщи, метаморфизм которых не превышал биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Соотношения гранитов с породами ходоканской свиты. Рвушие контакты гранитов с хлорит-серицитовыми и биотит-хлорит-серицитовыми метаалевролитами ходоканской свиты наблюдаются на реках Мал. Ходокан, Истанах, Бульбухта (северный склон Лонгдорского поднятия) и на восточном склоне Лонгдорского поднятия. Контакты резкие, иногда с небольшими инъекциями. В экзоконтактовой зоне, ширина которой меняется от 1-2 до 10-30 м, происходит либо новообразование биотита, либо усиленная серицитизация, в результате которой метаалевролиты (обычно сохраняющие свою сланцеватость) превращаются в биотит-хлорит-серицитовые или серицитовые альбит-кварцевые сланцы. Вокруг отдельных жильных инъекций окаевских гранитов в долине р. Мал. Ходокан ширина зоны биотитизации часто еще меньше (до 0,5-1 м), за ее пределами метаалевролиты имеют обычный хлорит-серицит-альбит-кварцевый состав.

На восточном склоне Лонгдорского поднятия контактовые явления аналогичны, а их ореол ограничивается метрами или первыми десятками метров. В истоке руч. Золотой (к юго-западу от пос. Бульбухта) в мелкозернистых метапесчаниках ходоканской свиты, образующих часть приконтактовой кровли массива и пронизанных инъекциями гранитов, наблюдаются новообразования мелких зерен микроклина, овальных выделений олигоклаза (до 1,5 см) и интенсивная биотитизация. Метапесчаники приобретают массивный, как бы "окремненный" облик, хотя их псаммитовая структура хорошо сохраняется.

В ряде контактов, помимо обычной биотитизации (прогрессивный процесс), наблюдается также в пределах довольно узкой зоны наложение регрессивных явлений. Они выражаются в замещении новообразованного биотита сростками хлорита, серицита и лейкоксена (рутила), серицитизации и соссюритизации плагиоклаза и появлении небольшого количества серицитовых или альбитовых прожилков. Эти явления совершенно идентичны и синхронны с рассмотренным выше низкотемпературными аутометасоматическими процессами в самих гранитах, на что указывает и их приуроченность к узкой зоне экзоконтакта.

Вблизи контактов граниты часто содержат заметно переработанные ксенолиты пород ходоканской свиты, превращенные в биотит-плагиоклаз-кварцевые или биотит-серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы с редко сохраняющейся метапсаммитовой структурой. При этом первичный хлорит исчезает, альбит замещается олигоклазом, и зернистость породы заметно укрупняется. В ксенолитах, так же как и в гранитах, очень широко выражено и низкотемпературное замещение биотита хлоритом и серицитом, а олигоклаза - соссюритом.

Необычны по морфологии ксенолиты метадиабазов ходоканской свиты среди гранитов в истоках р. Еемных (юго-восточный склон

Лонгдорского поднятия). Здесь в огромных глыбах розовых пегматоидных бульбухтинских гранитов наблюдается большое число резко очерченных, обычно уплощенных, вытянутых ксенолитов мелко- и микрозернистых пород черно-серого цвета с плитчатой отдельностью длиной от нескольких сантиметров до 2–2,5 м. Все они оказались метаморфизованными в зеленосланцевой фации хлорит-карбонат-эпидот-(тактинолит)-серицит-альбит-лейкоксен-кварцевыми эффузивными метадиабазами. В центре ксенолитов ясно видны остатки микрофитовой, интерсертальной или пилотакситовой структуры, обычной для ходоканских метадиабазов. В узких краевых частях породы ксенолитов почти нацело серицитизированы, но новообразования биотита не наблюдаются.

Таким образом, бульбухтинские и окаевские граниты в рвуших контактах обнаруживают очень слабое термальное воздействие на породы ходоканской свиты, выражающееся в биотитизации, серицитизации, реже фельшпатизации. Мощность ореолов крайне невелика (метры, реже первые десятки метров). Никаких темноцветных, более высокотемпературных, чем биотит, не возникает, и уже на небольшом удалении от контакта в породах сохраняются обычные для этого участка зеленосланцевые парагенезисы и метапсаммитовая структура.

Соотношения гранитов с породами пурпольской свиты. При изучении непосредственных контактов обнаружено, что граниты Бульбухтинского и Окаевского массивов прорывают породы пурпольской свиты или оказывают на них метасоматическое воздействие.

Форма контактов чаще всего резкая, апофизы редки. Однако на восточном склоне Лонгдорского поднятия в обрывах ледниковых каров видно, что внедрение гранитов происходило местами с запрокидыванием слоев кварцитов и сланцев, причем наблюдаются как субпараллельные, так и секущие контакты. На рис. 27 приведена зарисовка формы такого контакта в южном борту озера в правом истоке р.Джеллинда. Пласты кварцито-песчаников и кварцевых конгломератов запрокинуты в контакте и прорваны в нижней части склона апофизой гранитов Бульбухтинского массива шириной около 30 м. Изучение контакта показало, что кварцевые гравелиты в зоне мощностью около 3 м слегка тектонизированы, серицитизированы и содержат тонкие (шириной 0,2–2 см) жилки микроклин-олигоклиз-мусковит-кварцевого гранита. Жилки субпараллельны слоистости, ветвятся или выклиниваются, хорошо выделяясь на фоне практически мономинерального кварцевого гравелита (рис. 28).

Подобные инъекции в целом довольно редки на восточном склоне Лонгдорского поднятия. Они наблюдались, например, в левом борту р. Богаукта, где в обнажении базальных кварцевых метагравелитов обнаружена секущая жила беловато-серых пегматоидных мусковитовых гранитов бульбухтинского типа, аналогичных таким же жилам среди пород ходоканской свиты в этом обнажении.

Кое-где (но также очень редко) в гранитах встречаются ксенолиты кварцитов. Например, в истоке р. Емнях в бульбухтинских гранитах наряду с ксенолитами черных метадиабазов ходоканской свиты

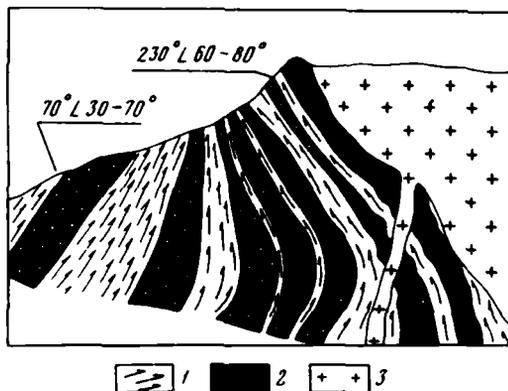


Рис. 27. Зарисовка контакта гранитов Бульбухтинского массива с породами пурпольской свиты в районе истоков р. Джелинда (восточный склон Лонгдорского поднятия)

1 - пирофиллит-хлоритондные сланцы; 2 - кварцито-песчаники, кварцевые метагравелиты и метаконгломераты; 3 - порфировидные микроклин-плагноклазовые граниты

обнаружен округлый ксенолит розовых кварцитов пурпольской свиты размером 2×2,5 м.

В правом борту долины р. Мал. Ходокан среди коренных выходов хлоритонд-кианитовых сланцев вдоль гидравлики встречены две инъекции белых пегматоидных плагноклаз-мусковит-кварцевых гранитов Окаевского массива. Жилы имеют мощность около 2 м; в узкой приконтактной зоне шириной 0,5-1 м глиноземистые сланцы альбитизированы, серицитизированы и превращены в хлорит-серицит-кварцевые и биотит-хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы. По обе стороны при удалении от инъекций вмещающие породы имеют обычный хлоритонд-кианит-кварцевый состав.

Однако инъекции гранитов в таких сливных, массивных породах, как кварциты и глиноземистые сланцы, наблюдались редко. Чаще всего в контакте происходит лишь сильная серицитизация (при более интенсивном процессе - также биотитизация) с замещением кианита и хлоритонда и образованием серицит-кварцевых, иногда биотит-серицит-кварцевых сланцев.

В шлифах наблюдаются любые стадии замещения - от тонких серицитовых кайм вокруг кианита и хлоритонда до почти полных псевдоморфоз с небольшими реликтами хлоритонда и кианита в серицитовом агрегате. Такая метасоматическая перекристаллизация хлоритондных сланцев, приуроченная к экзоконтактным зонам шириной от 4-5 до 10-15 м, наблюдалась в правом борту долины р. Бульбухта, напротив устьев рек Мал. Ходокан и Куликачи. Образующиеся при этом серицит-кварцевые и биотит-серицит-кварцевые сланцы встречаются и в виде ксенолитов в самих гранитах, в эндоконтактной зоне. При этом

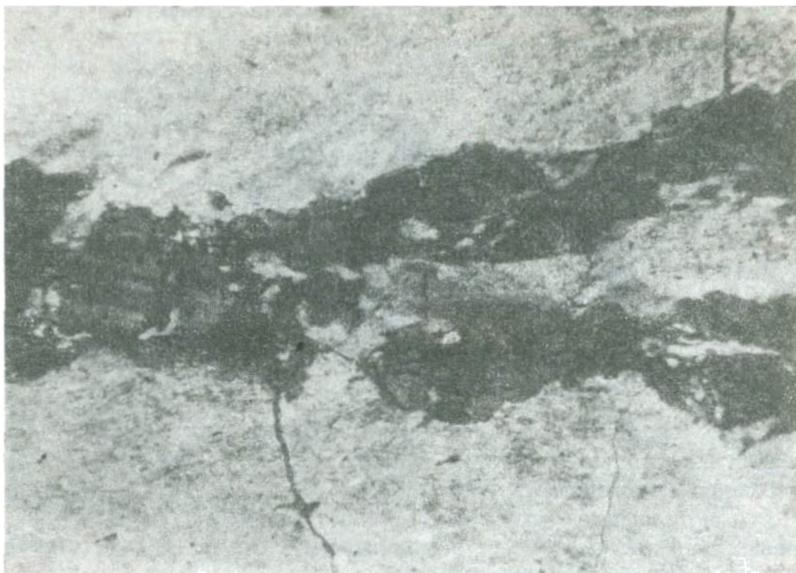


Рис. 28. Жилка микроклин-плагиоклазового гранита в кварцевом метатравелите пурпольской свиты. Увел. 96, николи скрещены

в них сохраняются крупные метатравелитовые зерна кварца, что при отсутствии плагиоклаза подтверждает исходную "пурпольскую" природу сланцев. При более интенсивной переработке сланцы фельдшпатизируются, и признаки первичной природы таких ксенолитов стираются.

Подобные наблюдения противоречат данным о существовании коры выветривания в основании пурпольской свиты и ее более молодом, чем граниты, возрасте [10, 11, 17, 43]. В качестве коры выветривания на восточном склоне Лонгдорского поднятия [10, с. 31] описываются, например, рассланцованные серицит-кварцевые породы в контакте кварцевых гравелитов и гранитов, а иногда – бластомилонитизированные граниты с полностью или частично серицитизированными полевыми шпатами. В свете наших данных первые могут интерпретироваться как метасоматически-измененные породы пурпольской свиты, а вторые – как аутометасоматически-переработанные в краевых частях граниты. Следует подчеркнуть, что из белых слюд по полевым шпатам развивается только серицит, но никогда – пиррофиллит, составляющий почти половину слюдяной фракции пурпольской свиты на восточном склоне поднятия. В шлифах хорошо видно, что такой серицит (часто в сростании с клиноцоизитом, карбонатом или хлоритом) – результат прямого замещения плагиоклаза, а не продукт метаморфизма каких-то минералов коры выветривания, как это часто подразумевается.

Аутометасоматическая природа апополевошпатовой серицитизации, как уже обсуждалось выше, доказывается ее постоянной и безуслов-

ной сопряженностью с серией секущих кварцевых прожилков в гранитах, содержащих такой же мелкочешуйчатый серицит, а также альбит, хлорит, карбонат и вторичный микроклин. Зоны такого изменения в гранитах вовсе не приурочены к контактам с породами пурпольской свиты. Они наблюдаются и в апикальных частях массивов в контактах с породами ходоканской и медвежьей свит по зонам бластомилонитизации внутри гранитных массивов на большом удалении от их контактов с вмещающими породами.

Соотношения гранитов с породами медвежьей свиты. Рвушие контакты гранитов с породами медвежьей свиты наблюдались нами в бассейне рек Мал. Ходокан и Бульбухта.

В первом левом притоке р. Мал.Ходокан (рис. 29) в русле ручья вскрыта контактовая зона Окаевского массива с пурпольской и медвежьей свитами; последняя представлена там лишь базальным хлорит-магнетитовым горизонтом, который перекрыт микроклинсодержащими аркозами баллаганакской подсерии. Сам контакт не обнажен. В эндоконтактной зоне в гранитах содержится большое количество темных округлых ксенолитов размером 10-50 см, которые представлены биотит-магнетит-серицит-микроклин-олигоклаз-кварцевыми и биотит-магнетит-серицит-анкерит-олигоклаз-кварцевыми сланцами, содержащими от 5 до 15% магнетита. Порода заметно перекристаллизована; в ней выделяются новообразования микроклина, скопления биотита, текстура становится массивной. Однако в нескольких шлифах наблюдалась сохранившаяся метасаммитовая структура крупных зерен кварца. Новообразованный биотит имеет необычайно высокую железистость, равную 85% (см. табл. 6).

Вряд ли приходится сомневаться в том, что сланцы из ксенолитов представляют собой биотитизированные и фельдшпатизированные хлорит-магнетитовые и хлорит-магнетит-анкеритовые сланцы базального горизонта медвежьей свиты, обнаженного на противоположном борту распада. Об этом свидетельствуют сходный облик пород, одинаково высокое (5-15%) содержание магнетита, частое присутствие анкерита и уникально высокая железистость биотита - 85% (см. табл. 6, обр. Г-19/6), который, по-видимому, образовался за счет хлорита, имеющего в неизмененных сланцах этого горизонта железистость 88% (см. табл. 6). На это же указывает и непосредственная совмещенность выходов тех и других пород. Ни в каких других свитах или частях нижнепротерозойского разреза породы подобного состава со слодами такой необычно высокой железистости не известны.

Инъекции гранитов Бульбухтинского массива встречаются среди метапесчаников медвежьей свиты в ряде коренных обнажений левого борта долины р. Бульбухта, между устьями ручьев Аяно-Николаевский и Кульбаракун. На этом участке (см. рис. 6) долина р. Бульбухта срезает северное окончание Бульбухтинского массива гранитов, слагающих высоты ее южного борта. Метапесчаники медвежьей свиты участвуют в строении синклинали структуры, разрез которой показан на рис. 29. В контакте с гранитами на южном склоне обнажаются породы пурпольской свиты, перекрытой ниже по склону магнетит-хлорит-биотит-анкеритовыми сланцами базального горизонта медвежьей

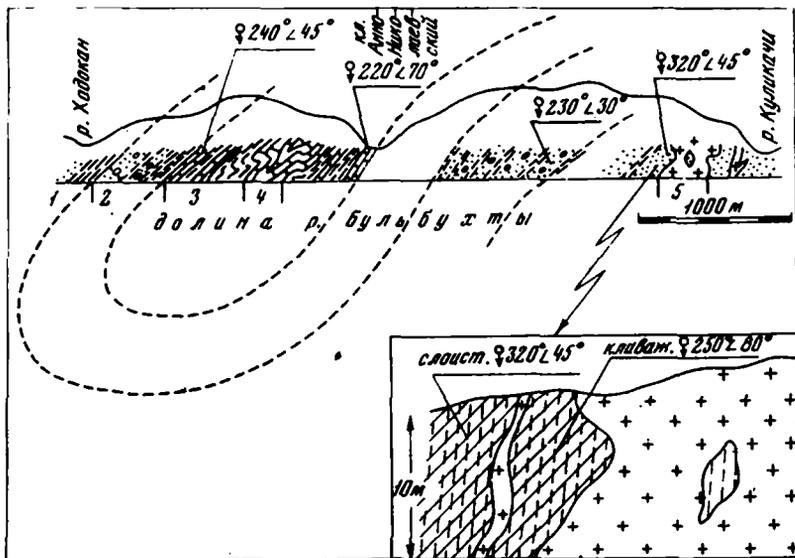


Рис. 29. Разрез по левому берегу р. Бульбухта на отрезке между устьями рек Куликачи и Ходокан

1-3 - медвежовская, хайвергинская и бугарихтинская свиты, нерасчлененные: 1 - пачка черных углистых сланцев, метапесчаников, пуддингов, 2 - пачка черных углистых сланцев и мраморов, 3 - пачка метапесчаников и сланцев с плавающей галькой гранитов; 4 - мраморы бульбухтинской свиты; 5 - микроклин-плагноклазовые граниты. На врезке - деталь контакта гранитов Бульбухтинского массива с породами медвежовской свиты

ской свиты. Еще южнее, в самой долине р. Бульбухта, развиты обычные хлорит-(±биотит)-серпичит-анкерит-альбит-кварцевые метапесчаники, иногда пуддинги, составляющие основную часть разреза медвежовской свиты, в которых и находятся инъекции гранитов. Севернее, в долине р. Куликачи, песчаники сменяются вышележащей пачкой переслаивания углистых серпичит-хлоритовых сланцев с анкеритовыми метапесчаниками, а затем мраморами бульбухтинской свиты.

Граниты, как хорошо видно в обнажениях, образуют среди метапесчаников штоки шириной 15-20 м и ряд более мелких инъекций (от 0,1 до 2-3 м). Нередко граниты содержат их биотитизированные ксенолиты. Зарисовка одного такого обнажения (левый борт р. Бульбухта в 1 км выше устья р. Куликачи) приведена на рис. 29. Граниты центрального штока - аляскитовидные микроклин-плагноклаз-кварцевые, пегматонидные; состав их типичен для всего Бульбухтинского массива (см. табл. 29, обр. Д-37). В мелких апофизах состав инъекций более пестрый, среди них встречаются и плагноклаз-мусковит-кварцевые граниты без микроклина. Участки свежих гранитов чередуются с аутометасоматически-измененными разностями, в которых проявлены замеще-

ние биотита хлорит-серицит-лейкоксоновыми сростками, серицитизация плагиоклаза и развиты секущие кварц-альбитовые, карбонатные и серицитовые жилки. Контакты инъекций извилистые, но обычно субпараллельные слоистости метапесчаников.

На удалении от контакта метапесчаники представлены обычно среднезернистыми хлорит-серицит-альбит-кварцевыми разностями с переменным содержанием анкерита и весьма редкой примесью биотита. В приконтактной зоне шириной 10-20 м, а также в ксенолитах метапесчаников в изобилии появляются биотит, иногда порфиробласты микроклина и олигоклаза, зернистость укрупняется, но метапсаммитовая структура во многих разностях сохраняется хорошо. Наряду с биотитизацией значительная часть боковых пород затронута поздними низкотемпературными изменениями, характерными и для гранитов: распадом биотита на хлорит+серицит+лейкоксен, замещением плагиоклаза серицитом. Однако в отличие от гранитов в боковых породах диафторез не сопровождался образованием сопутствующих жил и прожилков.

Таким образом, на Бульбукта-Ходоканском участке для медвежьей свиты, как и для пурпольской, характерны инъекционные рвущие контакты с гранитами Бульбуктинского и Окаевского массивов.

Что касается вышележащей бульбуктинской свиты, то нами не обнаружены прорывы ее гранитами, с которыми мраморы имеют в большинстве случаев тектонические контакты. Однако в верховьях р.Истанах вблизи гранитов мраморы содержат много тонких секущих кварц-серицитовых и серицитовых прожилков, иногда заканчивающихся небольшими гнездами серицита. При этом в шлифах хорошо видно замещение кальцита или доломита, который сохраняется внутри прожилков в виде изъеденных мелких реликтов.

Соотношения гранитов Лонгдорского массива с вмещающими породами

Гнейсовидные граниты Лонгдорского массива, как и Бульбуктинского, имеют рвущие соотношения с породами ходоканской, пурпольской и медвежьей свит. Контактные процессы несколько отличаются в северном окончании массива, где вмещающие породы метаморфизованы в условиях альмандин-хлорит-хлоритовой субфации (зоны граната), и в его западной части, где метаморфизм достигает ставролитовой фации.

Контактное воздействие гранитов на породы в зоне граната (северо-западное окончание Лонгдорского поднятия). В бассейне р.Истанах, начиная с ее среднего течения, метаморфизм ходоканской, пурпольской и медвежьей свит отвечает зоне граната (см. рис. 19) с увеличением интенсивности на запад (до р. Нечера).

В среднем течении р. Истанах, в районе изограды альмандина (см. рис. 6, сечение 8), лонгдорские гнейсовидные граниты имеют активные контакты с породами всех трех свит.

В восточном борту долины руч. Кедровый в обнажениях на водоразделе наблюдается прорывание хлорит-серицит-альбит-кварцевых и био-

тит-хлорит-серицит-альбит-кварцевых металевролитов и сланцев *ходоканской свиты* гранитами. Контакт резкий, без инъекций. Граниты гнейсовидные, порфиробластические, биотит-мусковит-микроклин-плагиоклаз-кварцевого состава, с небольшим количеством кварц-мусковитовых прожилков. Гнейсовидность гранитов параллельна слоистости металевролитов. Экзоконтактовые изменения приурочены к полосе шириной около 5 м, в которой сланцы сильно турмалинизированы, в них возрастает количество биотита. Термальное воздействие очень незначительно, и даже вблизи этой контактовой зоны часть сланцев имеет обычный хлорит-серицитовый состав.

В 2 км к юго-востоку, уже в северном борту р.Истанах, контакт гранитов с кварцитами *пурпольской свиты* изучен по крупноглыбовым развалам. В экзоконтакте наблюдаются интенсивная фельдшпатизация и мусковитизация мономинеральных кварцитов; в шлифах видно новообразование порфиробластов олигоклаза и микроклина, резко выделяющихся идиоморфизмом на фоне мозаичной основной массы кварцита. В нескольких случаях обнаружены тонкие (0,5-2 см) послойные жилки черно-серого гранита в кварците. В зоне фельдшпатизации можно видеть все переходные различия - от кварцитов с 2-5% полевых шпатов до мусковит-биотит-микроклин-олигоклазовых кварцито-сланцев. Среди последних сохраняются послойные или овальные участки обычных мономинеральных кварцитов. Ширина экзоконтактовой зоны около 30 м.

В гранитах встречены микро- и макроскиалиты кварцитов и кварцито-сланцев. Граниты гнейсовидные, с сильной постмагматической мусковитизацией и небольшим количеством низкотемпературных кварцевых, кварц-серицитовых и чисто серицитовых жилков. Они секут порфиробласты полевых шпатов как в гранитах, так и в фельдшпатизированных кварцитах.

На противоположном южном борту долины р. Истанах, в запрокинутом крыле антиклинальной структуры (см. рис. 8), сложенной ходоканской (в ядре), пурпольской и медвежьей свитами (на крыльях), наблюдается рвущий контакт гранитов с *метапесчаниками медвежьей свиты*. Граниты прорывают, по-видимому, самые низы метапесчаниковой толщи медвежьей свиты, так как в 100 м выше по склону (вниз по разрезу) метапесчаники сменяются сначала пуддинггами с галькой плагиогранитов, а затем базальной пачкой хлорит-магнетитовых сланцев, содержащей до 20% магнетита и новообразования альмандин.

Контакт наблюдается в развалах. В больших глыбах метапесчаники содержат слабо секущие или послойные жилы пегматоидных черно-серых, мусковитовых или двуслюдяных микроклин-плагиоклаз-кварцевых гранитов. В экзоконтактовой полосе шириной 5-15 м заметна сильная биотитизация, реже фельдшпатизация, но псаммитовая структура хорошо сохраняется. С удалением от контакта количества биотита быстро падает, и уже за пределами 15-метровой зоны вместе с биотитсодержащими встречаются и хлорит-серицит-альбит-кварцевые метапесчаники.

В наиболее крупных глыбах видно, что в зоне шириной 0,5-1 м, окружающей жилы, вмещающие метапесчаники превращаются в биотит-

мусковит—микроклин—полевошпатовый сланец и полностью теряют исходный облик и структуру.

В нижнем течении р. Истанах, в 4 км от ее впадения в р. Нечера, фиксируется зона мощного метасоматического воздействия гранито-гнейсов на кварциты верхней пачки и глиноземистые сланцы пурпольской свиты. Последние образуют кровлю массива гранитов, развитых далее к западу вплоть до устья р. Истанах (см. рис. 6). Граниты имеют биотит—мусковит—микроклин—плаггиоклаз—кварцевый состав с порфиробластами микроклина и олигоклаза (до 2–3 см), а их химизм типичен для лонгдорских гранитоидов (см. табл. 30, обр. Д-9). Видимый контакт с гранитами проходит по руслу небольшого распадка; далее на его пологом восточном склоне на протяжении нескольких сот метров обнажаются лишь метасоматически-измененные пурпольские породы. По-видимому, поверхность гранитного массива уходит под кварциты далеко на восток, а плоскость контакта, субпараллельная линии склона, находится недалеко от поверхности. Этим объясняется необычайно большая в плане протяженность метасоматического ореола; истинная же его мощность, очевидно, не превышает 50 м.

Вблизи контакта, у уреза воды, выходят серицитовые кварциты и крупнозернистые сливные кварцевые гравелиты верхнего горизонта пурпольской свиты, содержащие переменное (5–30%) количество порфиробластов микроклина и шахматного альбита размером от 2–3 мм до 1–1,5 см. Это явные новообразования, поскольку в отличие от кварца они часто имеют четкие кристаллографические грани и их рост, как видно в шлифах, сопровождается раздвиганием чешуек слюды. Присутствующий в этих породах серицит имеет желто-зеленый или зеленый цвет, а его анализы (см. табл. 7) показывают, что это типичные фенгиты и феррифенгиты. Как правило, фенгит и полевые шпаты являются единственными (не считая турмалина) новообразованиями в кварцитах, но очень редко среди них встречается и биотит. Количество кварца, крупные зерна которого хорошо сохраняют метапсаммитовую структуру исходного песчаника, колеблется от 60 до 95%. Таким образом, главные парагенезисы этой наиболее близкой к граниту зоны — $fPhn + Mikr + Ab + Q$, $Phn + Ab + Q$, редко $Bi + fPhn + Mikr + Ab + Q$. С удалением от контакта количество микроклина уменьшается, и полевые шпаты (суммарное содержание которых заметно падает) представлены преимущественно альбитом. У вершины гребня фельдшпатизированные кварциты сменяются метасоматически-измененными сланцами средней подсвиты пурпольской свиты. Они почти нацело превращены в фенгит—кварцевые или феррифенгит—полевошпат—кварцевые сланцы, содержащие 50–80% фенгитовых слюд. Эти породы наследуют массивную текстуру высокоглиноземистых сланцев и, главное, содержат реликты чешуек густозеленого хлорита, железистость которого в обр. Д-10/11 — 80% (см. табл. 7). Хлориты именно такой железистости типичны для неизмененных сланцев пурпольской свиты данного района, где метаморфизм соответствует низкой ступени альмандин—хлорит—хлоритоидной субфазы (см. рис. 21, 1). Реликтовые чешуйки хлорита изъеденной формы встречены только в фенгит—кварцевых или альбит—фенгит—кварцевых породах без микроклина. Перемежающиеся с ними иногда микро-

клин-фенгит-кварцевые сланцы хлорита никогда не содержат. Главные парагенезисы этой более удаленной от контакта зоны - $Phn+Ab+Q$, $Phn+Q$, $Chl+Phn+Q$, реже $Phn+Mikt+Ab+Q$. Еще далее к востоку фенгит-полевошпат-кварцевые сланцы в пределах небольшой складки переходят в неизменные кианит-хлоритоидные сланцы пурпольской свиты.

Контактовое воздействие гранитов на породы ставролитовой фации (западный склон Лонгдорского поднятия). В бассейне р. Бол.Олонгда и оз. Догалдынского (юго-западный склон поднятия) биотит-мусковитовые гнейсо-граниты прорывают и мигматизируют породы ходоканской свиты. Метаморфизм пород достаточно высокий, отвечающий верхам ставролитовой фации. Поэтому граниты окружены здесь не только зонами фельdspатизации, мусковитизации и биотитизации, но и типичными мигматитами. Явления гранитизации в ходоканской свите подробно описаны в работе Ф.В.Кузнецовой [33], и мы не будем на них останавливаться.

Воздействие гранито-гнейсов на пурпольскую свиту наблюдалось нами в нескольких местах. В коренных обнажениях на небольшой высоте в 4,5 км к западу от оз. Догалдынского (западный борт долины р.Наричи) видно прорывание гранитами кварцитов и сланцев пурпольской свиты (рис. 30) и подстилающих биотитовых гнейсов и эпидотовых амфиболитов ходоканской свиты. Гнейсовидные биотит-гранат-плагиоклаз-микроклин-кварцевые порфиоровидные граниты имеют неровные, но довольно резкие контакты: в верхней части склона - с амфиболитами ходоканской свиты, в нижней - с крупно- и гигантозернистыми гранат-кианит-ставролит-мусковит-кварцевыми сланцами пурпольской свиты (залегание пород здесь опрокинутое). Последние содержат пропластки мусковитовых кварцитов. В контактах глиноземистые сланцы сильно мусковитизированы; в шлифах видно замещение мусковитом кианита и биотита. В гранитах, местами принимающих мигматитовый характер, содержатся крупные (до 1-1,5 см) зерна граната - реликты замещаемых сланцев (эти гранаты содержат также же включения рутила и ильменита, как и кианит-ставролитовые сланцы). С краев гранаты в гранитах обрастают симплектитами олигоклаза, биотита и магнетита; такие реакции указывают на динамику процесса осветления породы при магматическом замещении с привнесом щелочей.

Интенсивное метасоматическое воздействие гранитов на породы пурпольской свиты наблюдается в их контакте к северо-востоку от оз. Догалдынского (см. рис. 5). В седловине под обрывом толща переслаивающихся кварцитов и ставролит-кианит-гранатовых сланцев находится в непосредственном контакте с биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовыми порфиоровидными гнейсо-гранитами. В экзоконтактовой зоне шириной около 40 м они затронуты боро-щелочным метасоматозом. Он выражается в замещении и резорбции кианита мусковитом, а ставролита и граната - биотитом. В слюдяной массе возникает большое количество идиоморфных новообразований турмалина, количество которого достигает 10%. В результате образуются биотит-мусковит-турмалин-кварцевые сланцы, содержащие небольшие изъеден-

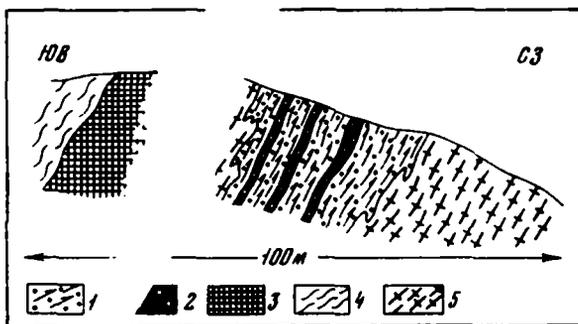


Рис. 30. Инъекции гранитов Лонгдорского массива в породах ходоканской и пурпольской свит (район оз. Догалдынского)

1-2 - пурпольская свита: 1 - гранат-кианит-ставролит-мусковитовые сланцы, 2 - кварциты; 3-4 - ходоканская свита: 3 - эпидотроговообманковые ортоамфиболиты, 4 - биотитовые гнейсы; 5 - двуслодные микроклин-плагноклазовые гнейсовидные граниты

ные реликты кианита и ставролита. У непосредственного контакта, в сравнительно узкой зоне теневой мигматизации, в кварцито-сланцах появляются метасоматические зерна полевых шпатов; тенденция к осветлению выражена, например, в частичном замещении граната биотит-плагноклазовыми сростками.

Далее на север, вдоль левого водораздела р. Нечера, граница гранито-гнейсового массива смещается к западу. При этом все горизонты пурпольской свиты, начиная с нижних, постепенно срезаются гранитами, приходящими в непосредственный контакт с разными горизонтами медвежьей свиты.

Например, на восточном предплечье одной из водораздельных высот между реками Нечера и Бол.Бугарихта (к запад-юго-западу от гольца Лонгдор) биотит-мусковит-микроклин-плагноклазовые гнейсограниты находятся в довольно резком контакте с пудинговым горизонтом медвежьей свиты. У самого контакта среди гнейсо-гранитов встречены послонные скиалиты или пропластки мономинеральных и мусковитовых бесполовошпатовых кварцитов, а также микроклинизированных кварцито-сланцев. Это, несомненно, остатки верхнего горизонта кварцитов пурпольской свиты, практически нацело замещенной здесь и далее к северу гранитами.

Контакт с пудинговым горизонтом сравнительно резкий. Субстрат горизонта представлен сначала биотит-мусковит-плагноклаз-кварцевыми сланцами, а галька - кварцитами и белыми плагногранитами. Сланцы в контакте сильно осветлены, мусковитизированы (в шлифах видно замещение биотита мусковитом), а иногда превращены в микроклин-двуслодные теневые мигматиты, в которых тем не менее хорошо сохраняются кварцитовые гальки. Далее, с удалением от контакта по водоразделу на запад, субстрат пудингов представлен темно-зелеными роговообманково-гранат-эпидот-хлорит-мусковит-олигоклазовыми па-

раамфиболитами с небольшим количеством магнетита (аналог хлорит-анкерит-магнетитового базального горизонта медвежьей свиты). На них контактовое воздействие сказывается уже слабо и выражается в небольшой мусковитизации.

Далее на север, на водоразделе, прослеживается как базальный гранат-амфиболитовый, так и более высокие горизонты медвежьей свиты, представленные биотит-эпидот-гранатовыми плагногнейсами с прослоями эпидот-гранатовых амфиболитов, иногда очень богатых апатитом (до 10%). Здесь в ряде отдельных обнажений постоянно наблюдаются рвущие, но довольно резкие контакты гранито-гнейсов с плагногнейсами и амфиболитами с наложенной на них биотитизацией и мусковитизацией. Гранито-гнейсы часто постепенно переходят в темные мигматиты, имеющие биотит-мусковит-эпидот-микроклин-олигоклаз-кварцевый состав с необычно высокой примесью сфена, ортита и апатита. Эти породы представляют собой скарпалиты параамфиболитов или эпидотсодержащих плагногнейсов медвежьей свиты.

Специфические особенности контактовых процессов гранитоидов Лонгдорского поднятия

Характерной чертой гранитов Бульбухтинского, Окаевского и Лонгдорского массивов (за исключением западной оконечности последнего) является то, что их контактовые ореолы очень узкие и с ними не связаны какие-либо высокотемпературные изменения. Обычная ширина контактовых зон от 1-2 до первых десятков метров. В них проявлены биотитизация, серицитизация и фельдшпатизация, но никогда не возникают высокотемпературные роговики или такие минералы, как гранат, кордиерит, андалузит, ставролит или роговая обманка. Например, метаалевролиты ходоканской свиты часто в 3-5 м от контакта сохраняют свой хлорит-серицитовый состав; актинолит в метадиабазах этой свиты устойчив (и не замещается роговой обманкой) даже в ксенолитах бульбухтинских гранитов. Поэтому понятна устойчивость в непосредственной близости от гранитов хлоритоида и кианита из пурпольской свиты. Даже феррохлориты из пород хлорит-магнетитового горизонта медвежьей свиты, встреченных в ксенолитах окаевских гранитов, замещаются не алмандином, а железистым биотитом.

Все это указывает на чрезвычайно низкую термальную активность гранитов и объясняет, почему контактовое воздействие гранитов на пурпольскую и медвежьую свиты не было отмечено большинством исследователей, работавших в районе Лонгдорского поднятия.

Другая особенность гранитоидов северной и восточной частей поднятия - широкое развитие в них низкотемпературных метасоматических явлений: серицитизации, хлоритизации, альбитизации и окварцевания. Метасоматический характер этих процессов подчеркивается конформностью явлений кислотного выщелачивания и переотложения компонентов: так, рядом с кварцевыми и кварц-серицитовыми прожилками всегда наблюдаются чисто серицитовые, кварц-хлоритовые и карбонат-

ные жилки (переотложение выщелоченных Al, Mg, Fe, Ca). Нам представляется, что именно гидротермально-серицитизированные граниты в их апикальных частях были приняты за проявления коры выветривания. Между тем такие процессы локально развиты не только в эндоконтактах, но и внутри массивов (вдоль зон дробления) и в их экзоконтактах, где серицитизация и хлоритизация накладываются на биотитизированные вмещающие породы.

В западной части Лонгдорского поднятия внедрение гранитов происходило в породы ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) фации, т.е. при температурах 480–580°C. В этих условиях граниты приобретают гнейсовидность, их внешние контакты имеют мигматитовый характер, широко проявлено магматическое замещение. Однако и здесь не фиксируется повышение температуры с приближением к гранитным телам. Типичные минералы мигматитов – мусковит и эпидот, обычно равновесные с микроклином и олигоклазом. Более того, и мусковит, и эпидот сохраняются в многочисленных скиалитах замещаемых пород. Например, амфиболиты превращаются в биотит-эпидот-мусковит-(±сфен, апатит)-микроклин-плаггиоклаз-кварцевые скиалиты, а глиноземистые сланцы – в биотит-мусковит(±гранат)-микроклин-плаггиоклаз-кварцевые. Такие породы обильно насыщают гранито-гнейсы Лонгдорского массива на его западном окончании.

Внедрение гранитов происходило в эпоху максимума регионального метаморфизма. На это указывает явная приспособляемость гранитов в момент кристаллизации к $P-T$ условиям окружающих пород. Так, восточная часть массива гранитов, слагающих поднятие, внедрялась в породы зеленосланцевой фации, и в условиях большого градиента температур между ними и расплавом застывание происходило относительно быстро с образованием массивной текстуры и резких контактов с боковыми породами.

На западном фланге поднятия внедрение происходило в условиях более высокой температуры и пластичности вмещающих пород. Это способствовало медленному остыванию гранитов и возникновению в них гнейсовидных текстур, образующихся в ходе магматического замещения сильно рассланцованных пород ставролитовой фации. Кроме того, температурные условия ставролитовой фации кинит-силлиманитового типа глубинности в окружении гранитов благоприятствуют, как известно [48], выделению и кристаллизации мусковитовых пегматитов. Не удивительно поэтому, что ряд крупных тел таких пегматитов приурочен именно к западному и юго-западному экзоконтактам Лонгдорского гранитного массива.

Метаморфическая зональность в районе Лонгдорского поднятия (во всяком случае на данном эрозионном срезе) не связана с гранитами, а подчинена первичной конфигурации теплового потока. Возможно, в более глубоких сечениях, в зоне гранитообразования такая связь наблюдается. Однако при внедрении в верхние структурные этажи граниты, будучи синхронными с метаморфизмом, могут опережать тепловой поток, попадая в область зеленосланцевой фации, так, например, в северной и восточной частях Лонгдорского поднятия.

ГРАНИТОИДЫ ТОНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ И ИХ КОНТАКТОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

После работ Л.И.Салопы [44], В.К.Головенка [10], А.А.Стороженко [50] в пределах Тонодского поднятия выделялись два комплекса гранитоидов: раннепротерозойский, образующий Кевактинский массив на юго-западе поднятия, и среднепротерозойский амандракский комплекс, участвующий в строении одноименного массива на северо-востоке поднятия.

Наши наблюдения подтвердили данные о том, что в своем типичном выражении внешний облик и некоторые петрохимические особенности кевактинских и амандракских гранитов различны. Однако в то же время обнаружались черты их глубокого петрологического и генетического единства. Для обоих комплексов установлены рвущие контакты с породами ходоқанской, пурпольской и медвежьей свит, однотипности контактового воздействия и автометасоматических процессов, признаки взаимопереходов по простираию и ряд других общих черт, объединяющих их друг с другом и с раннепротерозойскими гранитоидами Ничатского, Бульбухтинского и Лонгдорского массивов на юго-востоке Патомского нагорья.

Кевактинский массив

Под этим названием объединяются несколько крупных однотипных массивов в юго-западной части Тонодского поднятия, разделенных провесами кровли (см. рис. 3). К ним относятся крупнозернистые, порфиробластические биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовые граниты, большей частью массивной текстуры. Очень редки средне- и мелкозернистые разности, связанные с крупнозернистыми постепенными переходами. Кое-где, в самых краевых частях массивов, граниты приобретают гнейсовидность, одновременно обогащаясь мусковитом вплоть до полного исчезновения биотита. Гранитоиды сохраняют свой облик на больших расстояниях и имеют следующий средний состав (в %): калиевый полевой шпат (обычно микроклин) - 30-40; плагиоклаз - 20-40, кварц - 20-30, биотит и мусковит - 5-10.

Их химический состав довольно постоянен. В табл. 31, 32 приведены результаты химических анализов кевактинских гранитов из двух участков: района рек Кевакта - Хайверга и Саталах - Ниж.Язювая. Для всех них характерны преобладание (в вес.%) K_2O (4,4-6,6) над Na_2O (1,6-3,2), средняя общая железистость в пределах 70-90% и коэффициент алгаитности 0,7-0,83. В боковых частях массивов иногда встречаются плагиогранитные разности (см. табл. 31, обр. И-17/23; см. табл. 32, обр. Л-71), которые не образуют каких-либо выдержанных краевых фаций, слагая лишь отдельные участки среди обычных микроклин-плагиоклазовых разностей, и не отличаются от них ни внешним обликом, ни структурой.

Для кевактинского комплекса не характерны явления гибридизма; среди них не встречены амфиболсодержащие граниты. Первичные темноцветные представлены исключительно биотитом, иногда с небольшим количеством железистого граната. Структура гипидиоморфнозернистая

Таблица 31

Химический состав (в вес.%) раннепротерозойских гранитоидов Кевактинского массива в районе рек Кевакта и Хайверга

Компоненты	И-38	И-75	К-11/10	И-17/23	И-16	К-12
SiO ₂	76,86	74,16	74,71	72,50	74,68	73,86
TiO ₂	0,16	0,25	0,25	0,25	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	11,50	13,46	12,37	13,40	11,53	12,49
Fe ₂ O ₃	1,10	0,91	1,20	2,10	1,22	1,75
FeO	0,97	1,17	0,79	1,20	1,50	0,93
MnO	0,09	0,01	0,01	0,05	0,04	0,02
MgO	0,25	0,50	Не обн.	0,37	0,47	0,17
CaO	0,99	0,50	1,46	1,10	1,16	1,71
Na ₂ O	1,93	1,60	2,57	4,35	1,68	2,34
K ₂ O	4,37	6,59	5,45	2,46	5,54	5,12
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,04	0,16	0,10	0,14	0,14
H ₂ O ⁺	1,42	0,88	0,54	0,90	0,80	0,60
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,22	0,18	0,18	0,16
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0,26	0,39	0,17	Не обн.
Сумма	99,83	100,32	99,99	99,35	99,31	99,59
Fe/(Fe+Mg), %	82	70	100	82	76	90
(Na+K)/Al	0,69	0,73	0,81	0,73	0,75	0,75
Аналитик	Е.И. Ломейко	Г.И. Ки- селева	Л.И. Некрасова	Г.И. Кисе- лева		

Место отбора проб: И-38 – исток руч. Косой Брод (приток р. Кевакта); И-75 – северный склон гольца Шляпа Наполеона; К-11/10, И-17/23, И-16 – р. Хайверга; К-12 – водораздел рек Хайверга и Пуричи.

с порфиробластическими выделениями микроклина (реже олигоклаза) размером до 1,5–3 см, причем микроклин почти всегда образуется с некоторым замещением олигоклаза. Аксессуары – апатит, турмалин, довольно редко сфен.

Характернейшим свойством кевактинских гранитов является мощное развитие в них автометасоматических среднетемпературных процессов кислотной стадии, сопровождающихся бластомилонитизацией и образованием вторичной полосчатости пород. Эти явления выражаются в замещении плагиоклаза и биотита средне- и мелкочешуйчатым мусковитом и насыщении гранитов серией кварц-мусковитовых, мусковитовых, мус-

Таблица 32

Химический состав (в вес.%) раннепротерозойских гранитоидов Кевакгинского массива в районе рек Саталах и Ниж.Язловая

Компоненты	Л-27/1	Л-61	Л-63	Л-69	Л-71
SiO ₂	76,38	76,60	71,48	74,95	76,56
TiO ₂	0,21	0,25	0,28	0,25	0,13
Al ₂ O ₃	11,63	11,40	13,97	12,19	12,89
Fe ₂ O ₃	1,21	0,99	2,01	1,90	0,91
FeO	1,13	1,73	0,86	1,42	0,28
MnO	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01
MgO	0,40	0,32	0,84	0,41	0,36
CaO	0,56	0,72	0,66	0,66	0,76
Na ₂ O	2,00	2,50	3,25	2,95	4,40
K ₂ O	5,19	4,40	5,19	4,98	2,16
H ₂ O ⁻	0,16	0,16	0,08	0,06	0,08
H ₂ O ⁺	0,49	0,34	0,70	0,34	0,92
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,18	0,07	0,07
CO ₂	Не обн.				
Сумма	99,63	99,63	99,52	100,21	99,53
Fe/(Fe + Mg), %	74	83	63	81	67
(Na+K)/Al	0,76	0,78	0,78	0,83	0,74

Место отбора проб: Л-27/1 - р. Бол.Патом, в 3 км ниже устья руч.Шумный; Л-61, Л-63 - истоки р. Бол. Саталах; Л-69, Л-71 - верхнее течение р. Ниж.Язловая. Аналитик М.А.Канакина.

кварт-биотитовых, кварцевых, реже кварц-альбитовых прожилков. Одновременно в гранитах возникают полосчатые и гнездовидные скопления мусковитового и биотит-мусковитового состава с участием средне-температурного мелкочешуйчатого биотита, более светлого, чем первично-магматический биотит. Такого рода изменения распространены не локально (вдоль каких-то зон дробления), а развиты по всей площади гранитных массивов, и поэтому свежие, не мусковитизированные граниты встречаются чрезвычайно редко.

Низкотемпературные метасоматические процессы проявлены значительно реже и наблюдаются лишь в краевых частях массивов. Они выражаются в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и образовании тонких прожилков анкеритового, кварц-серицитового и кварц-хлорит-серицитового состава.

Амандраковский массив

К Амандраковскому массиву принадлежат, кроме главного интрузивного тела, два небольших массива, а также мелкие тела, штоки и жильные инъекции в северо-восточной части Тонодского поднятия. Хотя состав и текстура амандраковских гранитов непостоянны, в целом среди них преобладают серые или черно-серые пегматоидные мусковит-микроклин-плагиоклазовые и мусковит-плагиоклазовые граниты.

Крупные массивы более богаты калием, и по минеральному и химическому составу близки к кевактинским гранитам. Они состоят (в %) из калиевого полевого шпата (20-30), олигоклаза или альбита (30-50), кварца (10-20) и мусковита (3-10) с небольшой примесью биотита. Содержание K_2O в крупных массивах колеблется от 3,5 до 5,5, Na_2O - от 2,5 до 4,5 вес.% (табл. 33), общая железистость 60-100%, а коэффициент аглаитности 0,7-1,0. Первичные темноцветные - биотит, иногда железистый гранат; они сохраняются очень редко, почти нацело замещаясь мусковитом. Полевые шпаты представлены микроклином и альбит-олигоклазом в разных количественных соотношениях и всегда с признаками более поздней кристаллизации микроклина. Структура аллотриоморфнозернистая или пегматоидная; аксессуарии - турмалины и апатит. Текстура меняется от крупно- до мелкозернистой, почти всегда оставаясь массивной.

В отличие от кевактинских, амандраковские граниты могут быть отнесены к типичной разновидности мусковитовых пегматоидных гранитов. Большая часть мусковита постмагматическая; размеры его пластин колеблются от 0,1 до 1,5-2 см, а в пегматоидных выделениях - до 4-6 см. Мусковит, иногда в сростках с кварцем, замещает олигоклаз и биотит.

Среднетемпературные метасоматиты кислотной стадии также развиты в амандраковских гранитах, но не так широко, как в кевактинских. Помимо крупнозернистого пегматоидного мусковита, они представлены большим количеством мелко- и среднезернистых кварц-мусковитовых, мусковитовых, кварц-мусковит-клиноцоизитовых, кварц-турмалиновых, кварц-мусковит-биотитовых жилков и гнезд, замещающих первичные полевые шпаты. Часто наблюдаются крупные новообразования турмалина, достигающие 3-4 см.

Если большие массивы амандраковских гранитов содержат много калиевого полевого шпата, то в мелких телах, инъекциях, а также в краевых частях гранитных массивов преобладают плагиогранитные разновидности. Переходы от микроклинсодержащих к безмикроклиновым гранитам наблюдаются часто внутри отдельных инъекций и имеют беспорядочный характер. Для инъекций особенно типично чередование пегматоидных

Таблица 33

Химический состав (в вес. %) раннепротерозойских амандракских

Компоненты	И-35	И-36	И-36/1
SiO ₂	73,94	74,70	74,10
TiO ₂	0,10	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	14,84	14,20	15,30
Fe ₂ O ₃	0,74	0,46	0,33
FeO	0,24	0,29	0,26
MnO	0,01	0,01	0,09
MgO	0,36	0,15	Не обн.
CaO	0,48	0,32	0,50
Na ₂ O	2,55	4,23	4,89
K ₂ O	5,46	4,52	3,76
H ₂ O ⁻	0,06	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	1,06	0,55	0,85
P ₂ O ₅	0,10	0,42	0,13
CO ₂	0,17	0,19	0,11
Сумма	100,11	100,09	100,40
Fe/(Fe+Mg), %	57	71	100
(Na+K)/Al	0,68	0,84	0,79
Аналитик	Л.И.Некрасова		

Место отбора проб: И-35, И-36, И-36/1 – правые водоразделы р. Амандрак (центральная часть Амандракского массива); К-33,

и аплитовидных разностей, серый и черно-серый цвета. В табл. 34 приведен химический состав жильных и краевых фаций амандракских гранитов. При частом преобладании натрия над калием содержание K₂O тем не менее колеблется от 1,2 до 6, а Na₂O – от 3,2 до 6,8 вес.%. Общая железистость заметно ниже, чем для крупных массивов, и меняется от 30 до 80%; коэффициент агпаитности 0,6–0,83.

Чаще всего инъекции, а также краевые части крупных массивов имеют плагиоклаз-мусковит-кварцевый состав с небольшим содержанием микроклина или без него. Нередко сохраняется первично-магма-

гранитоидов (из крупных массивов)

К-33	К-33/1	К-42/7	К-40
76,52	75,16	75,39	74,52
0,08	0,02	0,02	0,04
12,41	13,63	12,47	13,43
1,04	0,72	0,77	0,60
0,39	0,29	0,24	0,40
0,03	0,01	Не обн.	0,01
0,10	0,05	0,08	Не обн.
1,48	1,41	1,01	1,34
3,96	4,57	4,41	4,41
3,15	3,63	5,34	4,33
0,20	0,14	0,16	0,16
0,10	0,01	Не обн.	0,28
0,17	0,20	0,12	0,11
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,11
99,63	99,84	100,01	100,10
86	92	86	100
0,80	0,84	1,04	0,90

Г.И. Киселева

К-33/1 - междуречье Мал. Тонода - Волка-Умакит (правобережье р. Тонода); К-42/7, К-40 - р. Бол. Семикачи.

тический биотит; аксессуары - апатит и турмалин. Как и в больших массивах, инъекции интенсивно затронуты теми же среднетемпературными автометасоматическими изменениями: мусковитизацией плагиоклаза и биотита, развитием секущих кварц-мусковитовых, кварц-альбитовых, мусковитовых прожилков. Из низкотемпературных изменений отмечаются только соскритизация плагиоклаза и серицитовые жилки; хлоритизация и карбонатизация более редки. Несмотря на преобладающее развитие средне- и мелкочешуйчатого вторичного мусковита в ряде инъекционных пегматоидных жил встречались гнезда типичного кварц-мусковитового комплекса с пластинами мусковита до 10-15 см.

Таблица 34

Химический состав (в вес. %) раннепротерозойских амандракских

Компоненты	Инъекции и штоки				
	в ходоканской свите				в медве свите
	И-7	Д-56	Д-56/1	Д-56/2	Д-57/3
SiO ₂	74,26	75,30	71,92	76,41	61,16
TiO ₂	0,06	0,08	0,06	0,25	Не обн.
Al ₂ O ₃	15,60	14,45	14,03	13,68	18,93
Fe ₂ O ₃	0,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,02
FeO	0,22	0,69	0,98	1,38	0,68
MnO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,10
MgO	0,28	0,48	0,83	1,06	1,91
CaO	0,70	0,82	2,99	1,62	2,04
Na ₂ O	5,10	5,70	3,99	3,29	5,34
K ₂ O	2,14	1,76	2,97	2,31	6,08
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,68	0,29	0,65	0,23	0,64
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,06	0,02	0,28
CO ₂	0,10	Не обн.	1,63	Не обн.	2,14
Сумма	99,84	99,70	100,13	100,29	100,02
Fe/(Fe+Mg), %	61	45	40	42	32
(Na+K)/Al	0,68	0,78	0,70	0,58	0,83
Аналитик		Е.И.Ломейко			А.И.Гусева

Место отбора проб: И-7 - р.Тонода; Д-56, Д-56/1, Д-56/2 - р.Челончен (ниже устья руч. Пологий); Д-57/3 - руч. Пологий; Д-51/6 - р. Челончен (выше устья руч.Пологий); И-13/5, И-13/6 - р.Тонода, к северу от руч. Амакит; И-41/6 - южный водораздел

гранитоидов (инъекции, штоки и краевые части массивов)

жевской	Краевые части массивов					
	Д-51/6	И-13/5	И-13/6	И-41/6	И-46/26	К-51/4
79,37	73,72	74,10	74,23	67,60	75,92	
0,06	Необн.	Необн.	0,17	Необн.	0,04	
12,32	15,40	14,70	14,33	18,16	13,91	
Необн.	0,35	0,52	0,80	0,91	0,85	
0,43	0,24	0,31	0,61	0,53	0,17	
0,02	0,01	0,01	0,03	0,09	0,01	
0,26	0,20	0,36	0,17	0,45	Необн.	
0,52	0,66	0,56	0,90	3,25	1,22	
4,36	6,80	6,50	6,43	6,82	4,82	
1,74	1,47	1,26	1,17	0,61	2,44	
Необн.	Необн.	0,16	Необн.	Необн.	0,18	
0,26	0,51	0,37	0,85	0,97	0,32	
0,29	0,28	0,26	0,08	0,11	0,08	
Необн.	0,03	0,14	0,12	0,10	Необн.	
99,68	99,67	99,25	99,89	99,60	99,96	
50	61,5	53	82	63	100	
0,74	0,83	0,82	0,82	0,35	0,76	

Л.П.Некрасова

Г.И.Киселева

руч. Аянах, в 6 км от р. Челогчен; И-46/26 – исток р. Мал.Семикачи; К-51/4 – северный водораздел руч. Пологий, у его устья.

Контактовое воздействие гранитоидов Кевактинского массива

Нами наблюдалось активное воздействие кевактинских гранитов на породы ходоканской, пурпольской и медвежевской свит. Рвущие соотношения гранитов с породами ходоканской (чуйской) свиты в пределах Тонодского поднятия отмечались всеми исследователями [10, 17, 44]. Контакты обычно резкие, с небольшим количеством инъекций или апофиз. В экзоконтактовой зоне наблюдается биотитизация, мусковитизация и турмалинизация ходоканских металевролитов и сланцев с фельдшпатизацией в непосредственном контакте. Кроме этого, какое-либо специфически термальное воздействие на боковые породы (образование кордиерита, гравата, ставролита и т.д.) не отмечается. Ширина контактовых ореолов от 3—5 до 100 м.

Более детально необходимо остановиться на вопросе соотношений гранитов с породами пурпольской и медвежевской свит. Решение этого вопроса важно для интерпретации общегеологической ситуации в регионе.

Соотношения гранитов с породами пурпольской свиты. На Тонодском поднятии пурпольская свита, по мнению ряда исследователей, в частности В.К.Головенка [10], с несогласием и корой выветривания залегает на кевактинских гранитах.

Однако проведенное нами изучение контактов пурпольской свиты с гранитоидами кевактинского массива показало, что они всегда являются инъекционными и активными, а породы, рассматривавшиеся обычно в качестве метаморфизованной коры выветривания, представляют собой либо разгнейсованные и мусковитизированные краевые фации гранитов, либо мусковитизированные кварцито-гравелиты и сланцы пурпольской свиты.

Геологическое картирование (см. рис. 3) противоречит предположению о том, что пурпольская свита повсеместно окаймляет выходы раннепротерозойских гранитов и залегает на их размытой поверхности [10]. На карте видно, что кевактинские гранитоиды пересекают все три подсвиты пурпольской свиты, нередко срезают ее целиком и внедряются в вышележащие породы медвежевской свиты. Л.И.Салоп [43] указывает также на то, что в тех случаях, когда пурпольская свита картируется в непосредственной близости от массивов гранитов, падение слоистости в ее породах всегда направлено в сторону от массивов. Этот критерий также используется обычно для обоснования более молодого возраста пурпольской свиты, чем гранитов. Действительно, во многих местах наблюдается именно такая картина. Объяснение этого явления, однако, может быть и иным. Пурпольская свита обнаруживается только в зоне поднятий, где находится основной ареал ее развития, и окаймляет она не массивы гранитов, а конседиментационные поднятия, ядра которых сложены породами ходоканской свиты и не вскрытыми в современном срезе архейскими образованиями. Вместе с тем крупные автохтонные массивы гранитоидов также локализируются в поднятиях фундамента. Возникающий в плане суммарный геологический рисунок может создавать впечатление, будто массивы гранитов как бы окаймляются породами пурпольской свиты, хотя на самом деле граниты принадлежат к более молодым образованиям.

Например, в обнажениях правого водораздельного склона р. Хайверга, к северо-востоку от гольца Давледжакит (см. рис. 10), граниты прорывают кварцевые гравелиты с прослоями кианит-хлоритовидных сланцев, относящиеся к нижней подсвите пурпольской свиты. Вокруг гранитов наблюдается ореол мощностью 10–100 м, в котором метгравелиты и сланцы мусковитизированы, турмалинизированы и насыщены большим количеством кварц-турмалиновых прожилков. Так, в хлоритоид-хлоритовых сланцах наблюдаются частичные или полные псевдоморфозы мусковит-фенгита по хлоритоиду, в которых новообразованный мусковит целиком повторяет характерные розетковидные формы хлоритоидных скоплений. Турмалин образует идиоморфные зерна и нередко замещает чешуйки хлорита. В результате кварцевые гравелиты и хлоритоидные сланцы превращаются в мусковит-турмалинит-хлорит-кварцевые сланцы. Ближе к контакту (в пределах полосы шириной 5–15 м) резко усиливается турмалинизация (количество идиоморфных выделений турмалина достигает 30%), появляются новообразования биотита и полевых шпатов, и гравелиты превращаются в мусковит-биотит-турмалин-полевошпат-кварцевые сланцы, в которых тем не менее хорошо сохраняются округлые метгравелитовые зерна кварца. Иногда в кварцито-гравелитах наблюдаются метасоматические новообразования микроклина и альбита, в которых полевые шпаты имеют идиоморфные формы роста, тогда как первичный кварц хорошо окатан и имеет округлые формы. В эндоконтакте среди порфириовидных гранитов встречаются хорошо очерченные ксенолиты мономинеральных кварцитов пурпольской свиты и мусковит-биотит-турмалин-кварцевых сланцев экзоконтакта. Описанные изменения пурпольской свиты совершенно идентичны метасоматическим процессам в метаалевролитах ходоканской свиты, наблюдающимся в 1,5 км к юго-западу, в их контакте с гранитами на р. Хайверга (см. рис. 10). Кроме турмалинизации, биотитизации и мусковитизации, в контактовых ореолах по породам обеих свит обнаруживается много секущих кварц-турмалиновых и кварц-мусковитовых жил.

Наиболее ярко метасоматическое воздействие кевактинских гранитов наблюдается в их контактах со средней сланцевой пачкой пурпольской свиты. Например, у окончания правого водораздела р. Сиган (у ее впадения в р. Хайверга) высокоглиноземистые сланцы образуют широкий, слагающий большую часть вершины ксенолит (см. рис. 17) в кровле массива кевактинских гранитов, уничтоживших нижний кварцито-гравелитовый горизонт. Сланцы сильно мусковитизированы, метасоматически переработаны и в значительной мере превращены в мусковит-хлорит-кварцевые сланцы, в которых хлоритоид сохраняется лишь в наиболее меланократовых прослоях. В шлифах видны все стадии замещения хлоритоида мусковит-фенгитом, а также хлоритом. Фото этих шлифов с реакционными структурами опубликованы в специальной работе [26]. В наиболее измененных прослоях, содержащих также инъекции гранитов, наблюдается новообразование биотита, но лишь после полного замещения хлоритоида. Таким образом, в пределах данного ксенолита последовательность перекристаллизации первичных сланцев следующая: кианит-хлоритоидные и хлорит-хлоритоидные сланцы → мус-

ковит-хлорит-турмалиновые сланцы (с реликтами хлоритоида) → биотит-мусковит-турмалин-хлоритовые сланцы. Интенсивность замещения отражает увеличение привноса K_2O .

Аналогичные изменения хлоритоид-кианитовых сланцев наблюдаются на северном склоне гольца Шляпа Наполеона, где граниты, косо срезающие кварциты нижней подсветы, приходят в контакт со средней сланцевой подсветой. Здесь в пределах 20-метрового ореола происходит сначала мусковитизация хлоритоидных сланцев, а затем (в 5-7 м от гранита) альбитизация с образованием крупнозернистых мусковит-альбит-кварцевых сланцев.

Соотношение гранитов с породами медвежьей свиты. В ряде мест (в истоках рек Пуричи и Ниж.Язвая, в долинах рек Хайверга, Бол. Патом и др.) наблюдаются рвущие контакты кевактинских гранитов с нижними горизонтами разреза медвежьей свиты.

В левом борту р. Бол.Патом, в 2 км ниже устья руч. Шумный (см. рис. 17), кевактинские граниты контактируют с базальным горизонтом высокожелезистых сланцев и амфиболитов медвежьей свиты. Граниты представлены обычными порфировидными биотит-мусковит-микроклин-плагноклазовыми разностями, богатыми K_2O (см. табл. 32, обр. Л-27/1). Гранат-роговообманковые амфиболиты, переслаивающиеся с куммингтонит-магнетит-хлорит-гранатовыми высокожелезистыми сланцами (см. табл. 20, обр. Л-27/3), биотитизированы в контакте и содержат послойные и секущие жилы гранитов мощностью 3-10 см. Вблизи жил роговая обманка и гранат интенсивно замещаются биотитом. Наряду с гранитными встречаются секущие кварц-турмалиновые жилы, около которых амфиболиты сильно турмалинизованы; в шлифах видно замещение синие-зеленых роговых обманок агрегатом новообразованных зерен турмалина, количество которого достигает 10%. В гранитах зоны эндоконтакта содержат ксенолиты и скиалиты амфиболитов, превращенных в меланократовые биотит-клиноцоизит-хлорит-турмалиновые сланцы с реликтами роговой обманки. Несколько жил и инъекций гранитов встречается также в биотит-гранат-хлорит-клиноцоизитовых метапесчаниках, непосредственно перекрывающих нижний амфиболитовый горизонт. Базальный для медвежьей свиты горизонт амфиболитов и высокожелезистых сланцев с небольшими перерывами прослеживается из долины р. Бол.Патом на северо-восток (см. рис. 17), где в истоках р. Имянет и на южном водоразделе р. Хайверга дважды наблюдались рвущие контакты кевактинских гранитов с амфиболитами, которые вблизи гранитов интенсивно биотитизированы. Кроме того, на западном водоразделе рек Хайверга и Сиган крупно- и гигантозернистые, сильно мусковитизированные гранат-биотит-хлоритовые сланцы образуют несколько ксенолитов в гранитах. Эти породы из-за больших размеров зерен граната (до 3-4 см) довольно легко узнаются в частично перекристаллизованных скиалитах среди гранитов. Так, в 2 км к западу от истоков р. Пуричи (приток р. Тонода) на простирании высокожелезистого горизонта, вскрытого в долине ручья, в гранитах встречены скиалиты фельдшпатизированных и биотитизированных крупнозернистых гранат-клиноцоизит-кварцевых сланцев с зернами граната диаметром до 2 см, наполненными в лучениями

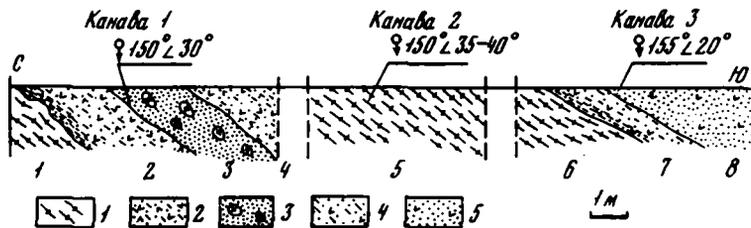


Рис. 31. Характер соотношений гранитов Кевактинского массива с метатупфоспесчаниками и метаконгломератами нижней части разреза медвежьей свиты в верховьях р. Ниж. Язвая

1 - мусковит-микроклин-плагиоклазовые граниты; 2 - мусковитизированные и фельдшпатизированные метатупфоспесчаники и метатупфиты; 3 - метатупфоспесчаники с гальками и валунами плагиогранитов; 4 - мусковитизированные метатупфоспесчаники; 5 - биотит-эпидот ± карбонат-серицит-сфен-альбит-кварцевые метатупфоспесчаники

крупных кристаллов клиноцоизита и ильменита и замещаемыми с краев биотитом. Породы скиалитов полностью идентичны гранат-клиноцоизитовым сланцам, обнажающимся в составе высокожелезистого горизонта несколько восточнее, в истоке р. Пуричи.

Инъекционный контакт гранитов с тупфоспесчаниками и конгломератами нижней части медвежьей свиты наблюдается на юге массива кевактинских гранитов в истоках р. Ниж. Язвая. Здесь граниты срезают пурпольскую свиту и базальный высокожелезистый горизонт медвежьей свиты, развитые непосредственно к востоку (см. рис. 12), и внедряются в вышележащую толщу метаморфизованных тупфоспесчаников, тупфитов и конгломератов. На западном водораздельном гребне истока р. Ниж. Язвая в трех канавах, идущих с севера на юг, вскрыты следующие породы (рис. 31).

1. Мусковит-плагиоклаз-микроклиновые порфиробластические гнейсовидные граниты (южная часть крупного массива кевактинских гранитов).

2. Интенсивно мусковитизированные и альбитизированные хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, местами сильно обогащенные мелкозернистым сфеном и эпидотом. Судя по наличию крупночешуйчатого хлорита (замещаемого мусковитом) и заметного количества сфена и эпидота, это измененные щелочным метасоматозом метатупфиты и метатупфоспесчаники.

3. Лейкократовые, слабо углистые хлорит-серицит-сфен-альбит-кварцевые метатупфоспесчаники с мелкозернистой основной массой и обломками кварца и альбита, содержащие хорошо окатанные гальки и валуны (диаметром до 20 см) серых плагиоклаз-кварцевых и мусковит-плагиоклаз-кварцевых гранитов.

4. Мусковитизированные и альбитизированные хлорит-мусковит-альбит-кварцевые метатупфиты и метатупфоспесчаники.

5. Во второй канаве, далее к югу, вновь вскрываются мусковит-микроклин-плагиоклазовые и биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовые гнейсовидные граниты.

6. Третья канава вскрывает те же мусковит+биотит-микроклин-плагиоклазовые кевактинские граниты с порфиробластами микроклина и мусковит-биотитовыми прожилками.

7. В контакте с ними находят мусковитизированные биотит-эпидот-сфен-альбит-кварцевые метатупесчаники, в которых биотит почти полностью замещен мусковитом.

8. Биотит-эпидот-серицитовые, карбонат-эпидот-серицитовые, реже микроклин-биотит-эпидот-альбитовые, богатые сфеном и магнетитом метатупесчаники. Далее на юг эти метатупесчаники, часто с галькой и валунами плагногранитов, относящиеся к низам медвежьей свиты, образуют непрерывные выходы вдоль всего южного склона поднятия.

Таким образом, на данном участке кевактинские граниты прорывают породы нижней тупоконгломератовой подсвиты медвежьей свиты и оказывают на них активное метасоматическое воздействие. Породы подсвиты сохраняются в гранитах в виде останца или скиалита (см. рис. 31, пачки 2-4). Здесь, как и на других участках развития нижнепротерозойских конгломератов, ярко выражен контраст между плагногранитным составом галек из медвежьих конгломератов и калиевым типом кевактинских гранитоидов. Кроме отсутствия калиевого полевого шпата, плагнограниты из галек отличаются также полным отсутствием разнообразных гидротермальных прожилков, насыщающих кевактинские гранитоиды на всей площади их развития.

Рассмотренные примеры активных взаимоотношений кевактинских гранитов с нижней частью медвежьей свиты типичны; подобные соотношения в том или ином виде повторяются в пределах всей юго-западной половины Тонодского поднятия.

Контактовое воздействие гранитоидов Амандракского массива

Соотношения гранитоидов Амандракского массива с пурпольской и медвежьей свитой трактуются в настоящее время по-разному. Л.И.Салоп [44] считает эти граниты среднепротерозойскими и указывает на прорывание ими тепторгинской серии. В.К.Головенко [10], а также геологи съемочных партий ИГУ полагают, что гранитоиды Амандракского массива имеют раннепротерозойский возраст, а пурпольская свита с размывом и корой выветривания в основании перекрывает эти гранитоиды.

Наши наблюдения показали, что амандракские граниты прорывают и пурпольскую, и медвежьую свиты, образуют в них отдельные инъекции и жилы и оказывают на них интенсивное метасоматическое воздействие, по всем петрологическим особенностям аналогичное влиянию на боковые породы кевактинских гранитов.

Прежде чем рассмотреть контакты гранитов с этими двумя свитами, остановимся кратко на соотношениях гранитов с породами ходоканской свиты. В обнажениях по рекам Челончен, Мал. Семкиачи и Тонода наблюдаются крупные и мелкие инъекции амандракских гранитов в металавровлитах и метапесчаных ходоканской свиты, метаморфизованных в условиях зоны граната. Гранитоиды имеют четкие контакты; в боко-

вых породах фиксируются небольшие (от 0,5 до 5–10 м) зоны мусковитизации, гораздо реже – биотитизации. Наиболее часто проявлена мусковитизация вмещающих пород, когда биотит и хлорит частично, а иногда и целиком замещаются мусковитом с параллельным обильным новообразованием турмалина. В метадиабазах вблизи гранитов заметно замещение роговых обманок биотитом. Гораздо реже и лишь вблизи контактов происходит фельдшпатизация боковых пород. Ксенолиты металевоэролитов внутри гранитов также сильно мусковитизированы, но в них, кроме того, плагиоклаз сильно серицитизирован, иногда до полных псевдоморфоз. Какие-либо следы термального воздействия, указывающего на заметное повышение температуры, у контактов с амандракскими гранитами не наблюдались.

Соотношения гранитов с породами пурпольской свиты. Гранитоиды Амандракского массива прорывают все три подсвиты пурпольской свиты. Контакты обычно резкие, с зонами мусковитизации мощностью не более нескольких метров.

В нескольких местах на реках Челончен и Бол.Семикачи нами наблюдались секущие или послонные жилы амандракских гранитов. Например, в левом борту долины р. Бол.Семикачи, в 200 м над урезом воды, среди мономинеральных серицитовых кварцитов верхней подсвиты пурпольской свиты встречены послонные жилы пегматоидных черно-серых мусковит-плагиоклазовых гранитов мощностью 10–30 см (рис. 32, А). Границы жил резкие, с небольшой мусковитизацией в контакте.

Однако инъекции гранитов в кварцитах и хлоритоидных сланцах сравнительно редки. Зато в них хорошо выражены ореолы метасоматического воздействия в контактах с крупными телами гранитов, особенно при прорывании ими кианит-хлоритоидных сланцев средней подсвиты. Например, на северном водоразделе руч. Пологий (у его впадения в р. Хайверга) в контакте пегматоидных амандракских гранитов наблюдается интенсивная мусковитизация и турмалинизация кианит-хлоритоидных сланцев. Контакт резкий, без апофиз; граниты имеют свежий вид. Во внешней зоне шириной несколько метров кианит-хлоритоидные сланцы мусковитизированы и хлоритизированы; в шлифах видно разъедание и замещение кианита мусковитом, а хлоритоида – мусковитом, хлоритом и турмалином, в результате чего эти породы превращаются в плойчатые мусковит-хлоритовые и мусковитовые сланцы с турмалином. На противоположном южном водоразделе руч. Пологий наблюдаются аналогичные контакты и зоны мусковитизации; в шлифах из этого участка видно замещение хлоритоида не только мусковитом, но и сростками мусковита с турмалином.

Мусковит-хлорит-кварцевые, не содержащие полевых шпатов сланцы являются наиболее типичными метасоматическими породами, образованными за счет кианит-хлоритоидных и хлоритоидных сланцев, и в таком виде нередко сохраняются вплоть до контакта с гранитами. Они всегда обогащены турмалином, количество которого резко увеличивается, а размеры зерен увеличиваются по мере усиления мусковитизации. Например, на южных водоразделах руч. Аянах, в 6 км от его впадения в р. Челончен, мусковит-хлорит-кварцевые, очень тонко рассланцо-

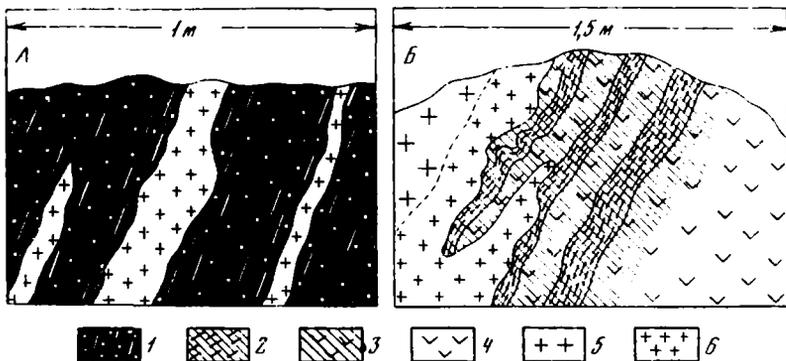


Рис. 32. Жилы амандракских гранитоидов в породах пурпольской и медвежьей свит (в обнажениях на р. Бол. Семикачи)
 А – среди кварцитов верхней подсвиты пурпольской свиты; Б – среди параамфиболитов базального горизонта медвежьей свиты;
 1 – слабо мусковитизированные и фельдшпатизированные кварциты;
 2 – мусковитизированные крупнозернистые гранат–хлорит–кварцевые сланцы;
 3 – биотитизированные и хлоритизированные роговообманково–анкерит–хлоритовые параамфиболиты; 4 – то же, неизменные;
 5 – микроклин–плагиоклаз–мусковитовые граниты; 6 – плагиоклаз–мусковитовые граниты

ванные, крупночешуйчатые сланцы образуют полосу шириной около 15 м в непосредственном контакте массива гранитов. В них много зерен новообразованного турмалина, а также магнетита, кристаллизация которых синхронна с хлоритом и мусковит–фенгитом, но ни биотита, ни полевых шпатов в этих породах нет. В мусковите встречаются мельчайшие изъеденные реликты хлоритоида, содержание которого в породе не превышает 3–4%; с удалением от контакта мусковит–хлорит–турмалин–магнетит–кварцевые сланцы быстро переходят в обычные кианит–хлоритоидные и хлоритоидные сланцы.

Нередко в фенгит–хлоритовых сланцах появляется также биотит, однако он образуется лишь после полного замещения хлоритоида, и их совместное присутствие, даже в реакционных соотношениях, не наблюдалось ни в одном шлифе. Например, на южном и северном водоразделах руч. Пологий (у его впадения в р. Челончен) и на водоразделе в истоках р. Мал. Семикачи хлорит–фенгитовые сланцы с реликтами хлоритоида разной степени замещения в 1–2 м от контакта с гранитами сменяются хлорит–фенгит–биотит–кварцевыми сланцами уже без хлоритоида.

Помимо мусковитизации, в ряде контактов наблюдается альбитизация глиноземистых сланцев. Например, у юго–восточной предвершинной части горы Средний Семикач (правый водораздел р. Бол. Семикачи, в 11 км от ее устья) крупный массив амандракских гранитов прорывает черные (богатые графитом) хлоритоидные и альмандин–хлорит–хлоритоидные сланцы пурпольской свиты. В зоне шириной около 20–

30 м проявлены интенсивное разьедание и замещение хлоритоида мусковитом и новообразование альбита, в результате сланцы превращаются в альмандин-хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы с реликтами хлоритоида, сохраняя в то же время необычный черный цвет, связанный с большим содержанием графита.

Таким образом, контактовое воздействие амандракских гранитов на кианит-хлоритоидные сланцы превращает их в мусковит-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые, биотит-мусковит-хлорит-кварцевые и мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы. Обобщенный анализ таких метасоматических контактовых процессов дается во II части работы.

Соотношения гранитов с породами медвежьей свиты. Взаимоотношения амандракских гранитов с медвежьей свитой имеют такой же активный характер. Например, в правом борту р. Бол.Семикачи, в 10 км от ее устья, наблюдаются жилы и инъекции мусковитовых пегматоидных гранитов в роговообманково-анкеритовых параамфиболитах (см. табл. 12, обр. К-40/22) из высокожелезистого базального горизонта медвежьей свиты. Черно-серые мусковитовые граниты Амандракского массива, образующие шток в контакте пурпольских кварцитов с медвежьей свитой, имеют микроклин-плагиоклазовый состав (см. табл. 33, обр. К-40) и лишь в 1-2 м от амфиболитов переходят в плагиоклазовую фацию. Они прорывают анкерит-роговообманковые амфиболиты, тонко переслаивающиеся с гранат-хлоритовыми сланцами, и образуют в них апофизы (см. рис. 32, Б). В зоне шириной 1-3 м амфиболиты и гранатовые сланцы биотитизированы, мусковитизированы и сильно рассланцованы; наблюдается замещение роговой обманки биотитом, иногда в сростках с мусковитом. Анкерит при этом либо сохраняется (в шлифах местами можно видеть непосредственные контакты пегматоидного олигоклаза из жил с анкеритом), либо частично замещается новообразованным хлоритом. Результаты анализов амфибола, анкерита и граната из этого горизонта (в 10 м от контакта с гранитами) приведены в табл. 12.

Аналогичные секущие и послонные инъекции гранитов в базальных медвежьих параамфиболитах наблюдались на руч. Пологий, в левом борту р. Бол.Семикачи, на водоразделе рек Мал.Семикачи и Гаричи. Например, в 2 км к западу от высоты Вершина Гаричи роговообманково-гранат-клиноцоизит-биотит-хлоритовые амфиболиты, перекрывающие кварциты пурпольской свиты, содержат послонные жилы черно-серых микроклин-мусковит-плагиоклазовых гранитов. Вблизи жил происходит интенсивное замещение роговой обманки биотит-эпидотовыми сростками, граната - биотитом, а биотита - мусковитом, и поэтому амфиболиты в 0,5 м от жилы превращаются в биотит-клиноцоизит-мусковит-плагиоклазовые сланцы.

Параллельно с гранитными жилами в амфиболитах (особенно вблизи крупных массивов гранитов) развиваются секущие кварц-турмалиновые и кварц-мусковитовые прожилки, видны новообразования розеток турмалина, иногда с явным замещением железо-магнезиальных минералов.

Инъекции и жилы амандракских гранитов наблюдались также в метапесчаниках и метагравелитах медвежьей свиты, перекрывающих

базальный высокожелезистый горизонт. Например, серые или черно-серые мусковит-плагиоклазовые граниты типично амандракского вида встречаются в виде послойных или слабо секущих жил в биотит-мусковит-хлорит-цоизит-альбит-кварцевых метателесчаниках на р. Челончен (в 5 км к югу от устья руч. Пологий), на руч. Пологий, на водоразделе истоков рек Мал. Семикачи и Гаричи. Контактные явления около этих интрузий представлены узкой зоной биотитизации и мусковитизации.

Общие особенности гранитоидов Тонодского поднятия

Рассмотренные выше особенности кевактинских и амандракских гранитов показывают, что они являются фашиальными разновидностями единого комплекса аллохтонных гранитоидов. Их различия заключаются лишь в том, что амандракские граниты, локализованные в северо-восточной части поднятия, имеют более натриевый состав, аляскинтоидный облик и тенденцию к образованию крупночешуйчатого мусковита. Кевактинские граниты, развитые в юго-западной части поднятия, несколько более меланократовые, обогащены калиевым полевым шпатом, более бластомилонитизированы и содержат преимущественно средне- и мелкочешуйчатый мусковит.

Все остальные признаки указывают на их петрологическое и возрастное единство. Обе разновидности гранитов относятся к типу двуслюдяных гранитоидов низкой щелочности, имеют низкую температуру кристаллизации, богаты летучими (в частности, бором), не дают высокотемпературных ореолов, не склонны к гибридности и процессам магматической дифференциации. Среди них полностью отсутствуют амфиболовые или биотит-амфиболовые граниты; единственный первичный темноцветный – биотит, иногда железистый гранат. Структуры магматического этапа указывают на идиоморфизм плагиоклаза и на более позднюю кристаллизацию калиевого полевого шпата, всегда в той или иной мере замещающего плагиоклаз. Аксессуары кевактинских и амандракских гранитов – апатит и турмалин.

Особенно характерным свойством обоих типов гранитоидов является мощное развитие в них аутометасоматических процессов кислотной стадии. Эти среднетемпературные процессы, выражающиеся главным образом в мусковитизации, а также альбитизации и окварцевании гранитов, сопровождаются сильной бластомилонитизацией. Вследствие этого граниты насыщаются большим количеством мусковитовых, кварц-мусковитовых, кварц-альбитовых и кварцевых жилок, а также вторичными гнездами и шлирами мусковитового и мусковит-биотитового состава.

Контактное воздействие гранитоидов также совершенно идентично. Мощность ореолов измеряется первыми метрами, реже достигая 20–30 м. Даже вокруг крупных массивов не фиксируются породы роговикового типа и минеральные новообразования, более высокотемпературные, чем минералы окружающих зон регионального метаморфизма. Как в биотитовой, так и в гранатовой зонах контактное воздействие выражается в мусковитизации, биотитизации, турмалини-

зации, иногда хлоритизации боковых пород. Лишь в непосредственных контактах с гранитами или по небольшим зонам проницаемости происходит фельдшпатизация пород. Наиболее типичны следующие метасоматические преобразования. Метаалевролиты и метапесчаники ходоканской свиты превращаются в биотит-хлорит-мусковитовые сланцы; высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты - в мусковитовые, мусковит-хлоритовые и мусковит-биотит-хлоритовые сланцы; кварциты - в мусковитовые и мусковит-полевошпатовые кварцитосланцы; амфиболиты - в биотит-клинопозит-мусковитовые или биотит-мусковит-роговообманковые сланцы; метапесчаники, туффиты и туфопесчаники медвежьей свиты - в мусковит-хлоритовые и биотит-хлорит-мусковитовые сланцы. Все эти породы, кроме того, заметно обогащены турмалином, количество которого достигает 5-8, иногда даже 30%, и содержат кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые жилки.

Наконец, амандракские и кевактинские граниты занимают одинаковое геологическое положение - они прорывают нижнепротерозойские породы ходоканской, пурпольской и медвежьей свит и содержатся в гальке базальных конгломератов латомской серии рифея.

Все эти данные позволяют расценивать гранитоиды Кевактинского и Амандракского массивов как фациальные разновидности единого нижнепротерозойского комплекса.

ГРАНИТЫ ЧУЙСКОГО МАССИВА В РАЙОНЕ ГОЛЫЦА ДОЗОРНОГО И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

В северо-восточной части Чуйского гранитного поля интрузивные породы представлены биотит-мусковит-микроклин-плагноклазовыми гнейсовидными порфиробластическими гранитами. Их средний минеральный состав (в объеме, %) следующий: кварц - 30-35, олигоклаз - 30-40, микроклин - 25-35, биотит и мусковит - 5-8. Структура глинидоморфнозернистая, с явным идиоморфизмом плагноклаза. Микроклин часто ксеноморфен, и в большинстве шлифов наблюдается разделение им плагноклаза.

Хотя средний состав гранитов выдерживается хорошо, наиболее заметны колебания в соотношении микроклина и плагноклаза с преобладанием того либо другого. В эндоконтактовой фации исключительно редко встречаются участки, не содержащие микроклин.

Гнейсовидность создается субпараллельным развитием биотита и мусковита, а также цепочечным расположением порфиробластов полевых шпатов, чаще всего представленных микроклином. В центре массива встречаются массивные разности, постепенно переходящие в гнейсовидные.

Едиственный первичный темноцветный - буро-зеленый биотит, очень редко наблюдается железистый, существенно альмандинный гранат. Роговые обманки отсутствуют.

Мусковит, образующий чешуйки размером до 1 см, замещает биотит или плагноклаз и встречается как в виде отдельных пластинок,

так и в форме вытянутых скоплений. Обычный аксессуар – апатит, реже ортит.

Раннешелочные аутометасоматические явления представлены вторичной микроклинизацией, реже альбитизацией плагиоклаза. Наиболее характерны постмагматические явления кислотной стадии, выражающиеся в мусковитизации плагиоклаза и биотита с одновременным возникновением секущих кварц–мусковитовых и кварцевых прожилков. Низкотемпературные преобразования редки; к ним относятся хлоритизация биотита, серцитизация плагиоклаза и образование мелких карбонатных прожилков.

Как в экзо-, так и в эндоконтакте гранитов наблюдаются тела крупнозернистых мусковит–плагиоклазовых и мусковит–микроклин–плагиоклазовых пегматитов. По составу и минералогии они близки к чуйским гранитоидам, отличаясь лишь крупной зернистостью и пегматоидной структурой. Зерна мусковита в них достигают 3–5 см. Более редко встречаются аплиты, тяготеющие, как и пегматиты, к краевым частям массива.

Химический состав чуйских гранитов из северо-восточной части Чуйского поднятия (бассейн р. Витим) приведен в работе Д.А. Велюковича и др. [6, табл. 7]. В них содержание (в вес.%) K_2O – 2,9–4,4; Na_2O – 2,3–4,2.

Соотношения гранитов с породами ходоканской и пурпольской свит.
В районе гольца Дозорного наблюдаются инъекционные контакты чуйских гранитов с породами ходоканской и пурпольской свит. Как видно на карте (см. рис. 18), граниты почти целиком срезают ходоканскую свиту и разные уровни нижней и средней подсвит пурпольской свиты.

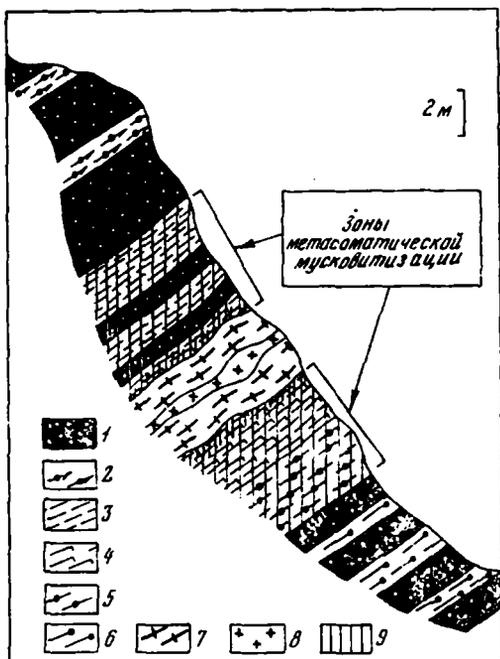
Верхние горизонты ходоканской свиты сохраняются между пурпольской свитой и гранитами лишь в нескольких местах к северо-западу от гольца Дозорного. Здесь в канавах, ниже кварцитов, вскрыта прослойная инъекция чуйских гранитов в роговообманково–эпидотовых ортоамфиболитах ходоканской свиты. Контакт резкий; вблизи гранитов в зоне шириной около 0,5 м происходит сильная биотитизация амфиболитов. К северо-западу от истока руч. Еловый граниты контактируют с биотит–эпидот–кварцевыми сланцами ходоканской свиты. Сланцы сильно мусковитизированы: биотит частично или полностью замещается мусковитом, а вблизи непосредственного контакта они целиком превращены в мусковит–эпидотовые сланцы.

В гранитах на данном участке содержится много небольших ксенолитов биотит–эпидотовых сланцев и амфиболитов ходоканской свиты. Все они заметно ошелочены – мусковитизированы, биотитизированы и фельдшпатизированы, нередко превращаются в скиалиты с нечеткими контурами.

Однако на большей части склонов гольца Дозорного граниты контактируют непосредственно с кварцитами нижней подсвиты пурпольской свиты. В ряде канав в непосредственной близости от гранитов вскрыты прослойные инъекции биотит–мусковит–микроклин–плагиоклазовых чуйских гранитов в кварцитах, содержащих прослойки хлоритоид–кианитовых и ставролит–гранатовых сланцев. Вблизи инъекций

Рис. 33. Инъекция чуйских гранитов в породах пурпольской свиты (обнажение в истоках руч. Еловый, район гольца Дозорного)

1 - кварциты; 2 - хлоритоид-хлоритовые сланцы; 3 - мусковитизированные хлорит-хлоритоидные сланцы; 4 - фельдшпатизированные и мусковитизированные гранат-хлоритоидные сланцы; 5 - гранат-хлоритоид-хлоритовые сланцы; 6 - ставролит-хлоритоид-гранатовые сланцы; 7 - биотит-мусковит-микроклин-плагноклазовые гнейсовидные граниты; 8 - пегматиты и аплиты; 9 - зона контактового воздействия



наблюдается интенсивная мусковитизация сланцев и кварцитов, причем в шлифах можно видеть все стадии постепенного замещения ставролита, хлоритоида и граната мусковитом. Обычно массивные, глиноземистые сланцы становятся плоччатыми и превращаются в мусковит-кварцевые сланцы с небольшими реликтами метаморфических минералов или ильменита. Фельдшпатизация при этом не наблюдалась.

У озера, в истоке руч. Еловый, в крутом скальном обнажении в 20 м от контакта с основным полем чуйских гранитов нами выявлена послонная инъекция этих гранитов в пурпольских породах (рис. 33). Последние представлены пачкой переслаивания мономинеральных или сердцевых кварцитов с хлоритоид-ставролитовыми, хлоритоид-хлоритовыми и хлоритоид-гранат-хлоритовыми сланцами. В них заключена инъекция (мощностью 3 м) мусковит-биотит-микроклин-плагноклазовых гнейсо-гранитов, которые по структуре, составу, зернистости и облику полностью идентичны чуйским гранитам из прилегающего массива. Внутри гнейсо-гранитов - извилистая жила пегматит-аплита мощностью 5-20 см с резкими границами. В кровле и подошве инъекции пурпольские сланцы и кварциты интенсивно мусковитизированы. Во внешней части этого ореола, мощность которого 3-5 м, еще сохраняются реликты хлоритоида и хлорита, тогда как вблизи гнейсо-гранитов мусковитизация полная и наблюдаются метасоматические новообразования микроклина и олигоклаза.

Подобные инъекционные тела чуйских гранитов нередки внутри пурпольской свиты вблизи гольца Дозорного, например в истоке р. Пр. Максимиха и на восточном предплечье гольца. Аналогичные активные контакты чуйских (угольканских) гранитов с породами пурпольской свиты наблюдались Г.А. Кондратьевым на р. Баршиха и в ряде других мест.

Таким образом, контактовое воздействие чуйских гранитов на ходоканскую и пурпольскую свиты не отличается по своему характеру от воздействия всех остальных типов гранитов Патомского нагорья. Контактные ореолы имеют небольшую мощность, измеряемую обычно метрами, внутри них проявлены мусковитизация и биотитизация и лишь у самих контактов с гранитами — фельдшпатизация. Никакие высокотемпературные изменения в пределах этих ореолов не отмечаются.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (РИФЕЙ) НА ТОНОДСКОМ ПОДНЯТИИ И ЕГО СООТНОШЕНИЯ С НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Согласно традиционной геологической схеме, разработанной геологами ВСЕГЕИ [10, 43], ЦНИГРИ [17], Иркутского геологического управления, верхнепротерозойские терригенные породы со всех сторон обрамляют Тонодское поднятие, сложенное более древними стратифицированными и плутоническими образованиями. Считается, что на северном и южном склонах поднятия присутствуют одинаковые толщи верхнепротерозойского разреза, входящие в состав баллаганахской подсерии патомской серии. При этом одни исследователи полагают, что эта конгломерато-гравелито-песчаниковая толща как на северном, так и на южном склонах поднятия залегает несогласно на нижне- и среднепротерозойских осадочно-метаморфических образованиях и гранитоидах, другие же видят признаки несогласия только на северном склоне поднятия, в то время как на южном склоне такое несогласие отсутствует [10].

Выше мы пытались показать, что на южных склонах Тонодского поднятия терригенная толща, выделявшаяся здесь прежде в качестве баллаганахской подсерии (или хорлуктахской свиты этой подсерии), во всех без исключения случаях залегает согласно на кварцитах верхней подсвиты пурпольской свиты и в основании всегда содержит высокожелезистый амфиболитовый горизонт. Было показано, что эта толща по своему составу, характеру геологических взаимоотношений с нижележащими толщами идентична медвежевской свите центральной части поднятия и что она вместе с ходоканской и пурпольской свитами образует единый, лишенный внутренних несогласий разрез, совместно с этими свитами одноактно метаморфизована и прорвана раннепротерозойскими гранитами. Было показано также, что встречающиеся в составе медвежевской свиты южного склона поднятия мета-конгломераты не содержат галек ни чуйских, ни кевактинских, ни амандракских гранитоидов, как это до сих пор предполагалось большинством геологов; в их составе присутствуют только специфические

архейские плагиограниты, в пределах поднятия вообще не известны. Все это позволило сделать вывод о принадлежности терригенных толщ южного склона Тонодского поднятия не к верхнему, а к нижнему протерозою. Мы утверждаем, следовательно, что попытки корреляции терригенных толщ южного и северного склонов поднятия ошибочны и не подтверждаются фактическими данными.

Вместе с тем на северном склоне Тонодского поднятия (так же как и на северном склоне Чуйского и на восточном склоне Лонгдорского поднятий) такое несогласие в основании настоящей баллаганакской подсерии известно уже давно, многократно подтверждено и не вызывает сомнений.

Разрез верхнего протерозоя (рифей) начинается либо с микроклин-содержащих аркозов и песчаников с кластогенным пегматоидным мусковитом, либо с конгломератов, в гальке которых содержатся все разновидности гранитов Тонодского и Чуйского поднятий, а также метаморфические породы ходоканской (чуйской), пурпольской и медвежьей свит. Кроме геологического несогласия, как показал Л.И.Салоп [43] на примере разрезов по рекам Бол.Чуя, Бол.Патом и Витим, между баллаганакской подсерией и нижележащими комплексами существует заметный разрыв в метаморфизме. Баллаганакская подсерия метаморфизована в условиях хлорит-серицитовая (добиотитовой) субфации, тогда как более древние породы - в условиях по меньшей мере биотитовой субфации.

Эта закономерность подтверждается на более широком материале. Как видно на карте (см. рис. 3), в северной и северо-восточной частях Тонодского поднятия базальные горизонты верхнего протерозоя, начинающие разрезы Приленской зоны, несогласно залегают на породах ходоканской, пурпольской и медвежьей свит и гранитах Кевактинского и Амандракского массивов, причем метаморфизм баллаганакской подсерии не превышает добиотитовой субфации. В центральной части поднятия верхнепротерозойские отложения сохраняются также в небольших тектонических клиньях. Подстилающие нижнепротерозойские породы Тонодского поднятия, гальки которых содержатся в конгломератах баллаганакской подсерии, метаморфизованы в условиях биотитовой и гранатовой субфаций квантит-силлиманитового типа глубинности. Следовательно, граница верхнего протерозоя (рифей) и нижнего протерозоя отражает не только разную геологическую, но и разную метаморфическую историю двух комплексов.

Прежде чем рассмотреть соотношения рифей и нижнего протерозоя вдоль северного склона Тонодского поднятия, обратимся сначала к аналогичным наблюдениям Л.И.Салопа [43], В.К.Головенка [10] и других исследователей на опорных разрезах рифей в северном обрамлении Чуйского поднятия.

В низовьях р.Бол.Чуя [10, 43] на туфопесчаниках и актинолит-хлорит-эпидотовых метадиабазах медвежьей свиты, подстилаемых хлоритовидными сланцами и кварцитами пурпольской свиты, без видимого углового несогласия, но с крупным перерывом залегают валуно-галечные конгломераты баллаганакской подсерии. Они имеют слабо регенерированный аркозовый цемент; в гальках и валунах представле-

все разновидности развитых здесь чуйских гранитов, а также "... почти все характерные породы теиторгинской серии" [43, с. 241]: кварцито-песчаники, зеленые туфопесчаники, метадиабазы, лиловые кварциты, а также, по данным Е.А.Стрелюка и Б.В.Альбицкого, хлоритоид-серицитовые сланцы пурпольской свиты. Выше конгломераты перекрыты монотонными зеленовато-серыми плохо отсортированными песчаниками с хлорит-серицитовым цементом и редкой галькой гранитов и гнейсов и с прослоями хлорит-серицитовых сланцев. Мощность баллаганахской подсерии 2200-2500 м; выше по разрезу она согласно перекрыта доломитами и известняками маринской свиты.

На правобережье р.Витим, выше устья р.Верх. Язовая [43], чуйские граниты перекрыты аркозами баллаганахской подсерии, состоящими из неокатанных обломков плагиоклаза, микроклина и кварца из подстилающих гранитов. Выше их сменяют хлорит-серицитовые песчаники и гравелиты с линзами конгломератов, содержащих гальки биотит-амфиболовых гранитов (с сохраняющимися первичными геммоцветными), а также биотитовых строгикованных песчаников и магнетитовых кварцитов теиторгинской серии. Среди слабо метаморфизованных конгломератов встречен тектонический клин кварцито-сланцев пурпольской свиты; по имеющимся наблюдениям [20, 39], в составе пурпольской свиты в данном районе устойчив хлоритоид, а в медвежьей - биотит.

Таким образом, на северо-востоке Чуйского поднятия баллаганахская подсерия с конгломератами или аркозами в основании с резким размывом перекрывает чуйские граниты, пурпольскую и медвежьую свиты и содержит гальки всех подстилающих пород в конгломератах. Метаморфизм пород баллаганахской подсерии не превышает хлорит-серицитовой (добиститовой) субфации, метаморфизм гурпольской и медвежьей свит отвечает верхам биотитовой субфации (стабильны актинолит, эпидот, хлоритоид и биотит).

СОТНОШЕНИЯ ТОЛЩ РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ТИНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ

Далее на восток-северо-восток, на северном склоне Тинодского поднятия, обломочные породы баллаганахской подсерии рифея также с размывом залегают на гранитах и нижнепротерозойских породах, отличаясь от них степенью метаморфизма. На ряде участков контакты тектонические.

Баллаганахская подсерия - монотонная толща зеленовато-серых хлорит-серицитовых, иногда карбонатных песчаников и гравелитов с подчиненным количеством черных углистых сланцев. Конгломераты в базальной пачке встречаются не везде, часто по простирающуюся гравелитами, песчаниками или аркозами. Строение баллаганахской подсерии вплоть до ее контакта с маринской свитой однообразно, маркирующие горизонты не выделяются, и поэтому детальное подразделение ее на свиты в настоящее время не представляется возможным.

(отношения пород рифея и нижнего протерозоя аналогичны тем, которые выявлены в северной части Тульского поднятия. Рассмотрим несколько примеров. На водоразделе левого борта долины р. Хайверга (к северу от гольца Давледжабит) наблюдается несогласное залегание базального горизонта баллаганахской подсерии на кианит-хлоритоидных сланцах средней подсвиты и кварцитах нижней подсвиты пурпольской свиты (см. рис. 10, сечение 1). Метаморфизм пурпольской, ходоканской и медвежевской свит на этом участке отвечает альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. Для них характерны следующие парагенезисы. В ходоканской свите устойчив биотит в ассоциации $Bi + Chl + Ser + Ab + Q$; в пурпольской свите стабильны кианит и гранат в ассоциациях $Ky + Chld \pm Chl + Q$, $Gr + Chld + Chl + Q$. В высокожелезистом горизонте медвежевской свиты также обнаружен гранат и зеленый биотит (парагенезисы $Gr + Chl + Mgt + Q$, $Bi + Chl + Ep + Karb + Mgt + Pl + Q$); в метагаббро-диабазе образуется как бесцветная актинолитоподобная, так и сине-зеленая роговая обманка.

Непосредственно на кианит-хлоритоидных сланцах пурпольской свиты левого водораздела с несогласием залегают микроклинсодержащие, иногда углистые хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевые, аркозовые и полимиктовые гравелиты и песчаники с большим количеством кластогенного мусковита. Цемент хлорит-серицитовый, иногда с примесью кварца. Обломки представлены угловатыми и округлыми зернами плагиоклаза и кварца, иногда микроклина и сростками плагиоклаза с мелкочешуйчатым мусковитом, типичными для кевактинских гранитов. Пластинки обломочного мусковита не ориентированы, а беспорядочно зажаты между зернами кварца и полевых шпатов. Выше по разрезу среди песчаников встречаются прослой черных серицит-хлоритовых сланцев и прослой конгломератов с галькой кевактинских микроклин-мусковит-плагиоклазовых гранитов.

Баллаганахские песчаники и гравелиты резко отличаются от нижнепротерозойских пород низкой степенью метаморфизма (добиотитовая субфация) и рассланцевания, полным отсутствием биотита, наличием большого количества кластогенного мусковита, источником которого являются кевактинские граниты. Картирование базального горизонта баллаганахской подсерии фиксирует здесь значительное несогласие (см. рис. 10): на юго-западе баллаганахские гравелиты залегают на породах ходоканской свиты и на гранитах, а к северо-востоку - на породах медвежевской свиты. На правом берегу р. Хайверга контакт с медвежевской свитой проходит по ее небольшому правому притоку; здесь он тектонический.

Из бассейна р. Хайверга граница рифейских отложений прослеживается на северо-восток, в район междуречья Желтукта - Кевакта, где метаморфизм нижнепротерозойских толщ отвечает биотитовой субфации. Здесь фиксируется несогласное залегание толщ рифея на породах как медвежевской, так и пурпольской свит (см. рис. 3). На левом водоразделе руч. Чертово Корыто наблюдается контакт баллаганахской подсерии с породами нижнего горизонта медвежевской свиты. Медвежевская свита представлена хлорит-магнетит-кварцевыми сланцами и биотит-хлорит-магнетит-кварцевыми, иногда кварцевыми метапесчаниками, содержащи-

ми до 10% магнетита и крупные окатанные зерна кварца. Среди них встречаются плавающие гальки белых плаггиогранитов, характерных для медвежьих конгломератов. На этой пачке высокожелезистых пород и пуддингов с размывом залегают рифейские хлорит-серицит-плаггиоклаз-кварцевые аркозовые и полимиктовые песчаники, иногда с карбонатом. Они содержат большое количество кластогенного, упруго деформированного мусковита, который, в отличие от серицита в цементе, почти не ориентирован. Выше по разрезу существенно аркозовые песчаники сменяются монотонной толщей чередования песчаников, гравелитов и черных сланцев, содержащих переменное количество обломочного мусковита. Как и на р.Хайверга, полное отсутствие биотита указывает на добиотитовую ступень метаморфизма пород баллаганахской подсерии; в отличие от них в подстилающих медвежьей и ходоканской свитах на данном участке биотит - обычный минерал.

Примерно в 8 км к юго-западу, к югу от высоты Верхний Илгирь, наблюдается резкий контакт рифейских пород с породами пурпольской свиты. Последние представлены мусковитизированными хлоритоид-хлоритовыми сланцами и кварцитами нижней подсвиты. Непосредственно на хлоритоидных сланцах и кварцитах залегают пачка переслаивающихся хлорит-серицит-плаггиоклазовых аркозов, полимиктовых песчаников, гравелитов и углистых пиритсодержащих серицит-хлоритовых сланцев рифея. В песчаниках присутствуют большое количество кластогенного обломочного мусковита, новообразования пирита, небольшие зерна клиноцоизита. Заметно обогащение пород углистым веществом.

Таким образом, на Желтукино-Кевактинском участке (см.рис. 3) базальные горизонты рифея с несогласием залегают на породах медвежьей и различных подсвит пурпольской свиты. В составе баллаганахской подсерии среди песчаников, гравелитов и углистых сланцев на различных уровнях встречаются пласты конгломератов, в которых гальки и валуны представлены амандракскими гранитами, пурпольскими кварцитами, мусковит-турмалиновыми сланцами из зоны экзоконтакта амандракских гранитов и биотитсодержащими метапесчаниками нижнего протерозоя. Очень характерно для рифейских песчаников большое количество обломочного мусковита, возникающего за счет размыва амандракских гранитов. В то же время в них отсутствует биотит; новообразования в цементе представлены серицитом, хлоритом и карбонатом, изредка клиноцоизитом. Метаморфизм толщ рифея отвечает добиотитовой субфации.

Далее на северо-восток граница рифея прослеживается через долины рек Тоюда и Челочен вплоть до северных водоразделов р.Гаричи. На этом участке наблюдаются как трансгрессивное залегание, так и тектонические контакты его базальных горизонтов с амандракскими гранитоидами и породами преимущественно пурпольской свиты. Метаморфизм толщ нижнего протерозоя к востоку от р.Амандрак соответствует исключительно зоне граната. Породы баллаганахской подсерии представлены очень монотонными хлорит-серицитовыми гравелитами, песчаниками и углистыми сланцами с небольшой примесью клиноцоизита, ильменита и лейкоксена, часто богатых пиритом и уг-

листым веществом. В контактах с гранитами нередко возникают аркозы. Конгломераты содержат гальки амандракских гранитоидов и различные породы нижнепротерозойского разреза. Степень метаморфизма пород рифея постоянна и не превышает добиотитовой субфации, что отличает их от богатых биотитом, содержащих гранат, кианит, хлоритояд и сине-зеленую роговую обманку пород нижнего протерозоя.

В крайней северо-восточной части Тонодского поднятия характерным примером соотношений рассматриваемых комплексов служит хорошо обнаженный гребень горы Лысой на правобережье р.Челончен, в 6 км к востоку от устья руч. Аяннах. На вершине горы обнажены кианит-хлоритоядные сланцы пурпольской свиты с небольшим количеством кварцитов, прорванные порфиroidными биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовыми гранитами кевактинского типа. В экзоконтактной зоне мощностью 25 м наблюдается интенсивная мусковитизация пурпольских пород с частичным или полным превращением их в мусковитовые и мусковит-хлоритовые сланцы. На пурпольских сланцах несогласно залегает толща монотонных хлорит-серицитовых полимиктовых песчаников и конгломератов, содержащих многочисленные гальки мелко- и крупнозернистых гранитов, мономнеральных, серицитовых и магнетитовых кварцитов, контактовых мусковит-кварцевых сланцев и хлорит-карбонат-эпидотовых метадиабазов с реликтами офитовой структуры. В 1 км к западу пурпольская свита исчезает, и рифейские породы залегают уже непосредственно на гранитах; конгломераты отсутствуют - они сменяются по простиранию микроклин-мусковит-плагиоклазовыми метареолитами и аркозами, которые выше по разрезу замещаются обычными хлорит-серицитовыми, иногда углистыми песчаниками баллаганахской подсерии.

Таким образом, во всей северной части Тонодского поднятия породы баллаганахской подсерии рифея с размывом залегают либо на гранитах, либо на породах пурпольской, медвежьей и иногда ходоканской свит нижнего протерозоя. В конкретных обнажениях сколь угодно резкие угловые несогласия между ними отсутствуют, но в целом крупное несогласие хорошо картируется (см. рис. 3). Существование размыва в основании толщи рифея доказывается присутствием конгломератов с галькой всех характерных разновидностей подстилающих метаморфических пород и гранитов - как кевактинских (микроклин-плагиоклазовых), так и амандракских. При отсутствии конгломератов базальные песчаники представлены либо аркозами, либо полимиктовыми разностями, обогащенными кластогенными обломками пегматоядного мусковита, накопившегося при размыве кевактинских и амандракских гранитов. Степень метаморфизма рифейских пород однообразна и отвечает добиотитовой субфации. Разрыв в метаморфизме двух комплексов сохраняется вдоль всего Тонодского поднятия. Естественно, что яснее всего он виден в том случае, когда подстилающие нижнепротерозойские породы метаморфизованы в условиях зоны граната. Совпадение метаморфического несогласия в северном обрамлении Тонодского поднятия с геологическим несогласием и перерывом совершенно определенно указывает на то, что зональный метаморфизм био-

титовой, гранатовой и ставролит-хлоритоидной субфации имеет рифейский возраст.

Последнее обстоятельство приобретает решающее значение для тех нередких случаев, когда рифейские базальные горизонты в контакте с породами нижнего протерозоя не содержат конгломератов, аркозов или заметных количеств обломочного мусковита. Особенно затруднительно при этом отличать баллаганахские песчаники и сланцы от контактирующих с ними пород медвежьей свиты, поскольку состав, текстура и общий облик тех и других очень сходны. В этом случае, когда применение обычных геологических методов картирования затруднено, разрыв в метаморфизме может рассматриваться в качестве главного критерия при расчленении двух разновозрастных комплексов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БЛОКИ РИФЕЙСКИХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ТОНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ

Помимо основного поля развития рифея на северном склоне Тонодского поднятия, было выявлено несколько изолированных блоков рифейских пород на северо-востоке сводовой части поднятия (см. рис. 11). Несмотря на известную близость литологического состава рифейских терригенных пород с метапесчаниками и углистыми сланцами ходоканской и особенно медвежьей свиты нижнего протерозоя отдельные поля и участки развития пород рифея отделяются от них, образуя тектонические блоки или мульды, дискордантные по отношению к нижнепротерозойским структурам. Рифейские породы сильно отличаются от нижнепротерозойских по степени метаморфизма, не превышающей до биотитовой (хлорит-серицитовый) субфации. Поэтому в контакте рифейских и вмещающих их нижнепротерозойских образований всегда наблюдается, помимо трансгрессивного или тектонического несогласия, резкий разрыв в степени метаморфизма.

В истоках р. Пуричи (левый приток р. Тонода), в ее долине, в виде небольшой полосы обнажаются рифейские песчаники и гравелиты, залегающие на пурпольской и медвежьей свитах. На этом участке (рис. 34), слегка осложненном разломом, сланцевая и верхняя кварцитовая подсвиты пурпольской свиты к югу перекрыты горизонтом высокожелезистых куммингтонит-гранат-хлоритовых, роговообманково-хлорит-гранатовых сланцев и сланцев базального горизонта медвежьей свиты. Последние, в свою очередь, согласно перекрыты биотитовыми и биотит-хлорит-серицитовыми гранатсодержащими метапесчаниками медвежьей свиты. В долине реки в непосредственном контакте с хлоритоид-квантитовыми сланцами (пурпольская свита), а в южном борту долины — рядом с гигантозернистыми гранат-хлорит-кумингтонитовыми амфиболитами и биотитовыми метапесчаниками (медвежья свита) залегают грубозернистые, совершенно не содержащие биотита хлорит-серицитовые и хлорит-карбонат-серицитовые песчаники и гравелиты. Многие из них имеют темно-серый цвет и содержат значительное количество пирита. Обломочные зерна плагиоклаза часто по трещинкам пропитаны углистым веществом и слабо регенерированы.

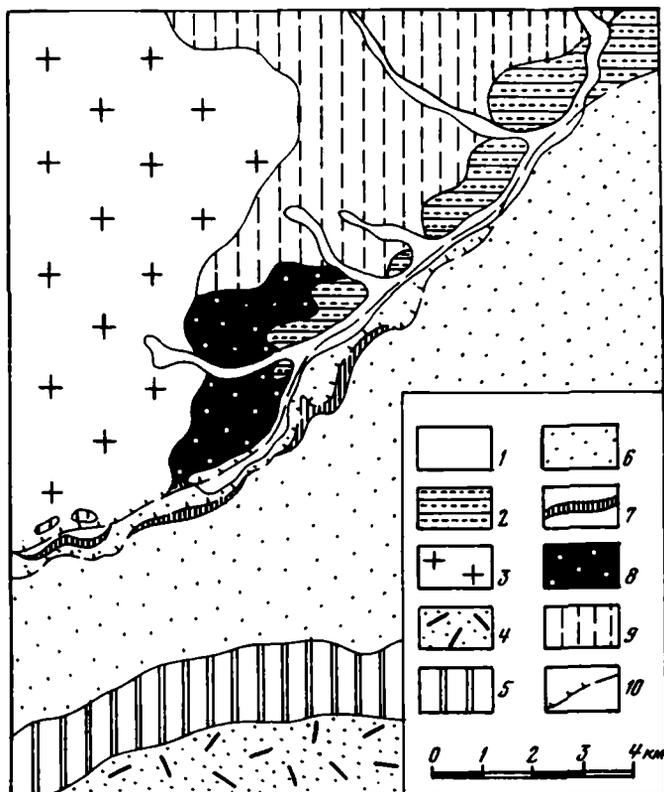


Рис. 34. Геологическая схема участка в истоках р. Пуричи (левого притока р. Тонода)

1 – четвертичные отложения долины р. Пуричи; 2 – верхнепротерозойские отложения баллаганахской подсерии, углистые хлорит-серицитовые песчаники; 3 – раннепротерозойские двуслюдяные граниты Кевактинского массива; 4–9 – нижнепротерозойские отложения: 4 – бугарихтинская свита, гранат-слюдистые метапесчаники, 5 – хайвергинская свита, углистые гранат-хлорит-серицитовые сланцы, 6–7 – медвежьевская свита (6 – гранат-слюдистые метапесчаники, 7 – гигантозернистые гранат-хлорит-куммингтонитовые и гранат-клиноцоизитовые сланцы – высокожелезистый горизонт), 8 – пурпольская свита, кианит-хлоритоидные сланцы, кварциты, 9 – ходоканская свита, биотит-хлорит-серицитовые метаалевролиты с телами роговообманковых метадиабазов, метакератофиров и их туфов; 10 – разломы (в том числе под четвертичными отложениями) с указанием падения плоскости сместителя

Несогласное залегание песчаников на кианит-хлоритовых сланцах и крупный разрыв в метаморфизме свидетельствуют о том, что эти песчаники принадлежат более молодой баллаганакской подсерии, основные поля развития которой находятся на северном склоне поднятия. Их состав очень резко отличается не только от кианитовых сланцев и гранат-куммингтонитовых амфиболитов, но и от контактирующих с ними метапесчаников медвежьей свиты. Последние интенсивно рассланцованы, содержат до 30% биотита (который часто является в них единственной сплюдой) и иногда – гранат, тогда как в рифейских песчаниках ни биотит, ни гранат не встречены ни в одном шлифе, а степень их кристаллобластеза намного ниже.

Контакт песчаников рифея с породами пурпольской свиты трансгрессивный, а с медвежьей свитой в южном борту реки – тектонический. Протяженность блока рифейских пород в долине р.Пуричи около 10 км, ширина 0,5–1,0 км.

Более широкая полоса рифейских пород закартирована в междуречье Тонода – Челюччен (см.рис. 16). Ее протяженность 25–30, ширина от 0,1–0,2 до 2–3 км. Слагающие ее породы представлены хлорит-серицитовыми и хлорит-карбонат-серицитовыми, часто углистыми песчаниками и гравелитами с подчиненным количеством черных пиритсодержащих сланцев. Вдоль простирания этого блока наблюдались контакты (почти везде тектонические) с гранитами, а также с ходоканской и разными горизонтами медвежьей свиты.

В обнажениях на р.Тонода полоса рифейских пород с севера ограничена ходоканской, а с юга – медвежьей свитами. Ходоканская свита в контакте представлена биотит-хлорит-серицитовыми и биотит-гранат-хлорит-серицитовыми метапесчаниками с подчиненным количеством эпидотсодержащих метагератофилов и туфопесчаников и телами роговообманково-эпидотовых метадиабазов с сине-зеленой роговой обманкой. Породы содержат послонные инъекции черно-серых амандраских гранитов.

В левом борту р.Тонода после перерыва в обнажениях эти породы сменяются углистыми и светлыми хлорит-серицитовыми песчаниками, иногда с небольшими зернами клиноцоизита и карбоната. В подчиненном количестве встречаются углистые пиритсодержащие хлорит-серицитовые сланцы. Обломки кварца и плагиоклаза угловатые, биотит совершенно отсутствует.

Далее к югу, в обоих бортах р.Тонода и на окружающих водоразделах, хлорит-серицитовые песчаники резко сменяются биотит-хлорит-серицитовыми, гранат-биотит-хлоритовыми метапесчаниками средней части медвежьей свиты.

Таким образом, на р.Тонода хлорит-серицитовые, часто углистые песчаники рифея (добиотитовая субфация) блокированы среди пород ходоканской и медвежьей свит, метаморфизованных в условиях высокой степени зоны граната.

Далее на восток полоса хлорит-серицитовых песчаников рифея протягивается на водораздел рек. Тонода и Челюччен, разделяясь на две параллельные полосы (см. рис. 16). В междуречье Мал.Тонода – Волка-Умакит наблюдается трансгрессивное налегание углистых и

светлых хлорит-серицитовых песчаников на южный край крупного массива амандракских гранитов. В самом контакте (на вершине водораздела) аркозы или конгломераты не обнаружены.

Северная полоса рифейских пород, то расширяясь, то сужаясь, тянется вдоль долины руч. Пологий и выклинивается в каньоне р. Челончен. В обнажениях у валеда на руч. Пологий хорошо видны непосредственные контакты черных хлорит-серицитовых пиритоносных песчаников рифея с гигантозернистыми куммингтонит-гранат-хлоритовыми и роговообманковыми амфиболитами базального горизонта медвежьей свиты. Контакт резкий, тектонический.

На южной водораздельной стрелке руч. Пологий и р. Челончен ширина полосы углистых хлорит-серицитовых песчаников уменьшается до 15-20 м. С юга эти породы находятся в тектоническом контакте с гранат-хлоритовыми и куммингтонит-гранат-хлоритовыми сланцами, а с севера - с биотит-хлорит-серицитовыми и биотитовыми пуддингами и метапесчаниками медвежьей свиты. В обоих случаях разрыв в степени метаморфизма и кристаллобластеза пород рифея и медвежьей свиты очень резкий.

Южная полоса рифейских хлорит-серицитовых песчаников выклинивается на левом водоразделе р. Челончен (см. рис. 16), не спускаясь в его долину. На этом участке рифейские породы с севера ограничены биотит-хлоритовыми метапесчаниками ходоканской свиты, содержащими тела роговообманково-гранат-хлоритовых амфиболитов (см. табл. 10, обр. Д-53/10), с юга - биотит-гранат-хлорит-цоизитовыми метапесчаниками медвежьей свиты (см. табл. 14, обр. К-32).

Таким образом, рассматриваемая полоса рифейских пород на всем ее протяжении представлена однообразными хлорит-серицитовыми, обычно углистыми песчаниками, не содержащими биотита, метаморфизм которых отличается добиотитовой субфазой. Эти породы контактируют с ходоканской и медвежьей свитами, однообразно метаморфизованными в условиях средней степени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфазы (зоны граната). Резкий контраст в степени метаморфизма обоих комплексов, выдерживающийся вдоль простирания всего блока рифейских пород, особенно хорошо виден при непосредственном налегании (в обнажении) хлорит-серицитовых пиритоносных песчаников на крупнозернистые гранат-куммингтонит-хлоритовые амфиболиты медвежьей свиты (руч. Пологий) или в контактах с ходоканской свитой, содержащей тела роговообманковых и гранат-роговообманковых ортоамфиболитов (р. Тонода и левобережье р. Челончен).

Небольшая полоса развития рифейских песчаников и гравелитов, трансгрессивно залегающих на породах пурпольской и медвежьей свит, установлена на водоразделе рек Гаричи и Мал. Семьячки. В 3 км к восток-северо-востоку от устья р. Мал. Семьячки на крупнозернистых хлорит-хлоритоидных сланцах средней подсвиты пурпольской свиты согласно залегают углистые серицит-хлорит-плагноклазовые (иногда с клиноцоваитом и карбонатом) песчаники, гравелиты и сланцы с угловатыми обломками плагноклаза, совершенно не содержащие биотита. Эти породы слагают водораздельный гребень и спуск в долину р. Гаричи. Далее к востоку базальный горизонт рифейских песчаников

и гравелитов косо пересекает границу пурпольской и медвежевской свит. В 8 км восточнее, в 1 км к северу от отм. 1217,2 м, наблюдается их несогласное налегание на гранат-хлоритовые высокожелезистые сланцы базального горизонта медвежевской свиты. Последние в контакте представлены крупно- и гигантозернистыми гранат-хлорит-кварцевыми и биотит-гранат-хлорит-ильменит-кварцевыми сланцами с зернами граната диаметром до 2-3 см; его железистость 93-94% (см. табл. 17, обр. И-45/8). В этих сланцах заключены рассеянные плавающие гальки и валуны белых плагиогранитов (см. табл. 2, обр. И-45/10, И-45/11, И-45/12). Гранат-хлоритовые сланцы на водоразделе резко сменяются грубозернистыми аркозовыми и полимиктовыми хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевыми углистыми гравелитами и песчаниками с прослоями углистых серицит-хлоритовых филлитов. Выше по разрезу базальные гравелиты сменяются песчаниками и сланцами с чередованием углистых и безуглистых разновидностей. В них полностью отсутствует биотит, регенерация зерен гораздо слабее, чем в породах медвежевской свиты. Как общий облик, так и степень метаморфизма рифейских пород (добиотитовая субфация) сильно отличны от таковых подстилающих гранат-хлоритовых сланцев медвежевской свиты.

На данном участке, таким образом, наблюдается несогласное залегание слабо метаморфизованных рифейских пород на породах пурпольской и медвежевской свит нижнего протерозоя, метаморфизм которых соответствует средней ступени зоны граната. Точные контуры полосы рифейских пород не ясны; однако ее размеры, по-видимому, невелики, так как в долине р. Гаричи вновь появляются биотит-хлоритовые и гранат-биотит-хлоритовые метапесчаники терригенной части медвежевской свиты.

Итак, рифейские образования, встреченные в виде нескольких изолированных полей в сводовой части Тонодского поднятия, слагают тектонические блоки или небольшие мульды, дискордантные по отношению к нижнепротерозойским толщам. Рифейские породы либо трансгрессивно перекрывают толщи нижнего протерозоя и граниты, либо имеют с ними тектонические контакты. От рифейских пород северного склона поднятия их отличают отсутствие конгломератов и повышенная углистость песчаников и гравелитов. Степень метаморфизма остается такой же и не превышает добиотитовой субфации зеленосланцевой фации.

СООТНОШЕНИЯ ТОЛЩ РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ В ИНТЕРВАЛЕ МЕЖДУ ТОНОДСКИМ И ЛОНГДОРСКИМ ПОДНЯТИЯМИ

В бассейне раннепротерозойской седиментации Чуйское, Тонодское и Лонгдорское поднятия выступали как положительные конседиментационные структуры фундамента. Об этом свидетельствует характер литофациальных изменений осадочных толщ в зависимости от их удаления от поднятий. Раннепротерозойский тектогенез завершился формированием крупных массивов гранитоидов, локализованных главным образом в зоне поднятий. В результате к началу верхнепротерозойской (рифейской) морской трансгрессии древние поднятия приобрели

еще более контрастные очертания (изостатический эффект). Присутствие слагающих их пород в слабо сортированных базальных конгломератах рифея маркирует береговую линию того времени. Вместе с тем в рифее система поднятий не представляла собой единой структуры: между Тонодским и Лонгдорским поднятиями фиксируется значительное понижение палеорельефа. Об этом прежде всего свидетельствует то, что базальные конгломераты рифея, широко развитые на внешних склонах Тонодского и Лонгдорского поднятий, в интервале между этими структурами по простиранию быстро замещаются мелкообломочными породами.

Это обстоятельство резко усложняет распознавание геологической границы между толщами рифея и нижнего протерозоя. Картирование такой границы становится еще более сложной задачей, если учесть, что на поднятиях граница между рифейскими и нижнепротерозойскими породами устанавливается сравнительно легко не только в связи с присутствием там базальных конгломератов или аркозов в разрезе рифея, но и потому, что рифейские грубообломочные образования контактируют с такими контрастными по сравнению с ними породами, как граниты, кварциты, высокоглиноземистые сланцы. В интервале между поднятиями в составе нижнепротерозойских образований граниты и кварцито-глиноземистые породы пурпольской свиты отсутствуют. Толщи рифея залегают здесь на очень сходных с ними по первичному составу метапесчаниках и сланцах медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит.

И все же с помощью дешифрирования аэрофотоснимков и картирования базальных горизонты рифейской толщи удается проследить в интервале между Тонодским и Лонгдорским поднятиями. Значительная конвергенция вещественного состава разновозрастных пород, соприкасающихся на этом участке, могла бы сделать эту задачу практически трудновыполнимой, если бы не установленное на данном участке глубокое метаморфическое несогласие между рассматриваемыми комплексами.

В предыдущих разделах неоднократно подчеркивалось, что в тех местах, где в пределах поднятий несогласные соотношения между толщами рифея и нижнего протерозоя хорошо документируются обычными геологическими методами, зоны таких контактов являются одновременно и линией метаморфического несогласия. Эта закономерность нигде не нарушается, а присутствие в базальных конгломератах рифея галек подстилающих нижнепротерозойских метаморфических пород свидетельствует о том, что зональный метаморфизм предшествовал формированию конгломератов рифея. Поэтому при исследовании соотношений толщ, заключенных в интервале между Тонодским и Лонгдорским поднятиями, где грубообломочные породы отсутствуют, обнаружение метаморфического несогласия должно указывать на перерыв в последовательности геологических событий, который по аналогии с ситуацией в соседних областях поднятий мы интерпретируем как границу рифейских и нижнепротерозойских образований. Прослеживание зоны метаморфического несогласия показало, что она совпадает с геологической границей, которая косо, под небольшим углом, постепенно срезает

структуры, образованные медвежьевской, хайвергинской и бугарихтинской свитами, и, таким образом, в итоге обнаруживается, что метаморфическое несогласие является одновременно и структурным.

Рассмотрим характер этой границы на нескольких участках - в бассейнах рек Бол.Таймендра, Бол.Чиликет и Хомолхо. Как видно на карте (см. рис. 3 и 35), рифейские песчаники залегают здесь на разных горизонтах хайвергинской и бугарихтинской свит, метаморфизм которых отвечает гранатовой и ставролит-хлоритоидной зонам.

В восточном обрамлении Тонодского поднятия граница рифея и нижнего протерозоя, к востоку от рассмотренного выше контакта на горе Лысой, проходит по северным водоразделам р. Гаричи, поворачивая затем на юго-восток в бассейн рек Бол.Таймендра и Умакит¹. Почти на всем интервале, кроме северного гребня долины р. Гаричи, рифейские песчаники полого и без видимых угловых несогласий залегают на породах хайвергинской свиты. Мощиость последней достигает здесь около 1500-1700 м, и она представлена не сравнительно монотонными сланцами, как во внутренней части нагорья, а примерно равным переслаиванием светлых, реже углистых метапесчаников с темными углистыми сланцами. Резкое возрастание роли обломочных пород в составе свиты затрудняет наблюдение ее четких границ с медвежьевской и бугарихтинской свитами.

Как и в более западных частях поднятия, метаморфизм хайвергинской свиты соответствует зоне граната. Метапесчаники обогащены биотитом, имеют обычно биотит-хлорит-серицитовый состав и спорадическую примесь граната. В углистых хлорит-серицитовых сланцах биотит часто отсутствует, но постоянно встречаются зерна граната размером 1-3 мм. Для этого района очень характерно диафоритическое замещение граната вторичным хлоритом, и нередко рядом со свежими зернами граната в шлифах можно видеть полные псевдоморфозы хлорита по нему, целиком сохраняющие форму первичных ромбодекаэдров граната.

Баллаганахские средне- и грубозернистые песчаники, непосредственно залегающие на породах хайвергинской свиты, имеют общий облик, сходный с хайвергинскими метасаммитами, но степень их метаморфизма не превышает хлорит-серицовой (добиотитовой) субфации. В них не был обнаружен биотит, и они представлены хлорит-серицитовыми и хлорит-анкерит-серицитовыми, часто слащеватыми песчаниками с очень небольшой примесью мельчайших зерен клиноцоизита и сфена. Выше по разрезу эти песчаники сменяются монотонной толщей переслаивания светлых и темных песчаников с подчиненным количеством филлитов; в верхах толщи возрастает количество прослоев углистых известняков. Еще выше породы баллаганахской подсерии согласно перекрыты известняками мариинской свиты.

¹ В данном районе граница установлена и прослежена при полевых работах 1980 г. Оказалось, что она проходит значительно восточнее, чем это предполагалось нами ранее [30] на основании более ограниченного фактического материала.

Степень метаморфизма обоих комплексов постоянна вдоль всей полосы контакта. Сравнительно пологое залегание пород при сильной расчлененности рельефа приводит к тому, что вблизи контактовой зоны рифей слагает гольцовые водоразделы, тогда как во врезях рек и ручьев вскрываются раннепротерозойские породы. Особенно наглядно это видно в бассейне р. Бол.Таймендра, где в долине реки, а также по долинам ее притоков (например, по руч. Амандрах и Биллирь) обнажаются биотит-хлорит-гранат-серицитовые метапесчаники и гранат-серицит-хлоритовые углистые сланцы хайвергинской свиты, тогда как на прилегающих водоразделах развиты хлорит-серицитовые карбонатсодержащие песчаники и гравелиты баллаганахской подсерии, не содержащие ни биотита, ни граната.

В целом в восточной части Тондского поднятия линия контакта под очень небольшим углом срезает породы хайвергинской свиты. Это обстоятельство, наряду с близким формационным составом обеих толщ, отсутствием гранитов и конгломератов, сильно затрудняет практическое установление границы между ними, и решение этой задачи вряд ли было бы возможным без применения метаморфического критерия.

Далее на юго-восток граница баллаганахской подсерии срезает границу хайвергинской и бугарихтинской свит. В нижнем течении р. Бол.Чипикет, в обоих бортах ее долины, наблюдается контакт хлорит-серицитовых песчаников баллаганахской подсерии с метапесчаниками третьей пачки верхней подсвиты бугарихтинской свиты (пачка желтовато-серых метапесчаников с пирротинном - см. опорный разрез свиты по р. Сиган). Нижнепротерозойские породы образуют здесь узкую опрокинутую синклинали северо-западного простирания, в ядре которой обнажены мраморы бодайбокканской свиты. Желтоватые метапесчаники верхней подсвиты в юго-западном нормальном крыле синклинали подстилаются маркирующей пачкой "шелковистых" гранат-мусковит-ильменитовых сланцев (реки Иллигирь, Бол.Чипикет, выше устья р.Иллигирь). В северо-восточном опрокинутом крыле структуры сланцы на обнажены: они перекрыты рифейскими осадочными породами.

На гребне левого борта долины р.Бол.Чипикет (правобережье руч.Старательский) в зоне непосредственного контакта породы бугарихтинской свиты представлены гранат-биотит-хлорит-серицитовыми метапесчаниками (с примесью клиноцизита и ильменита), содержащими редкие прослои гранат-биотит-хлорит-клиноцизитовых, часто углистых сланцев. И в тех, и в других присутствует довольно много граната в форме хорошо ограненных ромбододекаэдров размером до 0,5 см. Гранат (табл. 35, обр. М-33/15) из зоны контакта имеет в краевой части железистость 93%; для него характерна обычная прогрессивная зональность; от центра к краю уменьшается (в вес.%) содержание MnO - от 8,7 до 2,8, возрастает содержание MgO - от 0,8 до 1,2, а общая железистость понижается от 95 до 93%. Такие гранатсодержащие метапесчаники, метагравелиты и сланцы, переслаиваясь с биотит-хлорит-серицитовыми, иногда карбонатсодержащими метапесчаниками, слагают весь гребень - от контактовой зоны и далее на юг до р.Бол.Чипикет. Метаморфизм этих пород отвечает верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (зоны граната).

Таблица 35

Химический состав минералов (в вес. %) из бугарихтинской свиты и

Компоненты	Альмандин-хлорит-хлоритоидная зона					
	И-70/30			И-70/49, Gr* (край)	К-63	
	Gr*		Bi*		Gr* (край)	
	центр	край				
SiO ₂	40,10	41,01	35,51	37,58	38,65	
TiO ₂	-	-	1,52	0,10	0,13	
Al ₂ O ₃	19,58	19,54	17,97	19,08	20,03	
Fe ₂ O ₃						
FeO	24,97	27,11	20,73	26,50	24,91	
MnO	7,37	4,96	-	6,61	6,40	
MgO	0,73	0,99	9,68	0,88	1,38	
CaO	8,77	9,08	0,07	8,86	8,82	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	
K ₂ O	-	-	-	-	-	
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	
Сумма	101,52	102,70	93,76	99,61	100,32	
Fe/(Fe+Mg),%	95	94	54	94	91	
Минералы граната	<i>Alm</i> ₅₆ <i>Pr</i> ₃ <i>Sp</i> ₁₆ <i>Gros</i> ₂₅	<i>Alm</i> ₆₀ <i>Pr</i> ₄ <i>Sp</i> ₁₁ <i>Gros</i> ₂₅		<i>Alm</i> ₅₇ <i>Pr</i> ₃ <i>Sp</i> ₁₅ <i>Gros</i> ₂₅	<i>Alm</i> ₅₅ <i>Pr</i> ₅ <i>Sp</i> ₁₄ <i>Gros</i> ₂₆	
Аналитик	В.А. Боронихин					
* Микрозондовые анализы, "Самеса", MS-46.						
Парагенезисы: обр. И-70/30 - Gr + Bi + Chl ± Ser + Clz + Pl + Q; обр. И-70/49 - Gr + Chl + Clz + Ser + Ilm + Q; обр. К-63 - Gr + Bi + + Chl + Ser + Clz + Pl + Sf + Q; обр. М-33/15 - Gr + Bi + Chl + Ser + + Clz + Pl + Q; обр. М-30/7 - Gr + Chl + Mu + Pl + Ilm + Q.						

В резком контакте с ними находятся хлорит-серицитовые углистые и безуглистые средне- и мелкозернистые песчаники с ильменитом, совершенно не содержащие ни биотита, ни граната. Песчаники имеют хорошо выраженную сланцеватость, обусловленную параллельной ориентировкой хлорита и серицита, но вместе с тем содержат угловатые, слабо регенерированные обломочные зерна плагиоклаза и кварца. Далее на север, по гребню, при удалении от контакта баллаганахские песчаники, содержащие небольшое количество углистых сланцев, про-

контакте с породами рифея в бассейне р. Бол. Чипикет

Альмандин-хлорит-хлоритоидная зона			Ставролит-хлоритоидная зона		
К-63	М-33/15		М-30/7		
Vi	Gr*		Gr*		Pl*
	центр	край	центр	край	
35,52	37,20	37,00	36,30	36,00	62,70
1,19	0,12	0,06	-	-	
18,42	18,80	18,50	20,80	20,10	24,80
4,70					
17,07	25,60	30,60	33,40	34,60	
0,10	8,70	2,80	0,75	0,57	
10,12	0,81	1,20	2,40	2,70	
0,25	8,20	8,10	5,30	4,50	6,30
0,24	-	-			8,70
8,87	-	-			0,06
3,46	-	-			
100,03	99,43	98,26	98,95	98,47	102,56
54	95	93	89	88	
	<i>Alm₅₅Pr₃</i> <i>Sp₁₉Gros₂₃</i>	<i>Alm₆₇Pr₅</i> <i>Sp₆Gros₂₂</i>	<i>Alm₇₄Pr₉</i> <i>Sp₂Gros₁₅</i>	<i>Alm₇₆Pr₁₀</i> <i>Sp₁Gros₁₃</i>	<i>Pl₂₈</i>

Н.А. Степанова

Г.Н. Муравицкая

Место отбора проб: И-70/30, И-70/49 - в 1 км к юго-западу от гольца Марининского (междуречье Хомолхо - Бол. Чипикет); К-63 - водораздел ручьев Кынная и Мал. Ургун-Охта; М-33/15 - правобережье руч. Старательский (левый приток р. Бол. Чипикет); М-30/7 - р. Бол. Чипикет, у устья р. Илгирь.

слежены на расстояние около 2 км. Их состав и облик не меняются; биотит, как и в зоне контакта, отсутствует. Степень метаморфизма пород отвечает добиотитовой субфации.

Граница баллаганакской подсерии и бугарихтинской свиты непрерывно прослеживается отсюда далее на восток, в междуречье Бол. Чипикет - Хомолхо. Так, к западу от гольца Марининского на гребне наблюдается аналогичный контакт хлорит-серпичитовых и хлорит-анкерит-серпичит-хлоритовых песчаников и гравелитов, относимых к балла-

ганахской подсерии, с биотит-гранатовыми метапесчаниками бугарихтинской свиты. Баллаганахские песчаники содержат слабо регенерированные обломки кварца и плагиоклаза; в последнем часто наблюдается его распад на шахматный альбит и кальцит. Слюды представлены хлоритом и серицитом; однако в трех шлифах из 50, отобранных в полосе шириной 0,5 км близ контакта, встречены мелкие чешуйки биотита, которые, по-видимому, являются новообразованиями.

На небольшой седловине эти песчаники и гравелиты резко сменяются биотит-гранат-хлорит-серицитовыми метапесчаниками бугарихтинской свиты. В них биотит представлен крупными (до 4 мм) чешуйками, а содержание его в породе достигает 30%. По составу (см. табл. 35, обр. И-70/30) он относится к высокоглиноземистым разновидностям, которые появляются только в зоне граната [23]. Гранат присутствует во всех разновидностях метапесчаников (обр. И-70/30) и в прослоях углистых сланцев (обр. И-70/49); его железистость в краевых частях - около 94%. Для граната характерна прогрессивная зональность (обр. И-70/30): содержание (в вес. %) MnO от центра к краю уменьшается от 7,4 до 5, MgO - возрастает от 0,7 до 1,0, а общая железистость понижается с 95 до 94%.

Переход от хлорит-серицитовых метапесчаников баллаганахской подсерии к мезократовым биотит-гранатовым метапесчаникам бугарихтинской свиты очень резкий, без промежуточных разновидностей и отражает скачок в степени метаморфизма - от ступени, пограничной между добиотитовой и биотитовой субфациями (рифей), до средней ступени альмандин-хлорит-хлоритовидной субфации (нижний протерозой). Далее на запад развиты монотонные биотит-гранатовые и биотит-гранат-хлорит-серицитовые метапесчаники бугарихтинской свиты. Анализ граната и биотита из них (см. табл. 35, обр. К-63) показывает, что они метаморфизованы в условиях верхней ступени зоны граната. В районе р. Иллигирь и юго-западнее нее зона граната сменяется ставролит-хлоритовидной субфацией: появляется много прослоев цоизит-гранат-хлоритовых амфиболитов, железистость граната из пачки "шелковистых" гранат-серицит-ильменитовых сланцев бугарихтинской свиты достигает 88% (см. табл. 35, обр. М-30/7), а основность плагиоклаза - 28.

Еще далее на юго-восток граница между рифейскими и нижнепротерозойскими комплексами прослеживается в долине р. Хомолхо, в бассейнах ее притоков - ручьев Карасырдак, Бол. Ургун-Охты, р. Бушир. Нижнепротерозойские породы образуют здесь систему тесно сжатых опрокинутых синклинальных и антиклинальных складок, протягивающихся на десятки километров. Одна из таких синклиналей прослеживается по долине р. Бушир (рис. 35). В ее ядре обнажаются мраморы бодайбокканской свиты, а на крыльях - сначала углистые карбонатные сланцы, а затем метапесчаники (четвертая и третья пачки верхней подсвиты бугарихтинской свиты). Другая крупная синклинальная структура картируется выше устья р. Бушир по р. Хомолхо. В ее ядре обнажены свиты надбодайбокканской части разреза, в то время как бодайбокканская и бугарихтинская свиты образуют как опрокинутое, так и нормальное крылья структуры. Между этими

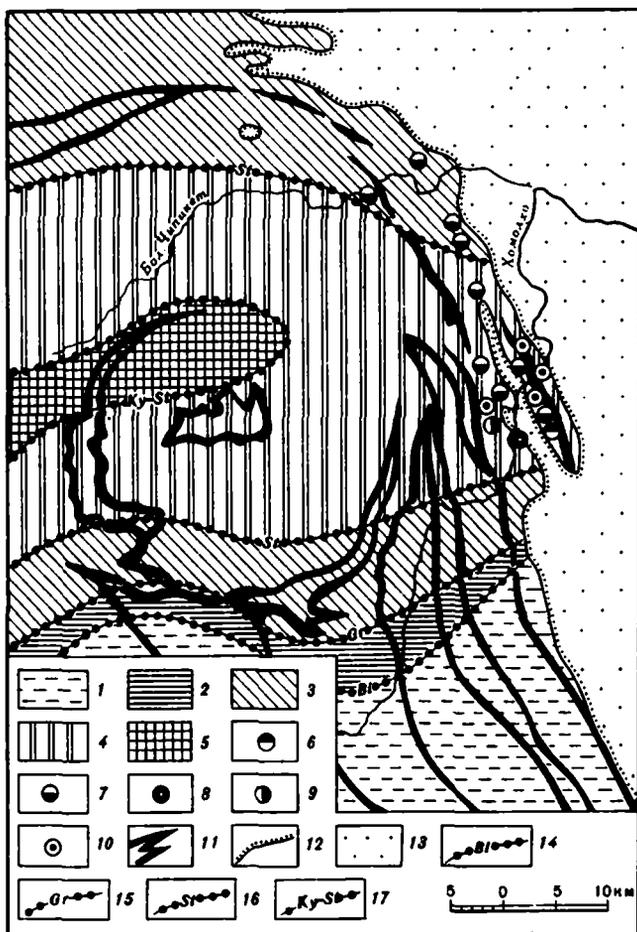


Рис. 35. Схема метаморфизма бассейна среднего течения р. Хомолхо

1–5 – зоны метаморфизма в нижнепротерозойской тонодско–бодайбинской серии: 1 – добиотитовая, 2 – биотитовая, 3 – гранатовая, 4 – ставролит–хлоритондная и ставролит–хлоритовая, нерасчлененные, 5 – кианит–биотит–ставролитовая; 6–10 – минералы высоких ступеней метаморфизма нижнепротерозойских пород в контакте с песчаниками баллаганакской подсерии верхнего протерозоя (рифей): 6 – ставролит, 7 – гранат из филлитов и метапесчаников, 8 – гранат из микроклинизированных пород, 9 – гранат из параамфиболитов, 10 – цоизит из мраморов; 11 – маркирующий горизонт мраморов (бодайбокская свита); 12 – зона метаморфического несогласия в подошве баллаганакской подсерии; 13 – баллаганакская подсерия, преимущественно добиотитовая субфация; 14–17 – изограды метаморфизма: 14 – биотита, 15 – граната, 16 – ставролита, 17 – кианит–биотит–ставролитовая

пнума синклиналями расположена серия небольших, узких, опрокинутых синклинальных (с мраморами бодайбокской свиты в ядрах) и антиклинальных (с метапесчаниками бугарихтинской свиты в ядрах) складок.

Контакты с породами баллаганахской подсерии, наблюдавшиеся в коренных обнажениях по р. Хомолхо, в среднем течении р. Бушир, не обнаруживают какого-либо углового несогласия. Вместе с тем во всех случаях устанавливается резкое несоответствие условий метаморфизма: хлорит-серицитовые (иногда с примесью карбоната) гравелиты и песчаники баллаганахской подсерии рифея непосредственно залегают на метапесчаниках бугарихтинской свиты, богатых биотитом и клиноцоизитом. В этих метапесчаниках обнаруживается гранат, часто в виде хорошо ограненных кристаллов. В табл. 36 приведены результаты ряда микронзондовых анализов гранатов бугарихтинской свиты из зоны непосредственных контактов: на р. Хомолхо у устья руч. Карасырдак (обр. Л-2/15), у устья руч. Бол. Ургун-Охта (обр. Н-1, 579/4), на правых водоразделах р. Хомолхо (обр. М-42/7). Железистость граната колеблется от 98 до 92%, что возможно как в гранатовой, так и в ставролит-хлоритоидной зонах. Однако на р. Бушир в прослое биотит-гранат-хлоритового сланца среди метапесчаников обнаружен щиксодержащий ставролит железистостью 86% (см. табл. 36, обр. Н-10/12). Это указывает на то, что степень метаморфизма пород нижнего протерозоя в контакте с рифейскими толщами достигает уже не гранатовой (как в бассейне р. Бол. Чипикет), а ставролит-хлоритоидной субфации. Типичными для этой субфации парагенезисами, обнаруженными в породах бугарихтинской свиты по р. Бушир и в прилегающей части р. Хомолхо, являются $Gr + Bi + Chl + Ser + Pl + Q$, $Bi + Chl + Ser + Clz + Pl + Q$, $St + Gr + Bi + Chl + Ser + Q$, $Zs + Chl + Pl + Ka + Ank + Q$. У устья руч. Бол. Ургун-Охта и далее вверх по его течению среди метапесчаников встречены прослой гранат-цоизитовых амфиболитов с крупными зернами граната и кристаллами сине-зеленой роговой обманки размером до 2 см.

На метапесчаниках, а в среднем течении р. Бушир - на углистых цоизит-анкерит-биотит-хлоритовых сланцах верхов бугарихтинской свиты залегают хлорит-серицитовые гравелиты и песчаники рифея. Контакты четкие, и смена богатых биотитом метапесчаников хлорит-серицитовыми, грубозернистыми терригенными породами рифея происходит резко. Такая резкая смена пород наблюдалась в обнажениях левого борта р. Хомолхо (между устьями руч. Бол. Ургун-Охта и р. Бушир), в развалах на обоих бортах долины р. Хомолхо ниже устья руч. Карасырдак и в долине р. Бушир. В подавляющем числе образцов базальные песчаники рифея имеют хлорит-серицитовый состав, хорошо рассланцованы, и лишь в гравелитах степень регенерации обломков полевых шпатов и кварца очень низка. Однако в нескольких случаях наряду с биотитом и серицитом обнаружены мелкочешуйчатые новообразования хлорита. Спорадические, но весьма редкие находки биотита наблюдались в рифейских песчаниках и восточнее, на значительном удалении от контакта.

Можно заключить, следовательно, что на данном участке, в отличие от Тонодского и Лонгдорского поднятий, метаморфизм рифейских

толщ, по-видимому, достигал начальной ступени биотитовой субфации, тогда как метаморфизм нижнепротерозойских – уровня ставролит-хлоритоидной субфации.

Таким образом, в районе рек Бол. Чипикет и Хомолхо во всех случаях геологической границе толщ рифея и нижнего протерозоя соответствовал и разрыв в степени метаморфизма – от верхней или средней ступени зоны граната или от ставролит-хлоритоидной субфации (разрез нижнего протерозоя) до хлорит-серицитовой или начальной ступени биотитовой субфации (баллаганахская подсерия рифея).

Следует подчеркнуть, что метаморфическое несогласие на границе двух комплексов в изученном нами интервале (от рек Бол. Семичаки и Челончен до р. Хомолхо) имеет характер резкого скачка, а не постепенного перехода с нарастанием степени метаморфизма, как это показано на карте в работе Л.И. Салопы [43]. К западу от границы на десятки километров интенсивность метаморфизма толщ нижнего протерозоя постоянна (гранатовая или ставролит-хлоритоидная субфация). К востоку метаморфизм баллаганахской подсерии рифея (вплоть до маринской свиты) также не меняется, и породы представлены очень монотонными хлорит-серицитовыми песчаниками и сланцами, содержащими также ильменит, клиноцоизит, иногда крупный кластогенный мусковит, а в базальных горизонтах исключительно редко, на ограниченных участках – также и биотит.

Из бассейна р. Хомолхо граница толщ рифея и нижнего протерозоя прослеживается на юг-юго-восток к долине р. Жуя и далее к гольцам северной части Лонгдорского поднятия. Зона контакта плохо обнажена, стратиграфические горизонты различных по возрасту толщ картируются в виде параллельных друг другу полос. В левом борту долины р. Жуя, в районе устья ее левого безымянного притока, впадающего в р. Жуя ниже устья р. Нечера (в районе двух больших островов), в скальном выходе обнажена пачка черных углистых слюдистых карбонатных метапесчаников с прослоями черных сланцев (божуйхтинская свита), подстилающихся светло-серыми полосчатыми мраморами бодайбокканской свиты. В основании склона (и обнажения) под мраморами залегают темно-серые и черные мелкозернистые углистые биотит-хлорит-серицитовые кварцито-сланцы и карбонатные метапесчаники верхней части разреза бугарихтинской свиты. Последняя пачка прослеживается далеко вверх по правому борту долины притока. На противоположном, левом борту этой долины обнажены породы уже баллаганахской подсерии рифея: полимиктовые хлорит-серицитовые песчаники и гравелиты, образующие чередующиеся пласты. Если нижнепротерозойские породы правого борта долины притока имеют падение слоистости на запад-северо-запад ($280-300^{\circ}$) под углом 45° , то рифейские песчаники и гравелиты левого борта долины наклонены в противоположную сторону: азимут падения слоистости – северо-восток ($50-60^{\circ}$) под углами $30-35^{\circ}$. Таким образом, здесь как будто бы устанавливается азимутальное и угловое несогласие между толщами рифея и нижнего протерозоя. Однако это лишь предположительная интерпретация, так как рассматриваемые обнажения разделены четвертичными отложениями, занимающими дни-

Таблица 36

Химический состав минералов (в вес. %) из пород бугарихтинской подсерией рифея в бассейне р. Хомолхо (район р. Бушир и руч.

Компоненты	H-10/12	Л-2/15	М-42/7
	<i>St</i>	<i>Gr</i> (край)	<i>Bi</i>
SiO ₂	26,08	38,87	37,50
TiO ₂	-	-	1,50
Al ₂ O ₃	54,68	19,74	17,20
FeO	13,15	24,35	28,50
MnO	-	5,33	0,50
MgO	1,20	0,83	4,40
CaO	-	9,79	-
K ₂ O	ZnO = 1,62	-	9,20
Сумма	96,73	98,84	98,80
Fe/(Fe+Mg), %	86,0	94	78
Минералы граната		<i>Alm</i> ₅₈ <i>Pr</i> ₃ <i>Sp</i> ₁₄ <i>Gros</i> ₂₇	

Все анализы выполнены на микрозонде "Cameca", MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Парагенезисы: обр. Н-10/12 - *St* + *Gr* + *Bi* + *Mu* + *Pl* + *Q*, обр. Л-2/15 - *Gr* + *Bi* + *Ser* + *Zs* + *Ka* + *Gra* + *Q*; обр. М-42/7 - *Gr* + *Bi* + *Ser* + *Mikr* + *Pl* + *Clz* + *Q*; обр. Н-1 - *Gr* + *Bi* + *Chl* + *Ser* + *Ank* + *Pl* + *Q*; обр. 579/4 - *Gr* + *Bi* + *Ser* + *Clz* + *Pl* + *Q*.

ше долины притока (шириной 500-800 м), и судить об истинном характере контакта не представляется возможным.

Далее на юго-восток контакт в условиях слабой обнаженности прослеживается от долины р. Жуя к гольцам северной части Лонгдорского поднятия (руч. Кедровый, правые притоки р. Нечера) и смыкается здесь с базальными конгломератами баллаганахской подсерии, протягивающимися далее в верховья р. Бол. Баллаганах. Эти контакты и наблюдающиеся в них геологические и метаморфические соотношения рифея и нижнего протерозоя были описаны выше.

Таким образом, в интервале между Тонодским и Лонгдорским поднятиями (см. рис. 3) геологическую границу двух комплексов на

свиты (ставролит-хлоритовидная субфация) в контакте с баллаганахской Бол. Ургун-Охта)

M-42/7		H-1, Gr (край)	579/4, Gr (край)
Gr			
центр	край		
37,50	36,70	37,29	37,64
0,05	0,03	-	0,13
20,30	19,70	18,83	19,76
21,10	24,30	32,27	30,04
6,00	6,10	2,72	3,66
0,18	0,32	1,23	1,36
13,90	11,60	5,94	7,14
-	-	-	-
99,03	98,75	98,28	99,73
98	97,5	93,5	92,5
<i>Alm</i> ₄₇ <i>Pr</i> ₁ <i>Sp</i> ₁₃ <i>Gros</i> ₃₃	<i>Alm</i> ₅₃ <i>Pr</i> ₁ <i>Sp</i> ₁₃ <i>Gros</i> ₃₃	<i>Alm</i> ₇₂ <i>Pr</i> ₅ <i>Sp</i> ₆ <i>Gros</i> ₁₇	<i>Alm</i> ₆₆ <i>Pr</i> ₅ <i>Sp</i> ₉ <i>Gros</i> ₂₀

Место отбора проб: H-10/12 - р. Бушир, в 3 км выше устья; Л-2/15 - левый борт р. Хомолко, в 2 км ниже устья р. Бушир; M-42/7 - южный борт р. Хомолко, в 3 км к юг-юго-западу от высоты Верный путь; H-1 - устье руч. Бол. Ургун-Охта; 579/4 - руч. Бол. Ургун-Охта, в 2 км выше устья.

каждом конкретном участке можно зафиксировать в основном по метаморфическому несогласию, поскольку исходный состав параллельно рифея и нижнего протерозоя очень сходен. На карте метаморфизма видно, что толщи рифея, метаморфизм которых в подавляющем большинстве случаев соответствовал добиотитовой субфации, залегают на нижнепротерозойском комплексе, который в контакте метаморфизован в условиях добиотитовой, биотитовой, гранатовой и ставролит-хлоритовидной зон. Выявленная таким образом граница прослеживается на Тонодском и Лонгдорском поднятиях, где она имеет не только метаморфическое, но и яркое геологическое выражение - конгломераты в основании рифейского разреза, несогласие и размыв.

В заключение нужно отметить, что несмотря на определенные трудности в картировании контактовой зоны между разновозрастными толщами в районе, расположенном между Тонодским и Лонгдорским поднятиями, эту границу в любом случае придется искать только в этом месте. Такой вывод диктуется всей суммой материалов относительно геологии докембрия Патомского нагорья.

Если принимать данные о том, что во внешних частях поднятий (в северной части Тонодского поднятия и в северо-восточной части Лонгдорского) баллаганахские конгломераты залегают на границах и породах ходоканской, пурпольской и медвежьей свит и содержат их в составе валунов и галек (а это установленный факт); что во внутренних частях, а также на юге Тонодского и на западе Лонгдорского поднятий указанные свиты дорифейского разреза образуют между собой и с другими толщами единый, лишенный несогласий одноактно метаморфизованный комплекс, слагающий также всю внутреннюю зону нагорья (а факты, изложенные в этой книге, не дают иной альтернативы), то поиски границы между толщами рифея и нижнего протерозоя на участке, заключенном между Тонодским и Лонгдорским поднятиями, неизбежно приведут в тот район, который был охарактеризован выше. Это и понятно, так как многие стратиграфические горизонты и складчатые структуры в пределах Патомского нагорья протягиваются параллельно друг другу практически без перерывов на десятки и сотни километров, плавно изгибаясь в зоне кульминации Байкало-Патомской складчатой дуги. Поэтому если мы приходим к выводу, что к северу от Тонодского поднятия расположены толщи рифея, а к югу — нижнего протерозоя, то на замыкании поднятия по простиранию, а затем за его пределами должен находиться контакт этих разновозрастных толщ.

Однако точное картирование контакта на этом участке нельзя считать окончательно решенной проблемой. Твердо установлено пока только существование в пределах полосы, заключенной между поднятиями (ее протяженность около 100 км), резкого метаморфического несогласия, которое при прежних исследованиях пропускалось. Теперь, располагая этими данными, поиск и точное картирование контакта можно вести более целеустремленно.

Природа биотита в породах баллаганахской подсерии рифея

В связи со спорадическими находками биотита в базальных горизонтах баллаганахской подсерии необходимо еще раз вернуться к природе этого минерала в условиях рифейского минералообразования.

Отличие от биотитов из нижнепротерозойских метасаммитов, дифрактограммы биотитов из песчаников баллаганахской подсерии обнаруживают сильное расщепление и понижение интенсивности базального рефлекса при 10 Å, что является указанием на значительную примесь вермикулитовой и гидробиотитовой молекул. В ранней работе [30] это интерпретировалось нами как признак кластогенной природы биотита, сохраняющегося в условиях позднего эпигенеза или метагенеза. Однако детальное петрографическое изучение кристаллоблас-

теза рифейских пород показало, что нередко высокая степень их рас-
сланцевания, несомненные признаки новообразованного характера сери-
цита, хлорита, карбоната и клиноцоизита в цементе свидетельствуют
о том, что степень преобразования рифейских пород на изученных
участках отвечает не эпигенезу, а преимущественно хлорит-серицито-
вой субфации метаморфизма. В таких условиях кластогенный биотит
обычно не сохраняется — в отличие, например, от крупных обломков
пегматоидного мусковита, кластогенная природа которого в базальных
рифейских аркозах и реголитах на Лонгдорском и Тонодском подня-
тиях не вызывает никаких сомнений.

Поэтому мелкие чешуйки биотита в рифейских песчаниках на неко-
торых (как показывает опыт — крайне ограниченных) участках должны
рассматриваться как новообразования в условиях ранних ступеней
биотитовой субфации. В этом случае обнаружение примеси гидрослюд
в рифейских биотитах может объясняться по-другому — как признак
их прогрессивной кристаллизации за счет более ранних (эпигенети-
ческих) вермикулитов, остатки которых в качестве реликтов сохра-
няются в межслоевых пакетах биотита. Подобная сохранность следов
эпигенетических преобразований в минералах ранних ступеней мета-
морфизма не является необычной и характерна, в частности, для
мусковита, обломки которого, как известно, не разлагаются при эпи-
генезе (меняется лишь его структурная модификация). В данном ре-
гионе крупные кластогенные чешуи мусковитов из рифейских аркозов
Лонгдорского поднятия, несмотря на их метаморфизм в условиях хлорит-
серицитовой (добиотитовой) субфации, постоянно сохраняют хоро-
шо видимые в шлифах раздувы и пережимы, являющиеся характер-
нейшим признаком более раннего гидрослюдистого перерождения му-
сковита.

Таким образом, нельзя отрицать, что метаморфизм погружения,
затронувший рифей Патомского нагорья, может достигать первых сту-
пеней биотитовой субфации. Хотя такие участки крайне редки и нами
обнаружены лишь в интервале между Лонгдорским и Тонодским под-
нятиями, не исключено, что биотит локально может возникать и в
некоторых других местах. Но, по-видимому, во всех случаях дости-
гаются именно начальные ступени биотитовой субфации. Результаты
изучения рифея Приленской зоны, в частности на опорных его раз-
резах в Патомском нагорье, на севере Кодаро-Удоканского прогиба,
во внешней части Чуйского поднятия и во всем Западном Прибайкалье,
показывают, что степень метаморфизма его базальных горизонтов,
как правило, не превышает хлорит-серицитовой субфации [43, 44].

Появление новообразованного биотита в баллаганашской подсерии
затрудняет использование метаморфических критериев при разделении
рифея и нижнего протерозоя. Однако на большей части Патомского
нагорья метаморфическое несогласие между двумя комплексами вы-
ражено четко, подчеркивая геологическую границу между ними.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Фактические данные, изложенные в I части данной работы, и вытекающие из них выводы находятся в противоречии с общепринятыми представлениями. Необходимость детальной аргументации многих частных положений привела к некоторой распыленности материала. Целесообразно поэтому кратко рассмотреть общие вопросы геологии докембрия Патомского нагорья в свете новых данных. Наиболее существенными являются следующие проблемы: а) ограничение стратиграфического объема патомской серии рифея; б) статус тепторгинской серии среднего протерозоя; в) стратиграфия, объем и границы нижнего протерозоя Патомского нагорья; г) сравнительная характеристика нижнего протерозоя Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны; д) раннепротерозойский региональный метаморфизм; е) раннепротерозойские гранитоиды; ж) тектоника раннего протерозоя и проблема байкалид.

ОГРАНИЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ОБЪЕМА ПАТОМСКОЙ СЕРИИ РИФЕЯ

Одно из главных следствий проведенных исследований – сокращение площадей, занятых в нагорье действительно верхнепротерозойскими (рифейскими и вендскими) толщами патомской серии (рис. 36). В пределах центральной части Патомского нагорья, охватывающей всю внутреннюю зону и значительную часть зоны поднятий, патомская серия, как оказалось, полностью отсутствует. Вместе с тем она широко развита на площади внешней зоны, где давно известен ее стратотипический разрез.

Патомская серия отделена от осадочно-метаморфических толщ центральной части нагорья стратиграфическим и метаморфическим несогласиями. В базальных конгломератах патомской серии содержатся гальки метаморфических пород и гранитов, развитых в центральной части нагорья. Метаморфические толщи нагорья прорваны гранитоидами, идентичными гранитам, инъецирующим породы нижнепротерозойской удоканской серии, тогда как среди пород патомской серии внешней зоны такие граниты совершенно не известны. Для подстилающих патомскую серию пород, имеющих, с нашей точки зрения, нижнепротерозойский возраст, но включавшихся прежде в ее состав, характерен контрастный и глубинный зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа. Для действительно верхнепротерозойской патомской серии внешней зоны типичен совершенно иной стиль метаморфизма: он отно-

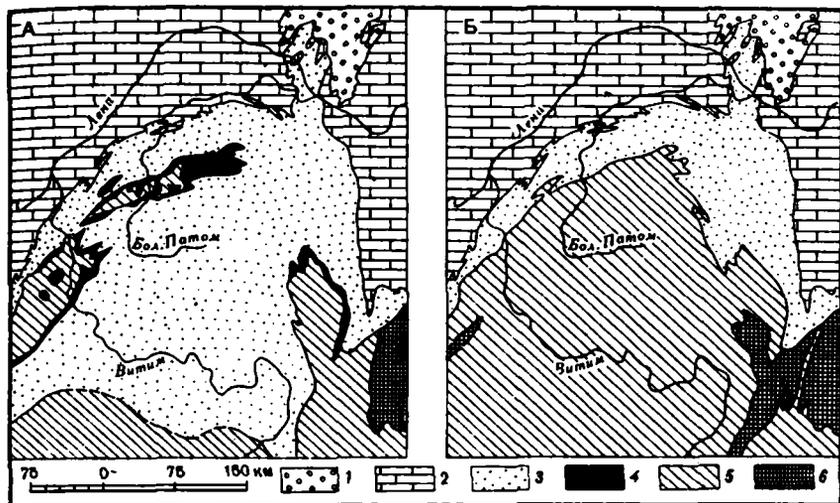


Рис. 36. Схемы расположения разновозрастных комплексов в Патомском нагорье по Л.И. Салопу (А) и принятая в данной работе (Б)
Отложения: 1 – мезозоя, 2 – палеозоя, 3 – верхнего протерозоя, 4 – среднего протерозоя, 5 – нижнего протерозоя, 6 – архея

сится к метаморфизму погружения и практически не выходит за пределы добититовой субфации. На большей же части площади развития патомской серии степень изменения пород не превышала условий позднего метазенеза. Однако и в тех местах, где слабый метаморфизм в породах патомской серии все же проявлен, на границе этой серии и подстилающих толщ центральной части нагорья повсеместно установлено более или менее резкое метаморфическое несогласие с discordантным положением базальных горизонтов патомской серии по отношению к ориентировке изоград метаморфизма в подстилающих толщах.

Зональный метаморфизм происходил одновременно с повторными складчатыми деформациями, которые в толщах патомской серии тоже не известны. Вся сумма этих данных указывает на более молодой возраст патомской серии внешней зоны, чем метаморфических толщ, развитых в центральной части нагорья.

Важное значение для решения этого вопроса имеет и сравнение стратиграфических разрезов внешней и внутренней зон Патомского нагорья. В литературе по геологии этой территории предлагаются различные варианты подобных корреляций, нередко противоречивые и взаимоисключающие. Это и понятно, так как и сторонникам, и противникам объединения осадочных и осадочно-метаморфических толщ внутренней и внешней зон нагорья в единую патомскую серию была давно ясна разница в разрезах, характерных для этих двух зон. Несходство в разрезах стало особенно очевидно при попытках корреляции верхней (бодайбинской) подсерии внутренней зоны с теми или иными частями разреза патомской серии внешней зоны. Дело в том,

что если последовательность напластования осадочных пород внутренней зоны нередко кажется сходной с последовательностью толщ внешней зоны (что представляется вполне естественным при формировании трансгрессивно-регрессивных серий любого возраста), то своеобразный состав отложений и характер чередования пород, свойственные бодайбинской подсерии, вообще не находят аналогов среди толщ внешней зоны. Одни авторы предполагают, что бодайбинская подсерия является фаціальным аналогом валюхтинской, жуинской и ченчинской свит патомской серии внешней зоны [14], другие сопоставляют ее с жербинской и тинновской свитами венда [17], третьи считают, что во внешней зоне этапу накопления бодайбинской подсерии соответствовал период "отрицательной седиментации" [4]. Между тем анализ геологических карт показывает, что ни одна из свит патомской серии внешней зоны вообще не прослеживается в пределы внутренней зоны, так как складчатые структуры обеих зон строго параллельны друг другу. Понятно поэтому, что попытки корреляции разрезов указанных зон основываются только на представлениях разных авторов о внешнем сходстве или несходстве тех или иных стратиграфических горизонтов.

В I части этой книги приведены материалы, свидетельствующие о разном возрасте толщ внешней и внутренней зон, и поэтому необходимость их корреляции отпадает. Становятся ясными причины различий разрезов внешней и внутренней зон, а также отсутствия во внешней зоне гранитов, широко распространенных внутри нагорья, различий в петрографическом составе галек конгломератов внешней и внутренней зон, казавшихся прежде одинаковыми, резкого метаморфического несогласия на границе зон и т.д.

Несомненно, что опорный разрез патомской серии, составленный именно в пределах внешней зоны, сохраняет свое стратотипическое значение, но характеризует только толщи этой зоны. Однако во внутренней зоне патомская серия отсутствует, и вместо нее предлагается выделять тонодско-бодайбинскую серию нижнего протерозоя.

СТАТУС ТЕПТОРГИНСКОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Приведенные данные о соотношениях пурпольской и медвежевской свит с выше- и нижележащими толщами, а также с раннепротерозойскими гранитами делают необходимым обсуждение вопроса о статусе тепторгинской серии, стратотип которой, как считается, находится на этой территории.

Тепторгинская серия в принятом ныне объеме включает две свиты: пурпольскую и медвежевскую. В подтверждение среднепротерозойского возраста серии обычно приводятся следующие аргументы: а) несогласное залегание пурпольской свиты на нижнепротерозойских осадочно-метаморфических породах, а также на раннепротерозойских гранитах и на метаморфизованной коре их выветривания; б) несогласное перекрытие пород тепторгинской серии конгломератами баллаганаской подсерии патомской серии верхнего протерозоя.

Действительно, во многих участках в зоне поднятий Патомского нагорья можно наблюдать налегание конгломератов баллаганакской подсерии на породы пурпольской и медвежевской свит, а присутствие этих пород в составе галек конгломератов позволяет считать такие соотношения твердо установленными. Все это, однако, свидетельствует лишь о доверхнепротерозойском возрасте тепторгинской серии. Что касается ее нижней границы, то аргументы, приводимые обычно для ее обоснования, вызывают серьезные возражения. В I части этой работы были обоснованы следующие положения.

1. Кора выветривания на раннепротерозойских гранитах (в основании пурпольской свиты) не обнаруживается. За кору выветривания, по-видимому, принимались продукты автотметасоматической переработки гранитов в их эндоконтактной зоне. Вместе с тем ясно, что высокоглиноземистые сланцы и кварциты пурпольской свиты формировались за счет разрушения и переотложения какой-то древней коры выветривания, возникшей, однако, не на раннепротерозойских гранитах, а, по-видимому, на архейских кристаллических сланцах и гранитоидах. Остаточная кора выветривания в современном срезе не обнаружена.

2. Пурпольская свита не залегает на раннепротерозойских гранитоидах. Эти граниты (Лонгдорский, Бульбухтинский, Окаевский, Амандраковский, Кевактинский и Чуйский массивы) прорывают породы пурпольской и медвежевской свит, оказывают на них контактовое метасоматическое воздействие и содержат их ксенолиты.

3. Пурпольская свита не имеет несогласных соотношений с подстилающими метапесчаниками и сланцами ходоканской свиты и ее аналогов, считающихся нижнепротерозойскими. Повсеместно эти соотношения оказались согласными, с постепенными взаимопереходами на границе свит.

4. В Патомском нагорье не проявлялась самостоятельная эпоха среднепротерозойского метаморфизма. На этой территории все породы внутренней зоны (в том числе пурпольской и медвежевской свит) охвачены единым одноактным зональным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа.

5. Гранитоиды, которые отдельные авторы включают в состав среднепротерозойских комплексов (Окаевский и Амандраковский массивы), по петрологическим и химическим критериям не отличаются от гранитоидов раннего протерозоя.

Нужно отметить также, что нередко для доказательства среднепротерозойского возраста серии использовались данные, нуждающиеся в значительных коррективах. Например, по мнению Л.И. Салопа, породы пурпольской свиты в Тонодском поднятии залегают "на кевактинских (чуйско-кодарских) гранитах", а в верховьях рек Ченча и Джелианда (Лонгдорское поднятие) - "на метаморфических породах удоканской серии и одновременно на серых порфировидных гранитах Бульбухтинского массива, относящихся к чуйско-кодарскому плутоническому комплексу" [43, с. 197]. Между тем петрологический анализ показал, что граниты и Кевактинского, и Бульбухтинского

массивов чуйско-кодарскому комплексу не принадлежат и имеют рвущие контакты с породами пурпольской свиты.

Что касается второго утверждения – о существовании в верховьях рек Джелинда и Ченча пород удоканской серии, то доказать его практически невозможно. Дело в том, что значительная часть этой территории занята гранитоидами, среди которых присутствуют небольшие по площади участки развития метаморфических сланцев. Их принадлежность к удоканской серии трудно даже предполагать, так как эти породы и удоканская серия пространственно разобщены и каких-либо серьезных данных для их корреляции никогда не существовало. Если же учитывать новые материалы по геологии этой территории, то оказывается, что на большей ее части развиты ранее не известные архейские гранулитовые кристаллические сланцы и плагиограниты, полностью отделяющие (в междуречье Сыгыкта – Эльгер – Амалык) Кодаро-Удоканский прогиб с заключенной в нем удоканской серией от структур, образованных толщами, распространенными в Патомском нагорье. Таким образом, если на прежних картах среди гранитов показывались небольшие провесы кровли, как бы прослеживаемые далеко на север от Кодаро-Удоканского прогиба и образованные породами удоканской серии, то в свете приведенных выше новых данных для таких предположений не остается места.

Итак, рассмотрение всех прежних и новых материалов возвращает нас к тем представлениям, которые казались давно забытыми, – о согласных соотношениях пурпольской свиты тепторгинской серии и подстилающих метаморфических сланцев и песчаников, возраст которых всегда считался нижнепротерозойским. В предыдущих разделах было показано, что верхняя (медвежевская) свита тепторгинской серии связана постепенными переходами с вышележащими метаморфизованными терригенно-карбонатными толщами внутренней зоны Патомского нагорья. Впрочем, и это наблюдение не является новым. Многие геологи отмечали, что во внутренней зоне нагорья существует *постепенный переход* от тепторгинской серии среднего протерозоя к патомской серии верхнего протерозоя [см., например, 10, 39]. Поскольку, как мы пытались доказать, во внутренней зоне Патомского нагорья верхнепротерозойская патомская серия отсутствует, наблюдавшийся многими авторами постепенный переход отражает согласные соотношения между разными свитами единого в возрастном отношении разреза. Собственно верхнепротерозойская патомская серия развита, как указывалось выше, только в пределах внешней зоны нагорья и прилегающих к ней частях зоны поднятий. В базальных конгломератах патомской серии содержатся гальки пород медвежевской и пурпольской свит, что определенно решает проблемы их соотношений. Вместе с тем возникает вопрос, можно ли рассматривать в качестве среднепротерозойской серию, которая: а) согласно залегает на подстилающих толщах нижнего протерозоя и связана с ними постепенными переходами; б) согласно, с постепенными переходами перекрывается другими толщами (внутренние склоны поднятий), возраст которых считается уже не среднепротерозойским; в) затронута единым и одноактным метаморфизмом вместе с ниже-

и вышележащими толщами и прорвана совместно с ними одними и теми же гранитами.

В свете этих данных теряют значение не только представления о среднепротерозойском возрасте тепторгинской серии, но и прежние аргументы в пользу ее выделения как самостоятельной стратиграфической единицы. Проведенные исследования показали, что тепторгинская серия расположена внутри единого в стратиграфическом отношении разреза, лишенного внутренних несогласий. Именно этот комплекс осадочно-метаморфических образований, ограниченный снизу кристаллическими сланцами архея, а сверху - осадочными толщами верхнего протерозоя, и должен выделяться в качестве наиболее крупного подразделения местной стратиграфической шкалы, которое принято называть серией. Пурпольская и медвежевская свиты - составные части этой единой серии, которую мы предлагаем называть *монодско-бодайбинской*. Суммарная мощность пурпольской и медвежевской свит в разрезе тонодско-бодайбинской серии невелика. Они не отражают и законченного цикла осадконакопления: первая граница такого цикла может быть намечена только в кровле следующей, хайвергинской свиты. Следовательно, наименование "тепторгинская серия" в том стратиграфическом объеме, который за ней признается, не может применяться и для обозначения подразделения более низкого ранга, т.е. подсерии. По-видимому, дальнейшее употребление этого наименования нецелесообразно.

Обсуждая вопрос о статусе тепторгинской серии, нужно отметить, что в последние годы неоднократно предпринимались попытки выделить из состава серии медвежевскую свиту и придать ей значение базальной толщи патомской серии верхнепротерозойского возраста. Эти попытки, однако, находятся в противоречии с фактическими данными. Как показали детальные исследования, в Патомском нагорье повсеместно можно наблюдать совершенно согласное залегание очень специфического базального высокожелезистого горизонта медвежевской свиты на кварцитах верхней подсвиты пурпольской свиты, что не оставляет возможности для предположений о принадлежности этих свит к разновозрастным комплексам.

Возможно, попытки включения медвежевской свиты в состав патомской серии верхнего протерозоя связаны с находками в ее составе конгломератов с галькой гранитов, идентичных, как казалось, конгломератам баллаганахской подсерии, тоже содержащих граниты в составе обломочного материала. Специальное исследование показало, что гранитоиды из галек конгломератов медвежевской свиты и баллаганахской подсерии кардинально отличаются друг от друга по петрологическим и химическим характеристикам. В свете этих, а также перечисленных выше данных попытки включения медвежевской свиты в состав патомской серии представляются необоснованными.

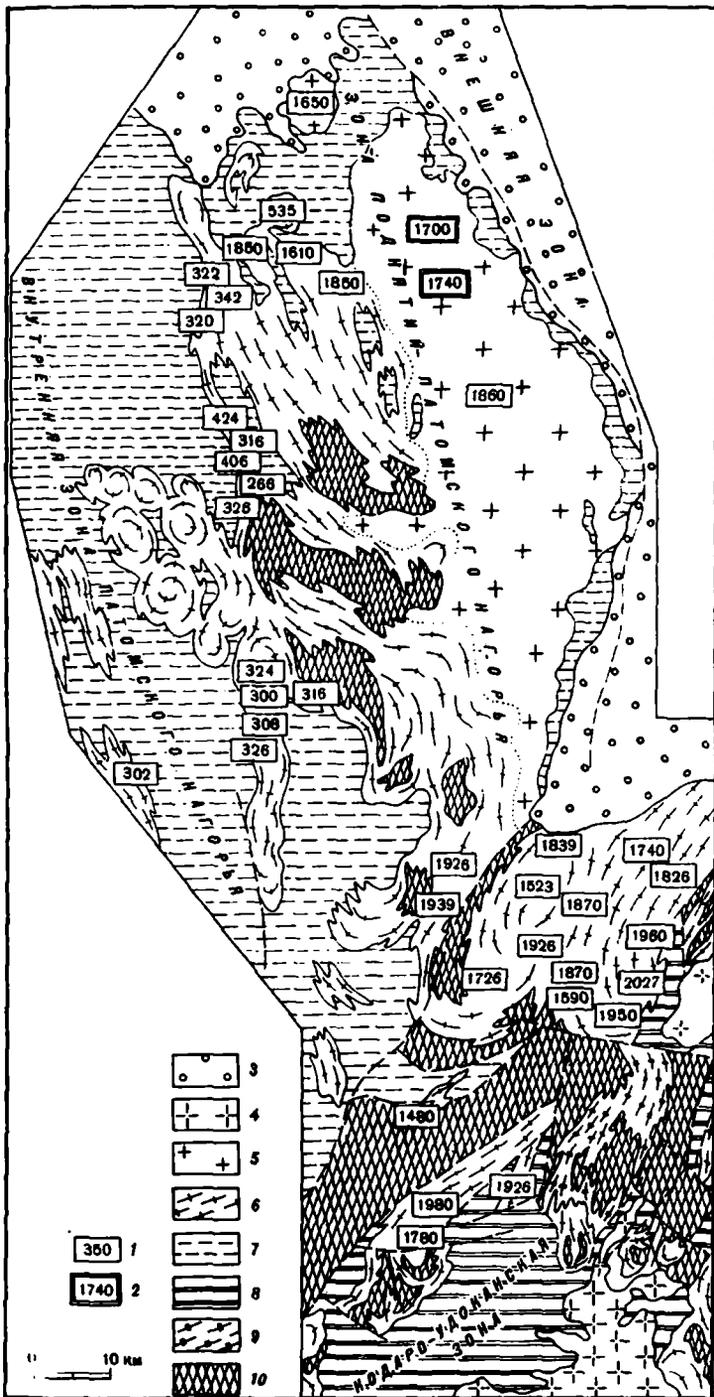
Для подкрепления среднепротерозойского возраста тепторгинской серии иногда привлекаются радиометрические датировки, выполненные калий-аргоновым методом. В частности, указывается [44] на про-
рыв тепторгинской серии турмалиновыми гранитами Амандракского

массива, возраст которых был определен по мусковиту из пегматита в 1400 млн. лет. Между тем теперь по Амандракскому массиву имеются и более древние датировки (1590 млн. лет - по мусковиту, калий-аргоновый метод; 1810 и 1910 млн. лет - по цирконам, уран-свинцовый метод, данные Т.П. Жадновой). Однако ни те, ни другие цифры нельзя использовать в качестве аргументов при решении вопроса о возрасте рассматриваемых толщ и гранитов. Ограничения в применении калий-аргонового метода, ввиду неустойчивости изотопных соотношений при изменении термодинамических условий, хорошо известны. По-видимому, с большой осторожностью нужно относиться вообще к определениям возраста, полученным любыми методами только по отдельным пробам. В то же время изохронные определения возраста пород Патомского нагорья до сих пор не проводились, и в этом отношении территория остается совершенно не изученной.

Поэтому в целях объективности мы при аргументации основных положений не используем имеющихся в настоящее время единичных цифр радиометрического возраста даже в тех случаях, когда они подтверждают наши построения. В качестве примера, иллюстрирующего ненадежность калий-аргоновых датировок, приведем карту распределения значений возраста одних и тех же гранитов в пределах Лонгдорского поднятия (рис. 37). Хорошо видно, что по мере перехода от Кодаро-Удоканской зоны к структурам Патомского нагорья петрологически единые гранитоиды, образующие и единые массивы, имеют резко различающиеся значения возраста, полученные калий-аргоновым методом. Намечается вполне определенная закономерность, которая заключается в "омоложении" возраста в северо-западном направлении, т.е. в сторону Патомского нагорья. Это указывает на то, что данный регион является зоной мощной тектоно-магматической активизации палеозойского времени.

Рис. 37. Схема, иллюстрирующая распределение значений радиометрического возраста гранитоидов в Лонгдорском поднятии и в северной части Кодаро-Удоканской зоны

1-2 - радиометрические датировки гранитоидов: 1 - калий-аргоновый метод, 2 - уран-ториево-свинцовый метод; 3 - верхнепротерозойские отложения патомской серии; 4-6 - раннепротерозойские гранитоиды: 4 - постметаморфические аллохтонные граниты кодарского комплекса (Кодарский массив), 5 - синметаморфические аллохтонные гранитоиды (Бульбухтинский массив), 6 - синметаморфические автохтонные гранитоиды (Лонгдорский, Ничатский и другие массивы); 7-8 - нижнепротерозойские отложения: 7 - тоноскободайбинская серия, 8 - удоканская серия и троговый комплекс; 9-10 - архейские образования: 9 - плагиограниты, 10 - кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма, чарская серия



СТРАТИГРАФИЯ, ОБЪЕМ И ГРАНИЦЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

В результате проведенных исследований получены материалы о широком развитии в Патомском нагорье метаморфических толщ нижнего протерозоя. В одних случаях среди отложений, возраст которых и раньше считался нижнепротерозойским, обнаружены архейские гранулитовые образования, в других – было показано, что толщи, возраст которых принимался как среднепротерозойский, являются составными частями разреза нижнего протерозоя, в третьих – пересмотрен возраст осадочно-метаморфических пород внутренней зоны нагорья, относимых к верхнему протерозою, но принадлежащих, как выяснилось, также разрезу нижнего протерозоя.

Приведем краткую характеристику стратиграфии этой толщи. Поскольку наименование "патомская серия" давно укрепилось за действительно верхнепротерозойскими образованиями, опорный разрез которых составлен в пределах внешней зоны нагорья, мы предлагаем, как уже упоминалось, для обозначения метаморфических толщ нижнего протерозоя зоны поднятий и внутренней зоны Патомского нагорья ввести наименование "тонодско-бодайбинская серия". Меридиан, проходящий через Тонодское поднятие и бассейн р. Тонода к бассейну р. Бодайбо, пересекает практически все свиты этой серии.

В основании разреза тонодско-бодайбинской серии расположена *тодоханская свита* черно-серых, зеленоватых, бедных CaO метаалевролитов, сланцев и мелкозернистых метапесчаников (иногда углистых), среди которых присутствует переменное количество пластовых тел метадиабазов и амфиболитов по ним. Спорадически в составе свиты встречаются метаморфизованные туфопесчаники и туффиты основного состава, а также кислые лавы натриевого ряда – метаморфизованные альбитофиры и плагиокератофиры. Мощность свиты (видимая) достигает 800–1000 м.

Стратиграфически выше и согласно, с переходной пачкой в основании, залегают кварциты и высокоглиноземистые сланцы *пурпольской свиты*. В составе ее нижней подсвиты (30–150 м) преобладают обломочные породы – массивные и слоистые (в том числе косослоистые) кварцевые метапесчаники, метагравелиты и метаконгломераты, кварциты, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются прослои высокоглиноземистых сланцев. Последние являются главной составной частью следующей, средней подсвиты (60–200 м). В зависимости от степени метаморфизма эти первично хлорит-пирофиллит-серицитовые сланцы превращаются в породы, содержащие хлоритоид, кианит, ставролит, гранат, силлиманит. Кварциты образуют подчиненные прослои. Разрез пурпольской свиты завершается верхней подсвитой (60–80 м) кварцитов, кварцевых метапесчаников, метагравелитов и метаконгломератов. Общая мощность пурпольской свиты 100–400 м.

На кварцитах верхней подсвиты согласно залегают породы базального высокожелезистого горизонта *меовежевской свиты*. Это хлорит-магнетит-кварцевые сланцы, магнетит-анкерит-кварцевые, реже полимиктовые метапесчаники и метатуфопесчаники с послойными телами

метадиабазов. Хлорит из сланцев отличается уникально высокой железистостью (80–90%). В зонах повышенного метаморфизма горизонт представлен магнетитсодержащими роговообманково–эпидот–мусковитовыми параамфиболитами и роговообманковыми метадиабазами (юго-запад Лонгдорского поднятия), хлорит–гранат–магнетит–куммингтонитовыми, роговообманково–гранат–хлорит–анкеритовыми сланцами и параамфиболитами, реже стильпномелансодержащими куммингтонит–гранатовыми амфиболитами и железистыми кварцитами с прослоями богатых марганцем гранат–кварцевых пород и метаморфизованных туфопесчаников (Тонодское поднятие). Мощность горизонта колеблется от 10 до 40 м.

Базальный горизонт согласно перекрывается металсаммитами основной части разреза медвежьей свиты. Ее состав в разных зонах нагорья неодинаков. В сводовых частях поднятий это полимиктовые известковистые хлорит–серицит–анкерит–альбит–кварцевые метапесчаники, прослон метаалевролитов и метагравелитов. На границе с базальным высокожелезистым горизонтом нередко присутствуют пуддинги с галькой плагиогранитов, плавающие гальки этих пород спорадически встречаются и в метапесчаниках более верхних частей ее разреза. На склонах поднятий, обращенных к внутренней зоне, разрез медвежьей свиты отличается постепенным огрублением пород по мере продвижения от Лонгдорского к Тонодскому и далее к Чуйскому поднятиям. В большинстве мест это биотит–гранат–хлорит–серицитовые, биотит–анкерит–хлорит–серицитовые метапесчаники и метагравелиты, пуддинги с галькой плагиогранитов, отдельные пласты углистых, богатых ильменитом серицит–хлоритовых, гранат–серицит–хлоритовых сланцев. На западном фланге зоны поднятий и в примыкающих частях внутренней зоны сланцы исчезают из разреза и замещаются метапесчаниками и метагравелитами, появляется много прослоев и пачек метаконгломератов. Одновременно возрастает мощность медвежьей свиты – от 600–700 до 2200 м. Вместе с тем несмотря на заметные фациальные изменения пород по простиранию во всех без исключения разрезах свиты, составленных в разных частях нагорья, в ее основании всегда обнаруживается маркирующий горизонт высокожелезистых пород. На крайнем западном фланге зоны поднятий в разрезе свиты обособляется несколько пачек валуновых и галечниковых метаконгломератов, разделенных пачками метапесчаников и метагравелитов. Здесь же появляются значительное количество прослоев и пачек метаморфизованных основных и кислых туфопесчаников, тела метадиабазов и метакератоидов. Туфогенный материал присутствует и в цементе метаконгломератов.

Стратиграфически выше и согласно на породах медвежьей свиты залегают сланцы *хайверинской свиты*, развитой только в пределах внутренней зоны. Свита резко отделяется от ниже- и вышележащих толщ тонодско–бодайбинской серии тонкообломочным составом и темным цветом образующих ее пород. Преобладают темно–серые, почти черные, слабо или умеренно углистые сланцы, состав которых в зависимости от степени метаморфизма меняется (хлорит–серицит–ильменит–альбит–кварцевые, гранат–серицит–ильменит–кварцевые, биотит–

гранат-хлорит-серицит-ильменит-плагноклаз-кварцевые, гранат-ционит-хлорит-серицитовые сланцы). В качестве резко подчиненных пластов присутствуют метапесчаники, метагравелиты, гранат-ционитовые параамфиболиты. Мощность хайвергинской свиты 700-1000 м.

Над хайвергинской свитой расположена *бугарихтинская свита*, состоящая из двух подсвит. В нижней части разреза нижней подсвиты залегают метагравелиты и метапесчаники (200-400 м); они сменяются пачкой чередующихся метапесчаников, метаалевролитов, сланцев, параамфиболитов (100-750 м), на которых залегают пепельно-серые, слабо углистые, иногда анкеритсодержащие кварцито-песчаники и метаконгломераты с галькой плагногранитов (20-150 м). Общая мощность нижней подсвиты 650-950 м. В строении верхней подсвиты участвуют (снизу вверх) "шелковистые" серицит-хлорит-ильменитовые сланцы, в которых в зонах повышенного метаморфизма появляются биотит, гранат и ставролит (320-350 м), желтоватые метапесчаники с пирротином (120-175 м), черные карбонатные сланцы и метаалевролиты (50-100 м). Мощность верхней подсвиты 500-570, а всей бугарихтинской свиты - 1200-1500 м. По направлению от поднятий к центральной части внутренней зоны мощность свиты возрастает до 2000 м.

В целом в верхней части разреза бугарихтинской свиты заметно увеличивается известковистость пород, и по появлению чистых мраморов выделяется следующая - *бодайбокская свита*. Она имеет исключительно выдержанную мощность в той части внутренней зоны, которая притыкает к зоне поднятий (100-130 м), однако в южном направлении мощность свиты возрастает до 500 (в центре нагорья) и до 1600 м (на крайнем юге). Голубовато-серые мраморы бодайбокской свиты на 95-100% состоят из кальцита. В пределах зоны поднятий выделяется *бульбухтинская свита* - аналог бодайбокской свиты внутренней зоны. Бульбухтинская свита состоит из доломитовых, реже кальцитовых мраморов. Ее видимая мощность 250-300 м.

На мраморах бодайбокской свиты согласно залегают породы *божухтинской свиты*: биотит-хлорит-серицит-полевошпат-кварцевые, часто графитсодержащие метапесчаники с прослоями роговообманково-мусковит-биотитовых сланцев, анкерит-плагноклаз-кварцевых мраморов и кианит-мусковитовых кварцитов. Мощность свиты 300-500 м.

Выше следует *угаханская свита*. В ее нижней части преобладают кальцит-доломит-кварцевые графитсодержащие мраморы, а в верхней - цинцит-биотит-мусковит-хлорит-анкерит-кальцит-кварцевые графитсодержащие сланцы. Мощность свиты 400-500 м.

Над угаханской свитой вновь расположена толща обломочных пород *хомолхинская свита*. Ее состав: слюдисто-кварцевые, иногда углистые сланцы и метаалевролиты, метапесчаники, прослои песчаных мраморизованных известняков. В зонах повышенного метаморфизма разрез свиты составляют биотитовые и гранат-биотитовые сланцы и метапесчаники. Для пород хомолхинской свиты характерна вкрапленность пирита и пирротина. Иногда свиту подразделяют на три подсвиты: в нижней и верхней преобладают сланцы и метаалевролиты, в средней - метапесчаники. Мощность хомолхинской свиты 400-900 м.

Вышележащая часть разреза представлена существенно карбонатными породами *имнякской свиты*. Это мраморизованные известняки и мраморы, мергели, слюдисто-карбонатные (кварц-серицит-хлорит-биотит-кальцитовые) и двуслюдные сланцы. В зонах повышенного метаморфизма сланцы содержат гранат и ставролит. Мощность свиты колеблется от 300–400 м в северной и центральной частях нагорья до 1000 и даже 1500 м [17] в его южной части. В этом же направлении изменяется состав свиты: сокращаются количество и мощность пластов известняков, основную роль в разрезе приобретают карбонатные метапесчаники и слюдисто-карбонатные сланцы.

Стратиграфически выше и согласно залегают породы *аунакитской свиты*, резко отличающиеся от подстилающих пород имнякской свиты по своему составу. В центральной части нагорья аунакитская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя состоит из слюдистых, нередко известковистых кварцитов, содержащих единичные прослои сланцев (600 м), средняя подсвита сложена кварц-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов и песчаных мраморов (300–700 м), а верхняя – снова кварцитами, среди которых присутствуют редкие прослои кварц-серицитовых сланцев (400–500 м). В целом аунакитская свита отличается ярко выраженным мономиктовым или олигомиктовым составом пород (количество кварца достигает в них 60–90%), накопление которых происходило главным образом за счет разрушения и переотложения продуктов коры выветривания. На периферии внутренней зоны аунакитская свита отдельными авторами подразделяется на две подсвиты либо не расчленяется вообще. Ее состав и здесь остается постоянным: слюдистые, существенно кварцевые метапесчаники, кварциты, прослои и пачки кварц-серицитовых сланцев и метаалевролитов. В зонах повышенного метаморфизма появляются биотит-кварцевые и гранат-двуслюдные сланцы. Мощность аунакитской свиты колеблется в широких пределах – от 200 до 1500 м. На отдельных участках минимальная мощность составляет 50 м.

Следующая, *вачская свита* по основным характеристикам мало отличается от аунакитской свиты, с которой она связана взаимопереходами. Накопление пород вачской свиты также происходило в результате размыва и переотложения древней коры выветривания. Вместе с тем на местности вачская свита выглядит очень контрастно, легко отделяется от других толщ, в том числе и от аунакитской свиты сходного состава и картируется как устойчивый маркирующий горизонт. Бросающаяся в глаза особенность свиты – обилие углистого вещества и графита почти во всех породах. Это черные серицит-кварцевые углистые метаалевролиты и сланцы, черные кварцевые метапесчаники и черные кварциты. Вверх по разрезу увеличивается роль тонкообломочных пород. В зонах повышенного метаморфизма сланцы вачской свиты содержат хлоритoid и кианит. Мощность вачской свиты изменчива: наименьшая мощность отмечена для самых северных выходов свиты – от 50–100 до 300 м, по направлению на юг она увеличивается до 500–700 м; иногда приводятся и большие значения – 1000–1200 м [17].

Вачская свита согласно перекрывается *анангрской свитой*, в составе которой обособляются две подсвиты. Нижняя сложена зеленоватыми метапесчаниками, черными углистыми филлитовидными сланцами, среди которых встречаются редкие прослои мраморизованных известняков. В обломочном материале метапесчаников присутствуют слюды (мусковит, биотит), полевые шпаты (сильно каолинизированный, а также свежий плагиоклаз); цемент — кварц, серицит, карбонат, углистое вещество [43]. Количество полимиктовых метапесчаников в южном направлении увеличивается, местами появляются метагравелиты. В этом же направлении мощность подсвиты возрастает от 300 до 800 м.

Верхняя подсвита анангрской свиты занимает большие площади. По сравнению с нижней подсвитой, породы которой отличаются аркозовым составом при подчиненном значении полимиктовых разностей, в составе верхней подсвиты полимиктовые породы преобладают. Главным образом это разнозернистые метапесчаники. Окатанность обломков слабая, их состав — кварц, кислые и средние плагиоклазы, слюды, роговая обманка, эпидот, обломки пород (по существу это граувакки). Среди аксессуарных минералов преобладают циркон и сфен [17]. Подчиненное значение в разрезе подсвиты имеют металавровиты и метагравелиты. В последних обломочный материал представлен сингенетичными породами, а также плагиогранитами, гранофирами, кератофирами, сплититами, метадиабазами, амфиболитами [43]. В зонах повышенного метаморфизма породы обеих подсвит анангрской свиты превращены в гранат- и амфиболсодержащие сланцы и кварциты. Мощность верхней подсвиты в северных районах 900–1500 м, в южных — около 2500 м. Суммарная мощность анангрской свиты, таким образом, очень велика — от 1200 (на севере) до 3300 м (на юге).

Разрез серии завершается *иличирской свитой* переслаивающихся метапесчаников и филлитовидных сланцев с редкими горизонтами доломитов. Мощность свиты около 1000 м.

Суммарная мощность серии, таким образом, может оцениваться от 6–10 км в северных районах нагорья до 10–16 км в южных.

Такова в общем виде последовательность напластования пород в разрезе тонодско-бодайбинской серии. Корреляция частных разрезов показана на рис. 38, вкл. Нетрудно видеть, что этому разрезу свойственна цикличность различных порядков, которая отражает неоднократно повторявшуюся смену условий седиментации. Тенденции вещественных изменений внутри наиболее крупных циклов выражаются в последовательной смене снизу вверх грубообломочных пород мелкообломочными и карбонатными. Подобную цикличность можно расценивать как смену трансгрессивного режима регрессивным. В разрезе тонодско-бодайбинской серии намечаются несколько циклов такого масштаба:

- I цикл — ходоканская свита (этот цикл неполный, редуцированный);
- II цикл — пурпильская → медвежьевская → хайвергинская свиты;
- III цикл — бугарихтинская → бодайбокская свиты;
- IV цикл — божухтинская → угаханская свиты;
- V цикл — хомолханская → имнядская свиты;
- VI цикл — аунакитская → вачская свиты;
- VII цикл — анангрская → иличирская свиты.

Перечисленные циклы характеризуют разрез серии лишь в самом общем виде. По-видимому, не все они равнозначны по времени и масштабам тектонических процессов, определявших возникновение цикличности. И все же то, что указанные циклы реально существуют, вполне очевидно. В основании II и VI циклов расположены обломочные породы, возникшие в результате разрушения и переотложения древней коры выветривания (пурпильская и аунакитская свиты). Эти стратиграфические уровни соответствуют максимальным трансгрессиям в бассейне седиментации. При разработке региональной стратиграфической схемы и расчленении тонодско-бодайбинской серии интервал, охватывающий II-V циклы, должен, по-видимому, оцениваться как подсерия. Такой же ранг имеет и следующий интервал, начинающийся аунакитской свитой, а заканчивающийся илигирской свитой. Авторы современных схем стратиграфии юга Патомского нагорья именно так и определяют эту часть разреза – бодайбинская подсерия [17].

Рассматривая разрез серии в целом, нужно отметить присущее ему единство. Отсутствие внутренних несогласий, единый одноактный метаморфизм всех пород, петрологическое и геохимическое единство гранитов, прорывающих все свиты тонодско-бодайбинской серии, а также единые складчатые структуры, в строении которых они участвуют, – все это указывает на одинаковый возраст различных подразделений серии. Разумеется, упоминание об одинаковом возрасте нельзя понимать буквально: нижние горизонты разреза, естественно, древнее верхних. Речь идет о возрасте серии и составляющих ее свит в целом.

Возраст пород тонодско-бодайбинской серии. В предыдущих разделах приводились аргументы, противоречащие широко распространенному мнению о средне- или верхнепротерозойском возрасте большинства метаморфических толщ этой территории. Вся сумма данных, как нам представляется, свидетельствует о принадлежности тонодско-бодайбинской серии к нижнему протерозою.

1. По-видимому, вряд ли можно сомневаться в том, что в качестве фундамента, на котором накапливались вулканогенно-осадочные, а главным образом осадочные толщи нагорья, служили архейские кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма и ассоциирующие с ними плагиограниты и чарнокиты. Гранулиты обнаружены в зоне поднятий – в ядрах антиклинальных структур. Крылья антиклиналей образованы осадочно-метаморфическими толщами тонодско-бодайбинской серии, в конгломератах которой присутствуют архейские граниты. Возраст гранулитовых кристаллических сланцев (а правильнее – время их метаморфизма) и синметаморфических гранитоидов – не менее 3000 млн. лет [8], и, следовательно, их накопление происходило еще раньше. Метаморфизм, затронувший породы тонодско-бодайбинской серии, в породах фундамента выражен в диафоритических процессах, в результате чего эти комплексы отличаются друг от друга по истории и последовательности вещественных преобразований: архейский комплекс фундамента полиметаморфический (гранулиты, частично переработанные в более низкотемпературных фациях), а залегающий выше комплекс чехла – монометаморфический, несет следы только одного, зонального метаморфизма. Понятно поэтому, что возраст тонодско-бо-

дайдинской серии должен быть не древнее первого метаморфизма, т.е. 3000 млн. лет.

2. Региональный одноактный зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа охватывал все без исключения толщи тонодско-бодайбинской серии, вскрытые в современном срезе. Обломки (гальки и валуны) этих метаморфических пород, а также синметаморфических гранитов достоверно установлены в базальтных конгломератах патомской серии, в составе ее нижней, баллаганахской подсерии. Баллаганахские конгломераты (при прослеживании их по простиранию) перекрывают породы ходоканской, пурпольской, медвежьей, а в Лонтдорском поднятии — и нерасчлененных медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит. Эти конгломераты с размывом залегают и на гранитоидах, прорывающих указанные свиты. К этой же границе приурочено резкое метаморфическое несогласие. Таким образом, очевидно, что накопление пород тонодско-бодайбинской серии, их метаморфизм и внедрение гранитов происходили задолго до формирования патомской серии. Эта серия и другие коррелятивные ей толщи расположены в основании платформенного чехла Сибирской платформы. Верхняя часть разреза чехла образована фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика, верхнего, среднего и нижнего кембрия. Нижняя часть разреза, по мнению многих исследователей, сложена породами вендского и рифейского (верхнепротерозойского) возраста.

Таким образом, верхняя и нижняя границы тонодско-бодайбинской серии оказываются вполне определенными: она залегает на архейских кристаллических образованиях и перекрыта толщами верхнего протерозоя. В геохронологической шкале этот интервал соответствует нижнему протерозою.

Характеристика нижнепротерозойских образований Патомского нагорья была бы неполной без попытки сравнения их с одновозрастными комплексами хребтов Кодар и Удокан (Олекмо-Витимская горная страна), которые многие геологи склонны расценивать в качестве парастратотипа нижнего протерозоя (рис. 39, вкл.).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В Олекмо-Витимской горной стране выделяются пять основных докембрийских стратифицированных комплексов (снизу вверх).

1. Архей. Чарская серия кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации метаморфизма.

2-4. Нижний протерозой:

2 — нижняя часть, троговый комплекс (олондинская серия), осадочно-вулканогенная и кремнисто-железистая формации зеленокаменных поясов (рифтогенных трогов);

3 — средняя часть, удоканская серия осадочных пород, локализованных во внутреннем прогибе;

4 — верхняя часть, кебектинская свита, красноцветная молассоидная толща с редкими покровами кислых эффузивов.

5. Верхний протерозой (рифей – венд). Карбонатно–обломочные толщи платформенного чехла.

Не все подразделения этого разреза имеют хорошо обоснованные возрастные характеристики, однако можно утверждать, что в данном регионе реально существует именно такая последовательность структурно–вещественных комплексов. Уже одно то, что соотношения этих комплексов твердо установлены, имеет большое значение и определяет преимущества Кодаро–Удоканской зоны при разработке проблем межзональной корреляции. Вместе с тем приведенное выше распределение комплексов по возрастам признается хотя и большинством, но не всеми геологами, работавшими в этом регионе. Одни из них среди архейских образований выделяют ниже– и верхнеархейские и относят троговый комплекс к верхнему архею, другие – верхнюю часть разреза удоканской серии считают не ниже–, а средне– и даже верхнепротерозойской, третьи – всю удоканскую серию склонны относить к верхнему протерозою.

Окончательное решение вопроса о точной возрастной привязке докембрийских комплексов Олекмо–Витимской горной страны будет обусловлено прежде всего применением современных геохронологических методов. Как и докембрийские породы Патомского нагорья, древние толщи Олекмо–Витимской горной страны в этом отношении изучены недостаточно. Хотя количество радиометрических определений здесь довольно значительно и достигает нескольких сот, все они за редким исключением выполнены калий–аргоновым методом, а немногочисленные уран–свинцовые датировки получены лишь по отдельным пробам. Изохронные определения единичны.

До получения новых геохронологических данных возрастная принадлежность докембрийских структурно–вещественных комплексов основывается на анализе последовательности процессов седиментации, вулканизма, интрузивного магматизма, метаморфизма (рис. 40, вкл.). При выборе главных геологических рубежей целесообразно ориентироваться на те процессы, которые проявлены в пределах региона повсеместно. Из перечисленных геологических событий таким условиям удовлетворяют только проявления циклов метаморфизма. В Олекмо–Витимской горной стране таких циклов два: 1) региональный метаморфизм гранулитовой фации; 2) региональный зональный (обычно андалузит–силлиманитовый) метаморфизм зеленосланцевой – амфиболитовой фации [21]. Петрологические исследования позволили вполне объективно выяснить, что, во–первых, зональный метаморфизм и метаморфизм гранулитовой фации оторваны друг от друга во времени и разделены эпохой накопления мощных осадочных и вулканогенно–осадочных серий и что, во–вторых, зональный метаморфизм происходил позже метаморфизма гранулитовой фации, в результате чего на месте гранулитовых комплексов нередко возникали полиметаморфические серии. Исходя из этих данных, время окончания регионального метаморфизма гранулитовой фации целесообразно принять за рубеж архея и нижнего протерозоя. Соответственно время завершения зонального метаморфизма зеленосланцевой – амфиболитовой фаций можно определить как рубеж нижнего и верхнего протерозоя (рифей). Вместе с тем нужно отметить,

что при установлении верхней границы нижнего протерозоя возникают трудности, так как между осадочно-метаморфическими сериями этого возраста и осадочными толщами платформенного чехла, начало формирования которого все исследователи относят к рифею, расположены локально развитые позднеорогенные молассы и вулканиты с характерной для них калиевой тенденцией щелочности. С тех пор, как было признано нецелесообразным выделять средний протерозой (Уфимское совещание по стратиграфии докембрия, 1978 г.), а именно это место занимали указанные образования в прежних стратиграфических схемах, решение вопроса о возрасте поздних моласс приобрело альтернативный характер: или рифей, или нижний протерозой. Поскольку образование позднеорогенных моласс и вулканитов отражает вполне определенный, завершающий этап в процессе формирования континентальной земной коры, выступая в качестве индикатора возникновения коры такого типа [51], возникновение позднеорогенных образований целесообразно отнести к окончанию того интервала времени, в течение которого создавалась континентальная кора, т.е. к концу раннего протерозоя. В итоге начало следующего этапа – рифейского – совпадает с началом накопления платформенного чехла.

Рассмотрим возможности корреляции докембрийских комплексов Олекмо-Витимской горной страны и Патомского нагорья.

После обнаружения в Патомском нагорье (в Лонгдорском и Чуйском поднятиях) кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации метаморфизма можно утверждать, что здесь, так же как и в Олекмо-Витимской горной стране, в основании докембрийского разреза находятся архейские образования. Более того, двупироксеновые кристаллические сланцы непрерывно прослеживаются из Лонгдорского поднятия в районы северных отрогов хребта Кодар и в бассейн р. Чара, где широко развита собственно чарская серия архея. В связи с этим наименование "чарская серия" целесообразно применять для обозначения идентичных по составу образований и в Патомском нагорье.

В Олекмо-Витимской горной стране стратиграфически выше кристаллосланцев гранулитовой фации расположены троговый комплекс [52, 54] и удоканская серия [43, 52]. Соотношения этих двух толщ между собой совершенно согласные [29]. Вместе с тем удоканская серия во многих местах трансгрессивно перекрывает троговый комплекс и налегает в таких случаях непосредственно на кристаллические образования архея. В строении трогового комплекса участвуют вулканогенно-обломочная и кремнисто-железистая формации. В составе осадочной удоканской серии выделяются две основные толщи. Нижняя (мощностью до 6–7 км) включает алевролиты и песчаники олигомиктового состава, возникшие в результате дезинтеграции архейских кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов и переотложения этого обломочного материала. В основании и в средней части нижней толщи расположены довольно мощные пачки кварцитов и глиноземистых сланцев – продуктов разрушения и переотложения древней коры выветривания. Верхняя толща удоканской серии (мощностью до 5 км) резко отличается от нижней по составу обломочного материала слагающих ее песчаников и пудингов: наряду с олигомиктовыми разностями значительная

доля принадлежит полимиктовым породам. Состав обломков указывает на резкое изменение области сноса и транспортировку обломочного материала (вулканыты, гранофировые граниты, амфиболиты) из внутренней зон зеленокаменного пояса (Средне-Витимская горная страна).

В Патомском нагорье стратиграфически выше архейских кристаллических образований последовательно расположены: а) вулканогенно-обломочная формация с бимодальной вулканической ассоциацией; б) кварциты и глиноземистые сланцы — продукты разрушения и переотложения древней коры выветривания; в) мощная (8–9 км) толща существенно олигомиктовых песчаников и сланцев, обломочный материал которых накапливается в результате сноса продуктов дезинтеграции архейских кристаллических пород; г) толща полимиктовых песчаников (граувакки, мощность 3000 м), в обломочном материале которых присутствуют вулканыты, амфиболиты, гранофировые граниты из зеленокаменного пояса, расположенного южнее.

Даже краткое перечисление особенностей строения толщ свидетельствует о поразительном принципиальном сходстве разреза докембрия внутренней зоны Патомского нагорья с разрезами трогового комплекса и удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны. Это сходство станет еще более очевидным, если иметь в виду, что рассматриваемые толщи обоих регионов подверглись региональному зональному метаморфизму кианит-силлиманитового (Патомское нагорье), андалузит-силлиманитового и кианит-андалузит-силлиманитового (Олекмо-Витимская горная страна) типов, прорваны в обоих регионах одинаковыми синметаморфическими биотит-мусковитовыми гранитоидами с характерным режимом низкой или нормальной щелочности и с проявлением стадии постмагматического кислотного выщелачивания. Все эти признаки указывают на то, что сравниваемые осадочные и вулканогенно-осадочные толщи имеют одинаковый возраст. Так как возраст удоканской серии большинством геологов принимается как нижнепротерозойский, очевидно, что нижнепротерозойский возраст должна иметь и тонодско-бодайбинская серия Патомского нагорья. При этом нужно, конечно, иметь в виду, что вывод о нижнепротерозойском возрасте удоканской серии признается, как указывалось выше, хотя и большинством, но не всеми исследователями. Остановимся на этом вопросе более подробно.

Нижнепротерозойский возраст удоканской серии впервые обосновал Л.И. Салоп [43]. Не все аргументы, использованные этим автором, сохранили свое значение. Современные данные таковы.

Удоканская серия залегает стратиграфически выше кристаллических сланцев и гнейсов архейской чарской серии, чарнокитов и эндербитов. Лучше всего об этом свидетельствует анализ геологической карты: нижняя, икабийская свита удоканской серии, обрисовывающая внешний контур Кодаро-Удоканского прогиба, пересекает почти под прямым углом большинство свит чарской серии. Возраст ортита из мигматитов чарской серии 3000–3010 млн. лет (уран-ториево-свинцовый метод); возраст мусковита из пегматитов чарнокитового комплекса — 2935, 3100 млн. лет (калий-аргоновый метод, материалы М.З. Глуховского).

Нередко высказывается мнение о том, что контакты между удоканской и чарской сериями повсеместно тектонические, но в большинстве случаев это не так. В контактовой зоне между ними, как правило, присутствуют послеудоканские гранито-гнейсы, образующие многочисленные купола, чаши, грибовидные структуры и т.п. и развивавшиеся по породам как чарской, так и удоканской серии. Вблизи тел гранито-гнейсов гранулиты чарской серии повторно регрессивно метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации с образованием полиметаморфического комплекса, а породы удоканской серии метаморфизованы прогрессивно и одноактно в тех же термодинамических условиях. Уже одно это определяет более молодой возраст удоканской серии по сравнению с чарской. С учетом геологических данных этот вывод становится единственно возможным. Если мы принимаем архейский возраст чарской серии (а для сомнений в этом нет оснований), то послеархейский возраст удоканской свиты представляется доказанным.

Удоканская серия (и прорывающие ее граниты) с крупным угловым и азимутальным несогласием перекрыты толщами рифейской патомской серии: в Верхне-Каларской впадине на породах удоканской серии залегают конгломераты и доломиты сеньской свиты патомской серии, перекрытые, в свою очередь, отложениями кембрия и фаунистически охарактеризованного нижнего ордовика; в хребте Удокан, в бассейне р. Кемен, сеньская свита с размывом залегают на гранитах кодарского комплекса, прорывающих породы удоканской серии; в хребте Кодар, в районе оз. Ничатка, конгломераты ничатской свиты патомской серии с размывом перекрывают гранитоиды ничатского комплекса, интрузирующие в непосредственной близости удоканскую серию. К контакту пород удоканской и патомской серий повсеместно приурочено резкое метаморфическое несогласие. Таким образом, если считать, что патомская серия имеет рифейский возраст, то возраст удоканской серии должен определяться как дорифейский. Следовательно, в пределах дорифейского докембрия на удоканскую серию (и троговый комплекс, связанный с нею взаимопереходами) приходится интервал времени между археем и рифеем, т.е. нижний протерозой.

Радиологические данные подтверждают вывод о нижнепротерозойском возрасте удоканской серии и уже были ранее опубликованы [52]. Так, в каталоге геохронологических определений, полученных Аэрогеологической экспедицией, имеются следующие данные. Возраст метаморфизма пород удоканской серии - 1860-1945 млн. лет (по биотиту, калий-аргоновый метод). Возраст постметаморфических гранитов кодарского комплекса, прорывающих все свиты удоканской серии (вплоть до сажуканской свиты и свиты намингу) с образованием по ним контактовых роговиков, - 1676-2000 млн. лет, среднее значение по 33 анализам - 1900 млн. лет (по биотиту, мусковиту, валовым пробам, калий-аргоновый метод). Эти же граниты имеют даты 1950-2000 млн. лет (по ортиту, монациту, калиевому полевому шпату, уран-ториево-свинцовый метод). Возраст синметаморфических гранито-гнейсов и гранитов куандинского и ничатского комплексов, оказавших

контактовое воздействие на породы удоканской серии, колеблется от 1683 до 2420 млн. лет, среднее значение по 30 анализам – 2100 млн. лет (по биотиту, мусковиту, валовым пробам, калий–аргоновый метод), а также 1950 млн. лет (по ортиту), 1950 и 2130 (по монациту), 1890 и 2330 млн. лет (по циркону, уран–ториево–свинцовый метод). Возраст пирохлоровых метасоматитов, локализованных среди пород удоканской серии [36] (свинцово–изохронный метод), по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1900–2000 млн. лет, по соотношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1905–2050, по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – 1870–2030, по соотношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$ – 2000–2120 млн. лет; изохрона (в системе координат $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) соответствует возрасту 2100 ± 130 млн. лет. Изохронный возраст рудных минералов метапесчаников читкандинской и алеквандровской свит удоканской серии – 1800–2100 млн. лет [2]. Как видим, все изотопные датировки указывают на нижнепротерозойский возраст удоканской серии и трогового комплекса.

В противоречии с геологическими и радиологическими определениями находятся биостратиграфические данные. На двух стратиграфических уровнях удоканской серии – в бутунской и икабийской свитах – присутствуют строматолиты. По мнению одних исследователей, бутунские строматолиты имеют рифейский возраст, по мнению других, они являются дорифейскими. Икабийские столбчатые строматолиты ввиду их интенсивной перекристаллизации не поддаются пока определению.

В последнее время неоднократно предпринимаются попытки пересмотреть нижнепротерозойский возраст удоканской серии в сторону его омоложения – то из-за присутствия в составе серии строматолитов, то ввиду известной флуктуации значений радиометрического возраста пород серии. При этом, как правило, игнорируются такие простые и геологически очевидные факты, как налегание на удоканскую серию и прорывающие ее граниты (с резким угловым несогласием) рифейской патомской серии, как согласные соотношения между троговым комплексом и удоканской серией и несогласное налегание на обе эти серии пород кебектинской свиты, а на нее, в свою очередь, вновь – патомской серии. Представляется, что при любых рассуждениях о возрасте удоканской серии необходимо, в первую очередь, исходить именно из этих геологически корректных положений.

Возвращаясь к вопросу о сопоставлении удоканской серии и трогового комплекса с метаморфическими толщами Патомского нагорья, отметим, что несмотря на указанные выше очевидные черты их сходства вряд ли удастся провести посевитную корреляцию разрезов. Новые материалы подтверждают прежний вывод Л.И. Салопы о том, что в данном случае мы имеем дело с разными структурно–фациальными зонами. Независимо от того, что Л.И. Салоп считает рассматриваемые толщи разновозрастными в разных зонах, а мы доказываем их одновозрастность, ясно, что различия разрезов обоих регионов все же настолько велики, что они могут быть объяснены только формированием толщ в различных структурно–фациальных обстановках.

ЗОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА В ПАТОМСКОМ НАГОРЬЕ

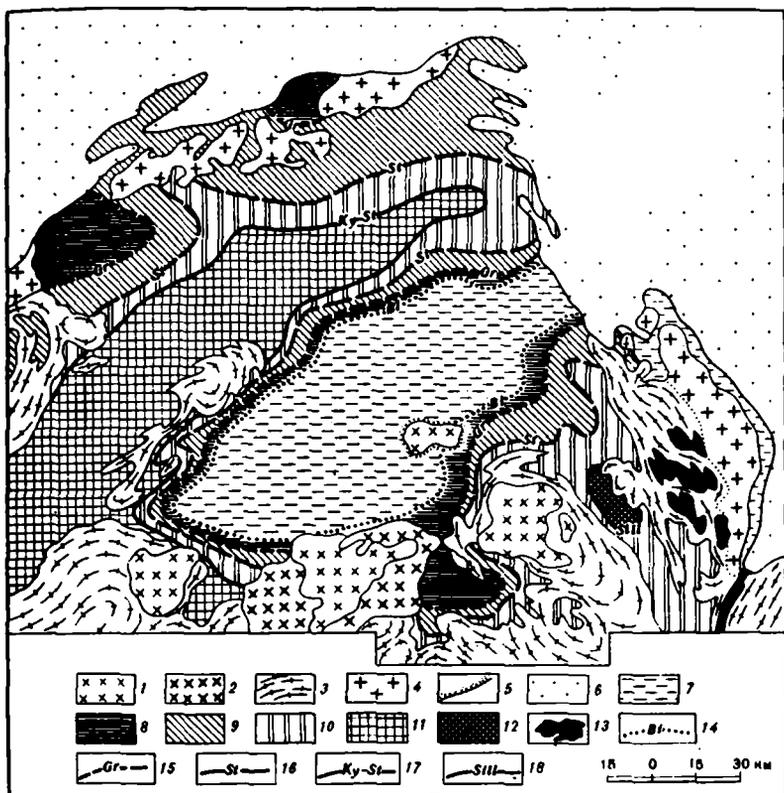
Проявления зонального регионального метаморфизма в Патомском нагорье и на отдельных его участках рассматривались в ряде работ [3, 7, 17, 19, 39, 43, 57]. Во многих из них основное внимание уделялось петрохимии метаморфических пород, миграции вещества на различных температурных ступенях [3, 18, 19, 39], изучению влияния состава кислотности син- и постметаморфических растворов [57]. Наиболее детально собственно метаморфическая зональность рассмотрена в работе Б.В. Петрова и В.А. Махрыгиной [39]. В ней впервые показано влияние литологических особенностей пород и температуры на парагенезисы разных метаморфических зон, приведены результаты большого числа анализов минералов, обсуждены $P-T$ параметры метаморфизма и его флюидный режим. В этой работе приведен ряд важных фактов, подчеркивающих специфические условия патомского метаморфизма: например, устойчивость парагенезиса анкерита с кварцем до очень высоких температур, раннее образование глиноземистых роговых обманок и некоторые другие его особенности.

В настоящем разделе с учетом новых химико-аналитических и микронзондовых исследований дается общий обзор равновесий в низко- и среднетемпературных зонах патомского ореола (рис. 41). При этом использована схема метаморфических субфаций, разработанная одним из авторов настоящей работы [23].

ВОЗРАСТ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

По представлениям Л.И. Салопа [44] (которые он, однако, детально не развил на петрологической основе), в пределах Патомского нагорья выделяются три этапа регионального метаморфизма. Наиболее древний - нижнепротерозойский, который затронул породы чуйской (ходоканской) свиты. Второй этап отнесется к среднему протерозою и захватывает породы тепторгинской серии. Третий, главный этап регионального метаморфизма, сформировавший кианит-силлиманитовую зональность Патомского и Мамского прогибов, относится к концу верхнего протерозоя. Наименее определенно Л.И. Салоп высказывается о существовании среднепротерозойского этапа; аргументом в пользу его выделения он считает заметный разрыв в метаморфизме тепторгинской и патомской серий на северных склонах Тонодского и Лонгдорского поднятий.

В то же время все исследователи, изучавшие южные склоны Тонодского и Чуйского поднятий и западный склон Лонгдорского поднятия, единодушны в том, что на этих участках метаморфизм тепторгинской серии и выделяемой там патомской серии рифея одноактный, причем оба комплекса залегают совершенно согласно [10, 39, 44]. Поэтому более распространены представления о двух эпохах метаморфизма в Патомском (и Мамском) регионах: нижнепротерозойской - в толщах чуйской (ходоканской) свит и байкальской (или каледонской) - в породах тепторгинской и патомской серий.



Р и с. 41. Карта регионального метаморфизма Патомского нагорья

1 - граниты конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса; 2 - граниты тельмамского интрузивного комплекса; 3-4 - раннепротерозойские гранитоиды патомского комплекса: 3 - гнейсовидные, 4 - массивные; 5 - контактовые роговики; 6 - добиотитовая субфация в породах патомской серии верхнего протерозоя; 7-12 - зоны регионального метаморфизма в породах тонодско-бодайбинской серии нижнего протерозоя: 7 - добиотитовая, 8 - гранатовая, 9 - гранатовая, 10 - ставролит-хлоритоидная и ставролит-хлоритовая, нерасчлененные, 11 - кианит-биотит-ставролитовая, 12 - ставролит-силлиманитовая; 13 - гранулитовая фация в породах архейского возраста; 14-18 - изограны метаморфизма: 14 - биотита, 15 - граната, 16 - ставролита, 17 - кианит-биотит-ставролитовая, 18 - силлиманита

В I части работы мы привели аргументы в пользу того, что ходоканская, пурпольская, медвежевская, хайвергинская, бугарихтинская и вышележащие свиты внутренней части нагорья представляют собой единый геологический комплекс нижнего протерозоя. Изучение составов отдельных минералов, а также важнейших критических парагенезисов показало, что степень метаморфизма всех указанных свит, относившихся ранее к нижнему, среднему и верхнему протерозою, совершенно идентична по температуре, глубинности и флюидному режиму. Зональный метаморфизм является одноактным и относится к кианит-силлиманитовому типу, общему для всего Патомского нагорья. В то же время на северных склонах Чуйского, Тонодского и Лонгдорского поднятий эта зональность не распространяется на рифейские толщи, слагающие внешнюю часть нагорья. Метаморфизм рифея отвечает почти исключительно хлорит-серицитовой (добиотитовой) субфации, лишь на ограниченных небольших участках достигая начальной ступени биотитовой субфации. Дорифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма подтверждается также тем, что в базальных горизонтах рифея наблюдается галька всех типов нижнепротерозойских пород и синхронных с ними мусковитовых гранитов.

На Лонгдорском поднятии кианит-силлиманитовый ореол постепенно, через промежуточные по давлению, но одинаковые по температуре ступени (см. рис. 53) переходит в андалузит-силлиманитовый нижнепротерозойский ореол Кодаро-Удоканского прогиба.

РАВНОВЕСИЯ В БЕДНЫХ СаО МЕТАПЕЛИТАХ И МЕТАПСАММИТАХ

К группе бедных СаО пород относятся метапелиты и метапсаммиты, не содержащие таких кальциевых минералов, как роговая обманка, кальцит, анкерит и эпидот. В эту же группу включены слюдисто-полевошпатовые метапесчаники, в которых может присутствовать небольшая примесь поизита, а до изограны олигоклаза — также небольшое количество карбонатов, не являющихся породообразующими минералами. Все пограничные равновесия выделяются по парагенезисам мусковитсодержащих пород, преобладающих на всех температурных ступенях.

Зеленосланцевая фация

Биотитовая субфация. Изменение парагенезисов высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты, а также полевошпатовых метапесчаников ходоканской и медвежевской свит позволяет разделить биотитовую субфацию на три температурные ступени. Детально равновесия глиноземистых пород этой субфации рассмотрены в разделе, посвященном метаморфизму нижнепротерозойских толщ Лонгдорского поднятия.

Пирофиллит-хлоритовая ступень. В условиях этой, самой ранней ступени в глиноземистых сланцах совершенно отсутствует хлоритоид, и вместо него при любой железиности пород устойчив парагенезис $Prf + Chl + Ser + Q$ (см. рис. 20, 1 и рис. 42, 1). Среди бесквар-

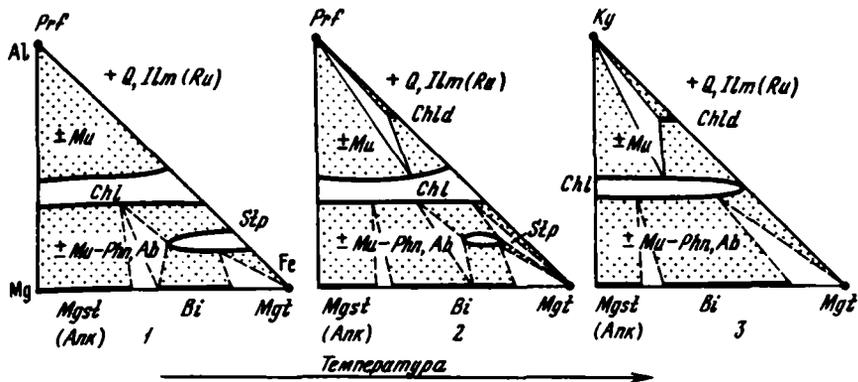


Рис. 42. Парагенезисы мусковитсодержащих пород биотитовой субфации

Ступени равновесия: 1 - пиррофиллит-хлоритовая, 2 - пиррофиллит-хлоритонд-хлоритовая, 3 - кyanит-хлоритондная

цевых хлоритоид-пиррофиллитовых прослоев встречается диапор. В метапесчаниках и метаалевролитах появляются редкие, единичные чешуйки умеренно железистого биотита; однако наиболее обычны в них парагенезисы $Chl + Ser \pm Karb$ и $Chl + Stp \pm Ser$ в присутствии альбита. Карбонат представлен как магнезит-сидеритовыми, так и анкеритовыми разностями. Альбит (частично регенерированный обломочный плагиоклаз) обычен для метапесчаников, но не встречается в глиноземистых породах с пиррофиллитом, так как вследствие реакции между ними ($Prf + Ab = Prg + H_2O$) должен был возникнуть парагонит. Однако парагонит также отсутствует в сланцах пурпальной свиты, но лишь в связи с их исключительно низкой натриевостью.

Пиррофиллит-хлорит-хлоритондная ступень. Данная средняя ступень биотитовой субфации отделена от предыдущей изоградой хлоритоида. Он появляется в крайне железистых пиррофиллит-хлоритовых сланцах за счет реакции $Prf + Chl_{Fe} = Chld_{Fe} + Q + H_2O$. Первые мельчайшие новообразования хлоритоида имеют железистость 98-100% и ассоциируют с хлоритами железистостью 88-90% (см. рис. 20, 2 и рис. 42, 2). Повышение температуры способствует укрупнению зерен этих минералов и возникновению все более магнезиальных хлоритоидов за счет прогрессивных реакций типа $Chld_{Fe} + Chl + Prf = Chld_{Mg-Fe} + Q + H_2O$. В верхах данной ступени хлоритоид становится наиболее обычным (наряду с пиррофиллитом и серицитом) минералом глиноземистых сланцев, а его железистость в парагенезисе $Chld + Chl + Prf \pm Ser + Q$ колеблется от 100 до 80, возможно до 70%.

В метапесчаниках значительно уменьшается стабильность стильпно-мелана, но несколько возрастает устойчивость биотита (см. рис. 42, 2). Однако парагенезисы $Chl + Ser \pm Karb + Q$ без биотита в них явно преобладают.

Кианит-хлоритоидная ступень. Эта самая высокая по температуре ступень биотитовой субфации отделяется от средней ступени изогравдой кианита, образующегося при распаде пиррофиллита: $Prf = Ky + Q + H_2O$. Данная реакция является *истинной изотрадой кианита*, который далее вплоть до середины ставролитовой фации устойчив только в очень глиноземистых породах. Появление кианита не означает немедленного исчезновения пиррофиллита, за счет которого он возникает. Внутри данной ступени в сланцах сохраняются оба минерала, но при повышении температуры количество кианита возрастает, а пиррофиллита — убывает, и лишь у изогравды алмандина последние остатки пиррофиллита полностью замещаются кианитом. Вблизи кианитовой изогравды распадается и диапор, вместо которого образуется корунд.

Обычными парагенезисами глиноземистых пород этой ступени являются $Chld + Ky + Mu + Q$, $Chld + Chl + Mu + Q$, $Chl + Ky + Mu + Q$ (см. рис. 20, 3) с участием хлоритоида, предельная железистость которого достигает 70–73%. Альбит в таких сланцах по-прежнему неустойчив, так как за счет реакции $Ky + Ab$ должен образовываться парагонит.

В метапесчаниках значительно расширяется устойчивость биотита (см. рис. 42, 3). Однако несмотря на это хлорит с серицитом преобладают над биотитом в слюистой фракции почти всех типов обломочных пород. Стабильность биотита в сильной мере определяется исходным отношением $Al/(Mg + Fe)$ в осадках. Чтобы показать влияние этого фактора, на рис. 43 нанесены парагенезисы средней и верхней ступеней биотитовой субфации в Патомском нагорье; ассоциации с микроклином показаны пунктиром, так как биотит и мусковит-фенгит из этого редко встречающегося парагенезиса не анализировались. Однако по аналогии с другими регионами принимается, что в ассоциации $Bi + Phn + Mikr + Q$ биотит малоглиноземистый, а состав белой слюды приближается к феррифенгиту. На диаграммах точками I–III нанесены валовые составы полимиктовых метапесчаников и аркозов (I), менее богатых Mg и Fe метапесчаников и метаалевролитов (II) и умеренно глиноземистых метапелитов и сланцев (III). На средней (пиррофиллит-хлорит-хлоритоидной) ступени биотит стабилен в парагенезисе $Bi + Chl + Ser$ только в полимиктовых метапесчаниках или аркозах (I), тогда как в более глиноземистых парапородах (II, III) вместо него устойчива ассоциация $Chl + Ser$ (см. рис. 43, 1). При повышении температуры начинаются прогрессивные реакции типа $iPhn + Chl = Bi + Mu-Phn + Mgt + Q + H_2O$, в результате которых поле устойчивости биотита расширяется, он начинает ассоциировать с более глиноземистыми мусковит-фенгитовыми слюдами, впервые появляясь в метаалевролитах и метапесчаниках промежуточной глиноземистости (II) (см. рис. 43, 2). Таким реакциям отвечают изогравды $Bi-2$ и $Bi-3$ на карте метаморфизма северной части Лонгдорского поднятия (см. рис. 19). В результате этих реакций биотит в заметных количествах возникает сначала в метапесчаниках медвежьей свиты (изограва $Bi-2$), а затем в метаалевролитах ходоканской свиты (изограва $Bi-3$). Однако среди

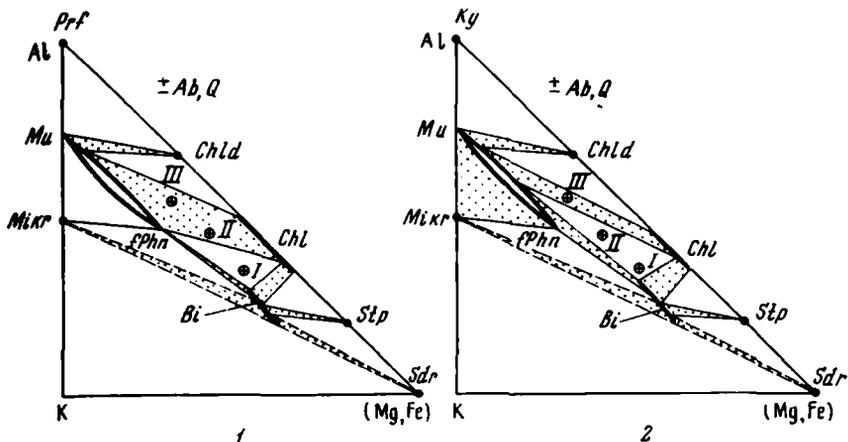


Рис. 43. Влияние отношения $Al/(Mg+Fe)$ в породах на устойчивость биотита в условиях пиррофиллит-хлоритоид-хлоритовой (1) и кианит-хлоритоидной (2) субфаций

Средние валовые составы пород: I – полимиктовые метапесчаники и аркозы, II – металевролиты и метапесчаники с промежуточным отношением $Al/(Mg+Fe)$, III – умеренно глиноземистые метапелиты и сланцы

сланцев и метапелитов (III) даже в верхах биотитовой субфации (см. рис. 43, 2) биотит не образуется.

Из других важных изменений парагенезисов в верхах кианит-хлоритоидной ступени отмечается полное исчезновение стильпномелана в ассоциациях с мусковит-фенгитом, а также железистых сидеритов (пистомезиты и магнезиты еще сохраняются). Зернистость сланцев укрупняется, например размер кристаллов кианита и хлоритоида достигает 1–1,5 см.

Во всей биотитовой субфации неустойчивы парагенезисы кианита (пиррофиллита) и хлоритоида с биотитом. Как следует из диаграмм на рис. 42, это связано с тем, что вместо них в породах любой железистости стабильна ассоциация хлорита с серицитом.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация (зона граната). Границы данной субфации – изограды альмандина и ставролита. Критическим является парагенезис $Gr + Chl$ с участием как спессартин-гроссуляр-альмандиновых, так и альмандиновых гранатов, причем магнезиальность этой пары увеличивается при повышении температуры.

Изограда альмандина и нижняя ступень субфации. Низкотемпературной границей субфации является реакция появления альмандинового, почти не содержащего MgO граната за счет начинающегося распада крайне железистых хлоритов. Такой парагенезис граната железистостью 99% с тюрингитовым хлоритом ($F_{Chl} = 92\%$) и кварцем (см. табл. 7, обр. Г-48/1) был встречен в северной части Лонгдорского поднятия (см. рис. 19, изограда Alm_{100}). Несмотря на за-

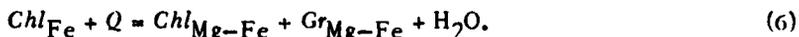
метную примесь MnO и CaO этот парагенезис почти тождествен истинной изограде альмандина, т.е. реакции



Это следует из того, что часть граната в данном образце встречается в виде реакционных кайм в контактах хлорита с кварцем. Такие совершенно необычные каймы указывают на начало распада ферро-хлоритов (стабильных в биотитовой субфации), с чем и связано образование альмандиновой составляющей граната. Равновесия у истинной изограды альмандина (рис. 44, 1) наблюдаются в метаморфических ореолах исключительно редко, поскольку крайне железистые сланцы, в которых стабилен альмандин, очень редки в природе. В Патомском нагорье такими породами являются хлорит-магнетитовые сланцы базального горизонта медвежьей свиты, ассоциации которых позволяют проследить изменение еще малоизученных высокожелезистых ассоциаций зоны граната.

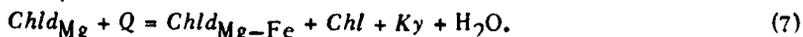
В условиях низкой ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации Патомского нагорья устойчивы хлориты железистостью 0-92% и парагенезисы $Ky + Chld + Chl + Mu$, $Chl_{Fe} + Alm \pm Mu$, $Bi + Chl + Mu$. Стабильность биотита еще не очень широка, и в магнезиальных породах вместо него сохраняется ассоциация $Chl + Mu - Phn + Mgst(Ank)$.

Средняя ступень субфации. При повышении температуры нарастает магнезиальность граната, а предельная железистость хлорита понижается, что связано с прогрессивными реакциями типа



Ассоциации этой субфации детально изучены в районе р. Челончен и руч. Пологий, а также на северо-востоке Лонгдорского поднятия. Согласно данным многочисленных анализов (см. табл. 10, 11, 13), железистость граната понижается до 93-95, а ассоциирующего с ним хлорита - до 77% (см. рис. 44, 2). Состав граната при этом, будучи ограниченным по железистости (93-100%), широко колеблется по содержанию Mn и Ca. В бедных CaO породах (рассматриваемых в настоящем разделе) гранаты меняют состав от спессартин-гроссуляр-альмандиновых ($Spess_{49}Alm_{35}Gross_{13}Pr_3$, $F_{Gr} = 91\%$, см. табл. 17, обр. И-23/10) до практически чистых альмандинов ($Alm_{96,8}Pr_{1,7}Sp_{0,5}Gross_1$, $F_{Gr} = 98,5$, см. табл. 11, обр. И-64/25).

Некоторые изменения составов минералов происходят и в парагенезисе $Ky + Chld + Chl + Mu$. После полного распада пирофиллита нарастание магнезиальности хлоритоида, связанное с реакциями типа (2), становится невозможным и сменяется обратной тенденцией - началом медленного разложения магнезиальных хлоритоидов, благодаря реакциям типа



В парагенезисе $Chld + Chl + Ky + Mu + Q$ из этой ступени железистость хлоритоида 73, а хлорита - 87% (см. табл. 7, обр. Г-39/14).

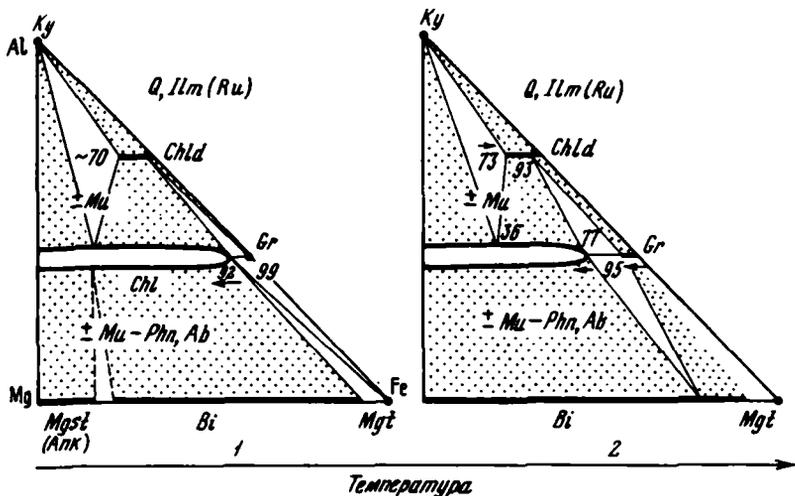
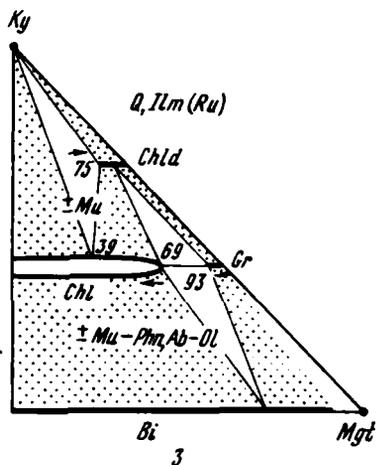


Рис. 44. Парагенезисы мусковитсодержащих пород альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (зоны граната)

1 - нижняя, 2 - средняя, 3 - верхняя ступени. Цифры - железистость минералов, по данным табл. 11, 13, 17, 18; стрелками показано смещение их составов с ростом температуры



Железистость минералов в парагенезисе $Gr + Chl + Q$ является, как видно из сравнения диаграмм на рис. 44, важным показателем температуры. Однако эти константы зависят также от примеси Ca и Mn в гранате. Повышение кальциевости и особенно марганцовистости пород способствует увеличению в них количества граната. При этом его магнизиальность искусственно возрастает (Mn^{2+} и Ca^{2+} вытесняют Fe^{2+} в структуре граната), но вместе с тем понижается и железистость сосуществующего хлорита, так как для формирования граната - наиболее феррофильного минерала - часть железа заимствуется из хлорита. На рис. 45, 1, построенном по данным химических анализов пары $Gr + Chl$ из пород средней ступени зоны граната (см. табл. 10, 11, 13, 18), хорошо видна указанная тенденция. Например, в обр. Д-63/5 из высокожелезистого горизонта медвежьей свиты (см. табл. 13) гранат (45% сплессартин-гроссу-

лярового минала) имеет железистость 87,5, а сосуществующий хлорит - 54,5%. В обр. Д-64/1 из ходоканской свиты (см. табл. 10) гранат (42% спессартин-гроссулярового минала) имеет железистость в центре 90, с краю - 88, а сосуществующий хлорит - 44%. В то же время в маломарганцовистых сланцах пурпольской свиты из пород этой же ступени (см. табл. 11, обр. И-64/26) гранат (7% спессартин-гроссулярового минала) имеет железистость 95,5, а сосуществующий хлорит - 77%. Таким образом, использование железистости пары $Gr + Chl$ для характеристики температурных условий возможно лишь с учетом компонентного состава граната.

Среди высокожелезистых бедных CaO сланцев средней ступени были встречены (на руч. Пологий, притоке р. Челончен) недосыщенные калием породы, содержащие грюнерит, высокожелезистый хлорит ($F_{Chl} = 77\%$), железистый гранат ($F_{Gr} = 93-96\%$) и стильпномелан (рис. 46, 1). Эти равновесия, обсуждавшиеся ранее [25], важны в том отношении, что указывают на высокотемпературный предел стабильности стильпномелана в кианит-силлиманитовых комплексах. В ассоциации с мусковитом он исчезает еще в середине биотитовой субфации, а при недостатке K_2O в породах сохраняется до середины зоны граната, что характерно для многих комплексов кианит-силлиманитового типа. В условиях средней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье пределы изменения его состава очень узки ($F_{Stp} = 78-84\%$), и в сланцах наряду с самостоятельными чешуйками стильпномелана хорошо видны псевдоморфозы граната, а иногда и куммингтонита по нему. Очевидно, что обнаруженные парагенезисы отражают условия вблизи границы его полного исчезновения.

Верхняя ступень субфации. Дальнейший рост температуры еще более повышает магнезиальность сосуществующих гранатов и хлоритов. Так, у изограды ставролита (т.е. у верхней границы зоны граната) максимальная железистость хлорита понижается до 69, а граната, бедного марганцем и кальцием, - до 93% (см. табл. 23, обр. З-83/7). В то же время в условиях верхней ступени в парагенезисе $Ky + Chld + Chl + Mu + Q$ несколько повышается железистость хлоритоида - до 75, а хлорита - до 39% (см. рис. 44, 3). В недосыщенных K_2O сланцах, в частности в высокожелезистом горизонте медвежьей свиты, стильпномелан полностью исчезает, и вместо него стабилен парагенезис $Gr + Chl + Cumm$ (см. рис. 46, 2).

В метаморфическом ореоле Патомского нагорья в пределах верхней ступени зоны граната впервые вместо альбита появляется олигоклаз (изограда олигоклаза), и наблюдаются плагиоклазы с неясно выраженной прогрессивной зональностью - с кислым ядром и более основной внешней оторочкой.

Изучение состава мусковит-фенгитовых слюд, проведенное ранее [22], показало, что во всей зоне граната их состав меняется от почти чистых мусковитов до феррифенгитов (см. рис. 45, 2). Наиболее близкие к мусковиту и бедные Mg и Fe белые слюды устойчивы в парагенезисе $Ky + Chld + Mu + Q$, наиболее фенгитовые разности - в ассоциации с биотитом и калиевым полевым шпатом.

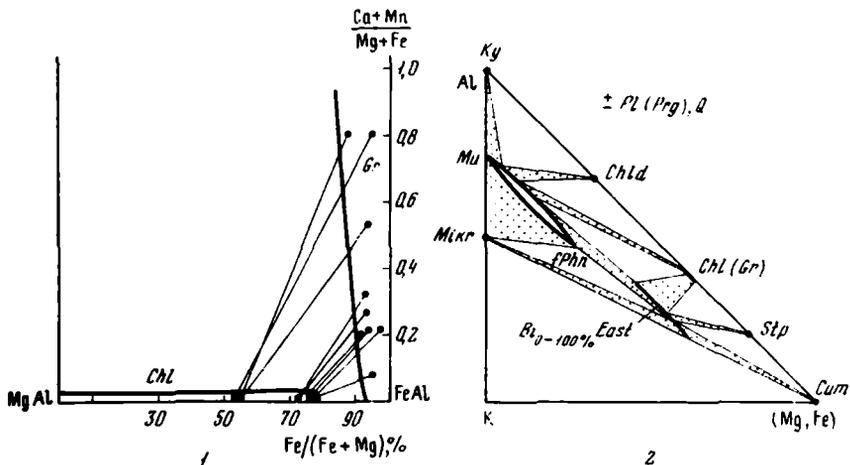


Рис. 45. Корреляция железистости хлорит-гранатовой пары при различном содержании Са и Мп в гранате из пород средней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации на Тонодском поднятии (1) и обобщенные парагенезисы верхней ступени зоны граната (2)

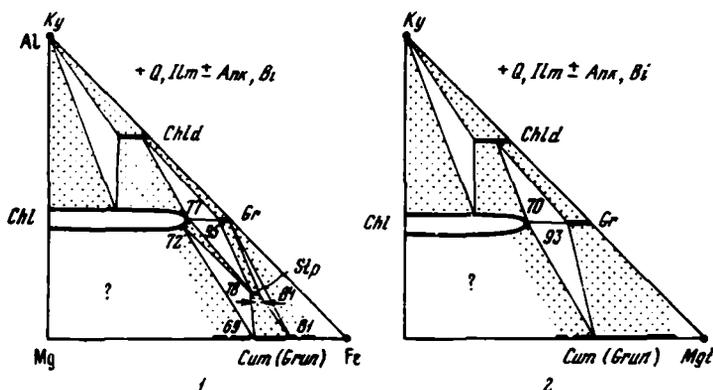


Рис. 46. Парагенезисы недосыщенных калием пород средней (1) и верхней (2) ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в районе Тонодского поднятия

Цифры – железистость минералов; стрелками показано изменение составов стильпномелана с ростом температуры

В условиях верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации биотит развит уже очень широко. Однако в метапеллитах и сланцах умеренной глиноземистости биотит отсутствует, и они часто имеют хлорит-серпичитовый состав. На диаграмме рис. 45, 2, построенной на основании изучения парагенезисов верхов зоны граната Патомского нагорья, видно, что в метапесчаниках с высоким отношением $(Mg + Fe)/Al$ стабилен парагенезис $Bi + Mu - Phn + Chl \pm$



Рис. 47. Изменение составов зональных гранатов из альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации на Тонодском поднятии в породах различных свит, по данным микрозондовых анализов

1 - центральная, 2 - краевая части зерен граната

$\pm Gr$, а в метапелитах и сланцах более высокой глиноземистости - парагенезис $Chl + Ser \pm Gr$ без биотита. Кроме того, уже отмечалось [23, 41], что в обогащенных ильменитом сланцах биотит также неустойчив. Это связано с тем, что при повышении количества Ti в породе вместо малотитанистого биотита, характерного для зоны граната, образуется альтернативный парагенезис $Chl + Ser + Ilm$.

Изучение ассоциации мусковитсодержащих пород всех трех ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье показывает (см. рис. 44), что они однотипны и различаются лишь железистостью минералов в критических парагенезисах, особенно в парагенезисе $Gr + Chl$. Во всей субфации неустойчивы ассоциации биотита с хлоритоидом и кианитом, поскольку вместо них стабилен парагенезис $Gr + Chl + Mu$ или $Chl + Mu$ (см. рис. 44 и 45).

Зональность гранатов в породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. Микрозондовое изучение гранатов данной субфации показало

ло, что они во всех образцах имеют прогрессивную зональность. На рис. 47 приведены данные такого изучения гранатов из пород средней и верхних ступеней на Тонодском поднятии и его южном обрамлении (см. табл. 10, 11, 13, 18). Чтобы показать единство метаморфизма всех стратиграфических подразделений нижнего протерозоя, данные анализов нанесены отдельно для ходоканской и пурпольской свит, высокожелезистого горизонта медвежьей свиты и выше лежащих терригенных пород медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит южного обрамления поднятия.

Краевая и центральная части гранатов всегда различаются по общей железистости, содержанию MnO и CaO . Величина общей железистости гранатов [т.е. отношение $Fe/(Fe + Mg)$] от центра к краю понижается обычно на 1–2, реже на 3%, что вызвано заметным (часто в 1,5–2 раза) увеличением содержания MgO в этом направлении. При этом железистость краевой части не ниже 91–92% и лишь для двух образцов особо богатых марганцем и кальцием гранатов (в ходоканской свите и высокожелезистом горизонте медвежьей свиты) понижается до 88–89%.

Разница в марганцовистости центральной и краевой частей граната наиболее ощутима – от 2 до 6 вес. % MnO . В то же время содержание CaO понижается гораздо меньше – на 0,5–1,5 вес. %, а иногда остается постоянным. Профилирование гранатов показало, что уменьшение содержания MnO и CaO и увеличение MgO от центра к краю описывается плавными линиями, без скачков и реверсивных изменений.

На графиках особенно наглядно видно, что интервалы колебания и величины железистости гранатов из всех свит одинаковы, а их прогрессивная зональность однотипна как в качественном, так и в количественном выражении. Это подтверждает изложенные выше петрографические данные о том, что породы ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской свит испытали одинаковый метаморфизм, а также то, что в ходоканской (чуйской) свите и тепторгинской серии изученного района отсутствуют какие-либо признаки более раннего цикла метаморфизма. Как показывает опыт изучения других регионов, всякое наложение повторного метаморфизма приводит к возникновению искаженной или обратной зональности в гранатах. На исследованных участках Патомского нагорья такие гранаты отсутствуют.

Ставролитовая фация

В пределах Патомского нагорья выделяются все четыре субфации ставролитовой фации [23]: ставролит-хлоритовая, ставролит-хлоритовая, кианит-биотит-ставролитовая и силлиманит-ставролитовая. Первые три субфации маркируют центральную часть термальной антиклинали во внутренней части Патомского нагорья, продолжающейся на юго-запад в сторону Мамской кристаллической полосы, и развиты к западу от Лонгдорского поднятия. Силлиманит-ставролитовая субфация выделяется на участке к юго-западу от Лонгдорского поднятия (см. рис. 41 и 53).

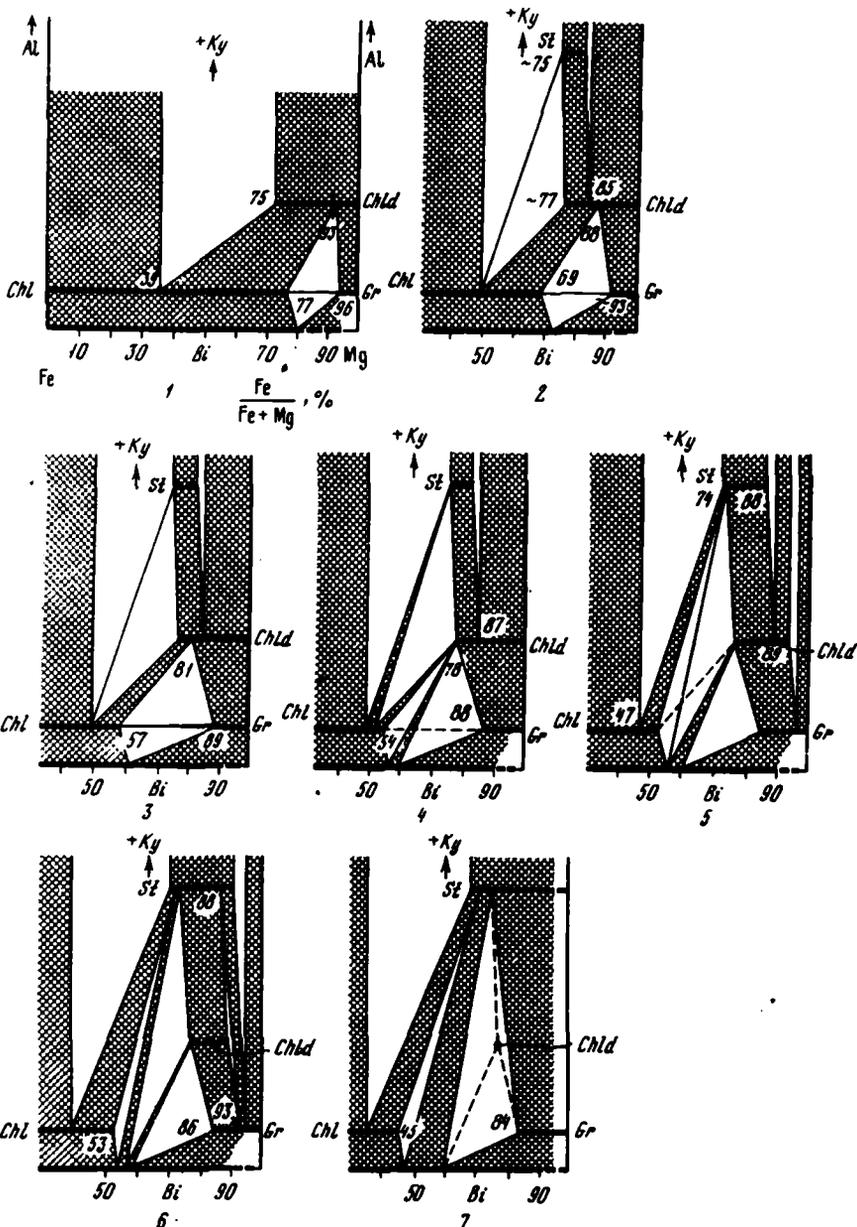


Рис. 48. Изменение парагенезисов мусковитсодержащих метапелитов внутри ставролит-хлоритондной субфации с ростом температуры
 1 - альмандин-хлорит-хлоритондная субфация зеленосланцевой фации; 2-7 - ставролит-хлоритондная субфация; ступени равновесия: 2-3 - альмандин-хлоритовая (2 - у ставролитовой изограды, 3 -

Ставролит-хлоритовидная субфация на юго-восточном склоне Чудьского поднятия. Выше описана метаморфическая зональность в районе гольца Дозорного. В этом районе наблюдается постепенная смена равновесий от истинной изограды ставролита до полного исчезновения хлоритоида, т.е. все четыре температурные ступени внутри ставролит-хлоритоидной субфации.

Истинная изограда ставролита и альмандин-хлоритовая ступень. Начало ставролитовой фации фиксируется по появлению первых новообразований ставролита среди кианит-хлоритоидных сланцев вследствие изоградной реакции



Непосредственно перед изоградой ставролита в верхах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации стабилен парагенезис $Chld_{75} + Chl_{39} + Ky + Mu + Q$ (рис. 48, 1). Поскольку в паре $St + Chld$ ставролит на 1-2% более магнезиальный, чем хлоритоид [23], первые, самые низкотемпературные ставролиты должны иметь железистость 75-76%. В районе изограды ставролита парагенезис $Chld + Ky + St + Chl + Q$ не был встречен; ставролит был обнаружен в парагенезисе $Chld_{85} + Ky + St + Mu + Q (+ Laz)$, что соответствует температуре, несущественно превышающей истинно изоградную.

Вблизи изограды ставролит встречается в количествах 1-3%, и в целом парагенезис $Chld + Ky + Q$, особенно в железистых породах, резко преобладает. Равновесия при этих температурах показаны на рис. 48, 2. Для данной ступени характерна полная устойчивость хлорита с железистым гранатом, и поэтому она названа альмандин-хлоритовой. Например, у изограды ставролита железистость хлорита в этой ассоциации 69, а граната, очень бедного Ca и Mn, - 93,5% (см. табл. 23, обр. 3-83/7).

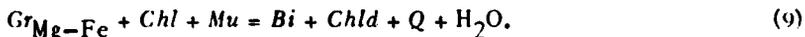
При повышении температуры продолжается тенденция, начавшаяся еще в зоне граната, - увеличение магнезиальности сосуществующих гранатов и хлоритов. Поэтому в высокотемпературной части данной ступени железистость хлорита понижается до 57, а граната (с очень небольшим количеством Ca и Mn) - до 88% в краевой части (см. табл. 23, обр. 3-82/24). Одновременно количество ставролита в кианит-хлоритоидных сланцах увеличивается. Новые равновесия в высокотемпературной части альмандин-хлоритовой ступени показаны на рис. 48, 3.

Однако понижение железистости хлорита с ростом температуры происходит быстрее, чем для сосуществующего граната. Это приводит к распаду парагенезиса хлорита с железо-магнезиальным гранатом и переходу к следующей ступени.

Окончание подписи к рис. 48

у верхней границы ступени), 4 - биотит-хлоритоид-хлоритовая, 5 - биотит-хлоритоид-ставролитовая, 6 - ставролит-альмандиновая, 7 - граница ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций. Цифры - железистость минералов, по данным микрозондовых и химических анализов

Биотит-хлоритоид-хлоритовая ступень. Переход к этой ступени связан с прогрессивной реакцией

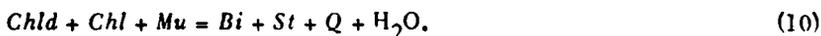


В обнаруженном на *биотит-хлоритоидной изограде* (см. рис. 26) моновариантном парагенезисе $Bi + Chld + Gr + Chl + Mu + Q$ (см. табл. 24, обр. 3-75/36) железистость хлорита еще более понижена и составляет 54, хлоритоида - 78, а граната, практически не содержащего Mn и Ca в краевой зоне, - 89% (см. рис. 48, 4). С этого момента окончательно исчезает типичный для всех ранних ступеней, особенно для зоны граната, парагенезис хлорита с железомagneзиальным гранатом. Однако он возможен с участием гранатов, обогащенных Ca или Mn.

Стабильность ставролита на этой второй ступени заметно расширяется. Его железистость колеблется от 76 до 87%, количество в породе возрастает, а зерна укрупняются. Однако в более железистых прослоях по-прежнему сохраняется парагенезис $Chld + Ky$ без ставролита, и поэтому в обнажениях хлоритоид-кианитовые и ставролит-хлоритоид-кианитовые сланцы перемежаются друг с другом. Ассоциации данной ступени показаны на рис. 48, 4.

Дальнейший рост температуры и действие прогрессивных реакций типа (7) постепенно сужают стабильность хлоритоидов, особенно его магнезиальных разновидностей. Это приводит к окончательному распаду парагенезиса $Chld + Chl + Mu$ - одного из типичнейших для зеленосланцевой фашии, а также для начала ставролит-хлоритоидной ступени (ср. диаграммы на рис. 44 и 48, 1-4).

Биотит-хлоритоид-ставролитовая ступень. Вследствие распада ассоциации $Chld + Chl + Mu$ впервые образуется парагенезис $Bi + St$, что позволяет на карте метаморфизма провести *биотит-ставролитовую изограду*



Это указывает уже на существенное увеличение числа парагенезисов ставролита, а также интервала его железистости, меняющейся на данной ступени от 74 до 80% (см. табл. 25). Парагенезисы биотит-хлоритоид-ставролитовой ступени показаны на рис. 48, 5. Сужение стабильности хлоритоида продолжается и на этой ступени, что приводит к распаду его крайне железистых разновидностей и появлению ранее не известных парагенезисов $Gr + Chld + Ky$, $Gr + St + Chld + Ky$. Однако если первый из них возможен при железомagneзиальном составе граната (см. рис. 48, 5), то второй - только с гранатами, обогащенными Mn и Ca (см. табл. 26, обр. 3-77/12, 3-77/24), поскольку альтернативная ассоциация $Chld + Ky$ еще стабильна.

Последующий рост температуры еще более резко уменьшает устойчивость хлоритоида и в то же время расширяет стабильность ставролита и граната.

Ставролит-альмадиновая ступень. Переход к этой, наиболее высокотемпературной ступени ставролит-хлоритоидной субфашии связан с распадом парагенезиса $Chld + Ky$:



Этой ступени соответствует *альмандин-ставролитовая* изографа на карте метаморфизма (см. рис. 26), поскольку наиболее обычным для данной ступени становится парагенезис ставролита не только с гранатами, сильно обогащенными Mn и Ca, но и с железом-магнезиальными его разновидностями (например, см. табл. 27, обр. 3-74/42). При этом зерна ставролита и граната достигают 1-2 см, а хлоритоид сохраняется в породе в единичных рассеянных зернах или в реликтах внутри граната и ставролита вне стыков с кианитом. В шлифах много явных псевдоморфоз ставролита по розеткам хлоритоида и призмам кианита (реакция $Chld + Ky + Q = St + H_2O$). Равновесия этой ступени показаны на рис. 48, 6.

Дальнейший рост температуры приводит к окончательному разложению хлоритоида и его исчезновению в ставролит-гранат-мусковитовых и ставролит-гранат-биотит-мусковитовых сланцах пурпольской свиты, что означает переход к следующей, ставролит-хлоритовой субфации (см. рис. 48, 7).

Описанный здесь переход хлоритоид-кианитовых сланцев с единичными зернами ставролита в гранат-ставролит-мусковитовые сланцы без хлоритоида наблюдается в районе гольца Дозорного по ряду почти непрерывных скальных обнажений, и поэтому смена парагенезисов всех четырех ступеней прослеживается чрезвычайно наглядно.

Таким образом, от нижней к верхней границе ставролит-хлоритоидной субфации происходит следующая смена парагенезисов. Постепенно сужается стабильность хлоритоида, исчезают широко развитые в зоне граната парагенезисы $Chld + Ky$, $Chld + Chl$, $Alm + Chl$ и, наконец, сам хлоритоид. В то же время быстро увеличиваются устойчивость и интервал составов ставролита и появляются его обычные для всей ставролитовой фации парагенезисы с гранатом, кианитом и биотитом. Предельная железистость хлорита понижается на 25% (от 70 до 45%), а граната - на 10% (от 93 до 83-84%).

Ставролит-хлоритоидная субфация во внутренней зоне Патомского нагорья. Во внутренней зоне нагорья ставролит-хлоритоидная субфация развита широко. Однако на этом участке преобладают терригенные метапесчаники и малоглиноземистые сланцы медвежьевской, хайвергинской и бугарихтинской свит, тогда как высокоглиноземистые сланцы типа пурпольской свиты отсутствуют. Это затрудняет точное проведение границ субфации (не говоря уже о ее детальном подразделении), поскольку в большей ее части ставролит и хлоритоид встречаются лишь в породах, сильно обогащенных глиноземом. Практически оба эти минерала обнаруживаются только в горизонте "шелковистых" гранат-мусковит-ильменитовых сланцев бугарихтинской свиты и в редких прослоях сланцев в хайвергинской свите. В них, согласно имеющимся анализам, железистость ставролита меняется от 78 до 86%, и он заметно обогащен цинком (до 1,4-1,6 вес. % ZnO, см. табл. 20 и 36).

Поэтому выделение ставролит-хлоритоидной субфации (зоны) во внутренней зоне Патомского нагорья проводится не только по редким находкам ставролита в ассоциации с хлоритоидом, но и по систематическому понижению нижнего предела железистости граната до

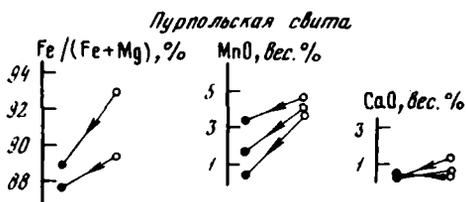


Рис. 49. Изменение составов зональных гранатов из ставролит-хлоритоидной субфации, по данным микрозондовых анализов

1 — центральная, 2 — краевая части зерен граната

84–88%. Именно такие значения его железистости устанавливаются в ореоле у гольца Дозорного. Кроме того, признаками ставролит-хлоритоидной субфации являются устойчивость хлорита железистостью до 45–65% в ассоциации с гранатом (обычно с повышенной примесью спессартин-гроссуляровой составляющей) и широкое развитие хлорит-роговообманковых и гранат-хлорит-роговообманковых амфиболитов с гранатом железистостью 84–88%. Кроме того, для данной субфации характерна также сохранность псаммитовых структур в метапесчаниках и метагравелитах.

Гранаты из ставролит-хлоритоидной субфации и их зональность.

На рис. 49 показаны основные тенденции изменения состава зональных гранатов в ставролит-хлоритоидной субфации из пурпольской свиты района гольца Дозорного и бугарихтинской свиты внутренней части нагорья, к югу от Тонодского поднятия.

С помощью микрозондовых анализов обнаружено, что все гранаты имеют однотипную прогрессивную зональность. Железистость граната от центра к краю понижается на 2–4, иногда на 6% (например, см. табл. 18, обр. Л-48/6) и достигает 85–86%. Это заметно отличает их от гранатов альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, где железистость маломарганцовистых и малокальциевых гранатов в краевой зоне не ниже 91–93%.

Содержание MnO всегда уменьшается в краевой части на 2–4, иногда на 6 вес. % (например, в обр. Л-48/6 — от 5,9 вес. % до 0).

Количество CaO также понижается, но менее резко, обычно на 0,5–1,5 вес. %. В целом общее содержание MnO и CaO в гранатах ставролит-хлоритоидной субфации заметно ниже, чем в зоне граната, что связано лишь с общим увеличением количества граната в породе.

Ставролит-хлоритовая субфация. Полное исчезновение хлоритоида указывает на переход к ставролит-хлоритовой субфации. Это характерная для зональных ореолов субфация, в породах которой устойчив наиболее обычный для ставролитовой фации парагенезис $St + Gr + Vi + Mi + Q$, но в то же время постоянно наблюдается хлорит в устойчивой ассоциации со ставролитом, биотитом, мусковитом и реже с гранатом. Показательно для нее полное отсутствие кванцита в био-

титсодержащих сланцах несмотря на то, что в последних широко развит ставролит.

На рис. 50 показаны парагенезисы начальной ступени этой субфации в зональном ореоле района гольца Дозорного. В породах этой ступени устойчива ассоциация $St + Bi + Gr + Mu + Q$. Кианит — обычный минерал крупнозернистых гранат-ставролит-кианит-мусковитовых сланцев пурпольской свиты, но он не встречается вместе с биотитом. Гранат имеет предельную железистость до 83–84, а хлорит — не выше 45% (см. табл. 28). Парагенезис $Gr + Chl + Mu$ при одновременной стабильности ассоциации $Bi + St + Mu$ возможен только с участием несколько обогащенных Mn и Ca гранатов. Это хорошо видно на гранат-хлоритовом сечении диаграммы Al–Mg–Fe, на котором по вертикальной оси отложено содержание Ca и Mg в гранате. Составы пар гранат + хлорит из обр. 3–74/3 и 3–74/4 (см. табл. 28) показывают, что их стабильность совместима с устойчивостью в тех же породах ставролит-биотитовой ассоциации.

Ставролит-хлоритовая субфация, кроме района гольца Дозорного, широко представлена в составе термальной антиклинали внутренней части Патомского нагорья и на западном склоне Лонгдорского поднятия.

Рост температуры способствует повышению магнезиальности граната и продолжающемуся понижению предельной железистости хлорита. Уменьшение устойчивости хлорита приводит к разрыву характерного для данной субфации парагенезиса $St + Chl + Mu$ и переходу к следующей, более высокотемпературной части ставролитовой фации.

Кианит-биотит-ставролитовая субфация. Начало данной субфации связано с очень важной реакцией



в результате которой кианит впервые появляется в ассоциации с биотитом, т.е. в породах, валовый состав которых на диаграмме Al–Mg–Fe (рис. 51, 1) лежит ниже коннод $St + Chl$, $St + Gr$. До этой реакции кианит был стабилен только в очень богатых глиноземом породах типа сланцев пурпольской свиты, валовый состав которых лежит выше коннод $St + Chl$, $St + Gr$.

Поэтому появление кианита в обычных, умеренно глиноземистых сланцах с биотитом является признаком расширения стабильности и числа его парагенезисов и может рассматриваться в качестве *второй изограды кианита* (первая, истинная изограда — образование его при распаде пирофиллита). Именно реакция типа (12) является той "изоградой дистена", которая проводится на различных частных картах метаморфизма отдельных частей Патомского нагорья [19, 39, 57]; начинающаяся с нее зона называется обычно ставролит-кианитовой или кианит-(дистен)-альмандиновой субфацией. В свете парагенетических наблюдений (см. рис. 48, 50) очевидно, что эти названия неудачны, поскольку парагенезисы $St + Ky$, $Ky + Alm$ появляются уже в ставролит-хлоритоидной зоне. Наиболее точным названием этой зоны будет "кианит-биотит-ставролитовая субфация",

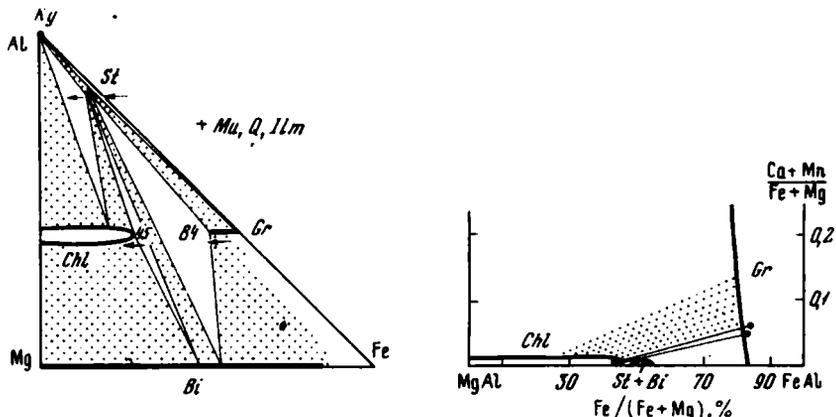


Рис. 50. Парагенезисы мусковитосодержащих пород начальной ступени ставролит-хлоритовой субфации в районе гольца Дозорного

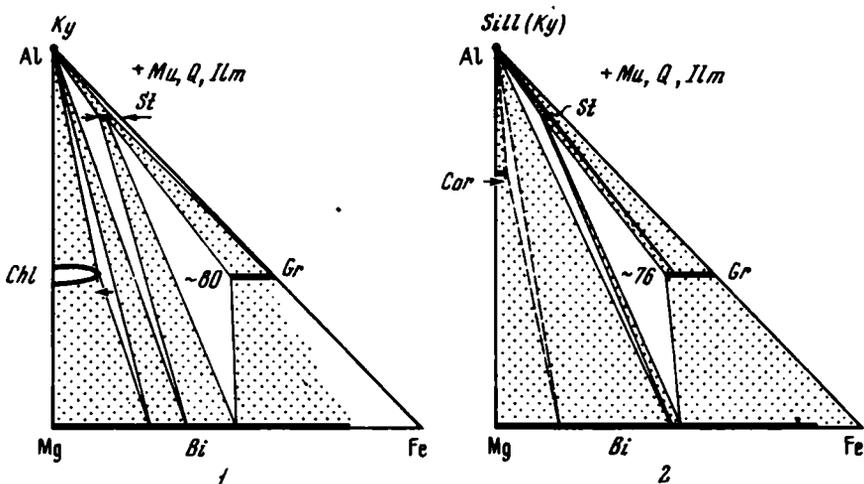


Рис. 51. Парагенезисы мусковитосодержащих пород кyanит-биотит-ставролитовой (1) и ставролит-силлиманитовой (2) субфаций

так как именно в ней впервые образуется парагенезис $Ky + Bi$ в присутствии ставролита и именно реакция типа (12) подразумевается под изогравой дистена.

На рис. 51, 1 показаны ассоциации кyanит-биотит-ставролитовой субфации в Патомском нагорье. Характерные парагенезисы — $Ky + Bi + St + Mu$, $St + Gr + Bi + Mu$. В магнезиальных сланцах наблюдается хлорит; в верхах субфации его железистость быстро убывает и он полностью исчезает. Предельная железистость граната 80%.

Повышение температуры внутри субфации, помимо исчезновения хлорита и повышения магнезиальности граната, способствует распаду как наиболее железистых, так и наиболее магнезиальных ставролитов. Его количество в породах уменьшается, и он постепенно вытесняется парагенезисами $Ky + Bi + Mu$, $Gr + Ky + Bi + Mu$. Последняя ассоциация возможна, казалось бы (см. рис. 51, 1), только в отсутствие ставролита. Однако в пределах всей субфации ставролитсодержащие и кианит-гранат-биотитовые сланцы часто переслаиваются между собой, и парагенезис $Ky + St + Gr + Bi + Mu + Q$ является одним из самых обычных. Это связано с тем, что в гранатах всегда имеется заметная примесь Mn и Ca и парагенезис $Ky + Gr + Bi$ с гранатом, обогащенным спессартином и гроссуляром, сосуществует со ставролитом во всей кианит-биотит-ставролитовой субфации. Более того, ставролит в Патомском нагорье сохраняет стабильность и после появления силлиманита.

Силлиманит-ставролитовая субфация. Ассоциации этой, наиболее высокой ступени ставролитовой фации встречены к юго-западу от Лонгдорского поднятия, в бассейне р. Бол. Олонгда (см. рис. 53). В этом районе в гигантозернистых кианит-гранатовых сланцах пурпольской свиты содержится большое количество фибролитового и призматического силлиманита. Оба силиката глинозема, присутствующие в равных количествах, находятся как в равновесных отношениях, так и с хорошо выраженными признаками замещения или пересечения кианита иглами силлиманита.

Наиболее обычные парагенезисы этих пород — $Sill + Ky + Bi + Gr + Mu + Q$, $Sill + Ky + St + Bi + Gr + Mu + Q$. Ставролит, присутствующий в половине всех шлифов, образует небольшие идиоморфные или резорбированные зерна, часто включенные в очень крупные (2–5 см) кристаллы граната или остающиеся среди биотит-мусковит-силлиманитовых сростаний основной массы. Малый размер его зерен, признаки резорбции и небольшое количество (1–7%), значительно уступающее содержанию в породе граната, кианита и силлиманита, указывают на то, что хотя ставролит и равновесен с остальными минералами, условия метаморфизма близки к верхнему температурному пределу его устойчивости.

На рис. 51, 2 показаны ассоциации ставролит-силлиманитовой субфации на юго-востоке Патомского нагорья. Состав минералов на этой ступени детально не изучался; однако иммерсионные замеры показывают, что минимальная железистость граната достигает 76%. Устойчивость ставролита в парагенезисе $Ky + St + Sill + Bi + Mu + Q$ связана либо с повышенным содержанием Zn в ставролите, либо с примесью MnO и CaO в гранате.

По-видимому, в магнезиальных сланцах (без граната и ставролита) должен появляться кордиерит. По наблюдениям Г.М. Другова (личное сообщение), в Мамской кристаллической полосе кордиерит стабилен в силлиманит-кианит-биотит-мусковитовых сланцах, где его железистость достигает 11–13%. Однако на данном участке магнезиальные метapelиты не были встречены, и вопрос об устойчивости кордиерита в ставролит-силлиманитовой зоне остается открытым.

Особенности равновесий в бедных СаО породах Патомского нагорья

Разнообразие составов и парагенезисов бедных СаО пород позволило с большой детальностью проследить смену фазовых равновесий в кианит-силлиманитовом ореоле Патомского нагорья в интервале от низов зеленосланцевой до верхов ставролитовой фаций. Петрологические критерии [23] указывают на изобарический характер метаморфизма. Об этом свидетельствует также постоянство эрозионного среза: в разных температурных зонах обнажаются одни и те же свиты, состав и мощность которых в каждой структурно-фациальной зоне поразительно выдержаны на десятки и даже сотни километров.

Основные минералогические особенности патомской зональности сводятся к следующему.

1. Истинная изограда альмандинового граната проводится по появлению чисто железистых его разновидностей. От нижней до верхней границы железистость гранатов, не слишком обогащенных Mn и Ca, понижается от 99-100 до 92%. Внутри ставролит-хлоритоидной зоны предельная железистость граната в мусковитсодержащих ассоциациях уменьшается от 92 до 84%, в ставролит-хлоритовой зоне - до 80, в кианит-биотит-ставролитовой зоне и вплоть до изограды силлиманита - до 76%.

2. Биотит впервые образуется в метапесчаниках с наиболее низким отношением $Al/(Mg + Fe)$. С ростом температуры он появляется во все более глиноземистых породах: сначала в хлорит-серпичитовых метаалевролитах и сланцах, затем в ассоциации с хлоритоидом (биотит-хлоритоидная изограда), со ставролитом (биотит-ставролитовая изограда) и лишь в середине ставролитовой фации - в ассоциации с кианитом (начало кианит-биотит-ставролитовой субфации).

3. Кианит впервые возникает в верхней части биотитовой субфации за счет разложения пирофиллита (истинная изограда кианита). При повышении температуры он стабилен только в высокоглиноземистых сланцах с хлоритоидом и ставролитом, но без биотита. Его редкость в метапесчаниках и сланцах гранатовой и ставролит-хлоритоидной зон объясняется исключительно литологическими причинами - редкостью пересыщенных глиноземом сланцев (типа переотложенных кор выветривания) в обычных миогеосинклинальных разрезах. Появление кианита в обычных сланцах и метапесчаниках с биотитом происходит только на границе ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой зон (вторая изограда кианита). Поэтому в общем смысле нельзя утверждать, что изограда кианита более высокотемпературная, чем ставролита, это относится лишь ко второй изограде кианита. На самом деле кианит как минерал образуется на 100-120° раньше ставролита, еще в биотитовой субфации.

4. В кианит-силлиманитовом ореоле Патомского нагорья отсутствует в прямом выражении зона кианита (иначе - кианит-альмандиновая или кианит-биотит-мусковитовая субфация), поскольку ставролит сохраняет стабильность до изограды силлиманита. Обычно кианитовая зона (кианит-биотит-мусковитовая фация) противопоставляется

ставролитовой, поскольку только после полного распада ставролита возможно образование парагенезиса $Ky + Gr + Bi$ с участием гранатов совершенно без примеси Mn и Ca . В патомском ореоле в высокотемпературной части кианит-биотит-ставролитовой фации хотя стабильность ставролита и понижается, но он не исчезает полностью, и перемежаемость ставролитсодержащих и кианит-биотит-гранатовых (без ставролита) сланцев объясняется лишь переслаиванием пород с различным содержанием Mn и Ca .

В этом отношении кианит-силлиманитовая зональность Патомского нагорья аналогична зональности Мамского синклинория. По наблюдениям Д.А. Великославинского [5, с. 33-35], ставролит, хотя и в ограниченных количествах, стабилен не только в зоне кианита, но и в начале зоны силлиманита. В условиях последней наряду с силлиманитом сохраняется и кианит, следовательно парагенезисы ставролит-силлиманитовой субфации на юго-востоке Патомского нагорья и в Мамской полосе идентичны, что является следствием близких $P-T$ параметров метаморфизма.

Таким образом, необычайно широкая стабильность ставролита отличает кианит-силлиманитовый ореол Патомского нагорья (а также Мамского синклинория) от многих других комплексов кианит-силлиманитового типа, где ставролит полностью разлагается до появления силлиманита. Это указывает на условия глубинности, минимальные для кианит-силлиманитовых комплексов, и литостатические давления, соответствующие 4,5-5,5 кбар [23].

РАВНОВЕСИЯ В ОБОГАЩЕННЫХ Ca О МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

К этой группе пород относятся обогащенные кальцием алюмосиликатные породы - терригенные и туфогенные металесчаники, сланцы, пара- и ортоамфиболиты. В них устойчивы кальцит, анкерит, роговая обманка, цоизит (эпидот), обогащенный гроссуляром железо-магнетизальный гранат в парагенезисах с хлоритом, биотитом, серишитом, альбитом и кварцем.

Состав данных пород довольно пестрый, и возникающие ассоциации зависят не только от температуры, но и от насыщенности пород кальцием. Графическая интерпретация подобных многокомпонентных парагенезисов очень сложна. Для упрощения мы рассмотрим группу пород, содержащих некоторый избыток кальцита, плагиоклаз (альбит) и кварц. Для изображения кальцитсодержащих парагенезисов на плоскости $Al-Mg-Fe$ (см. рис. 52) из состава кальциевых минералов (цоизита, анкерита и клинопироксена) вычитается молекула кальцита, а из состава роговой обманки - также молекула избыточного альбита. После этого состав цоизита (клиноцоизита) попадает в точку Al_1 , а составы тремолит-актинолита, анкерита и клинопироксена - на конноду $Mg-Fe$. На диаграммах не показан волластонит, не обнаруживающийся в карбонатных породах Патомского нагорья на всех температурных ступенях. Его отсутствие связано с высоким парциальным давлением CO_2 , вследствие чего альтернативный парагенезис $Ka+Q$ стабилен вплоть до образования диопсида.

Главные изменения в составе обогащенных CaO пород при повышении температуры выражаются в появлении глиноземистых и железистых роговых обманок и граната и постепенном уменьшении стабильности карбонатов, хлорита, а затем и цоизита. Хотя важнейшие реакции в основных породах и метапелитах не всегда одновременны по температуре, мы рассмотрим ассоциации богатых CaO пород в рамках субфаций, выделенных по парагенезисам метапелитов.

Зеленсланцевая фация

Биотитовая субфация. Для насыщенных кальцием метапесчаников и метадиабазов биотитовой зоны характерны парагенезисы $Ank \pm Ka + Chl \pm Ser + Ab + Q$, $Ka + Zs + Chl + Ab + Q$, $Act + Chl \pm Ka + Ank \pm Ep + Ab + Q$ (рис. 52, 1).

Одной из наиболее интересных особенностей низкотемпературных пород основного состава патомского ореола является чрезвычайная редкость в них амфиболов тремолит-актинолитового ряда. Впервые на это обратили внимание Б.В. Петров и В.А. Махрыгина [39], которые справедливо объяснили это высоким давлением CO₂. В этих условиях прогрессивные реакции типа



заторможены, и вместо актинолита сохраняют устойчивость парагенезисы $Chl + Ka + Q$, $Ank + Q$, требующие более высокого давления CO₂.

Вместе с тем в метадиабазах актинолит встречается довольно часто в ассоциации с хлоритом, эпидотом, анкеритом и кальцитом. Его появление нельзя объяснить понижением давления CO₂ во флюидах при их просачивании через метадиабазы [39], поскольку карбонатизация последних при метаморфизме развита очень широко. Кроме того, актинолит встречается в туфогенных метапесчаниках биотитовой зоны, например в истоках рек Саталах и Ниж. Язовая. Очевидно, тремолит-актинолиты образуются лишь в магниезильных породах, какими являются метадиабазы и их туфы, и железистость стабильных безглиноземистых амфиболов не превышает 25–30% (см. табл. 8, обр. Д-15/8). Следовательно, высокое давление CO₂ приводит к полному отсутствию не актинолитов, а лишь их разновидей, имеющих железистость выше 30%. В породах средней или повышенной железистости актинолиты не образуются, и вместо них сохраняется парагенезис $Ank + Q$. Эти соотношения в основных породах биотитовой зоны показаны на рис. 52, 1.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация (зона граната). Наблюдения показывают, что примерно у изограды альмандин (начало зоны граната) актинолиты в метадиабазах и основных туфах начинают приобретать слабо-зеленоватый оттенок, укрупняться и превращаться в амфиболы, промежуточные между актинолитом и глиноземистой роговой обманкой. Если типичные актинолиты содержат не

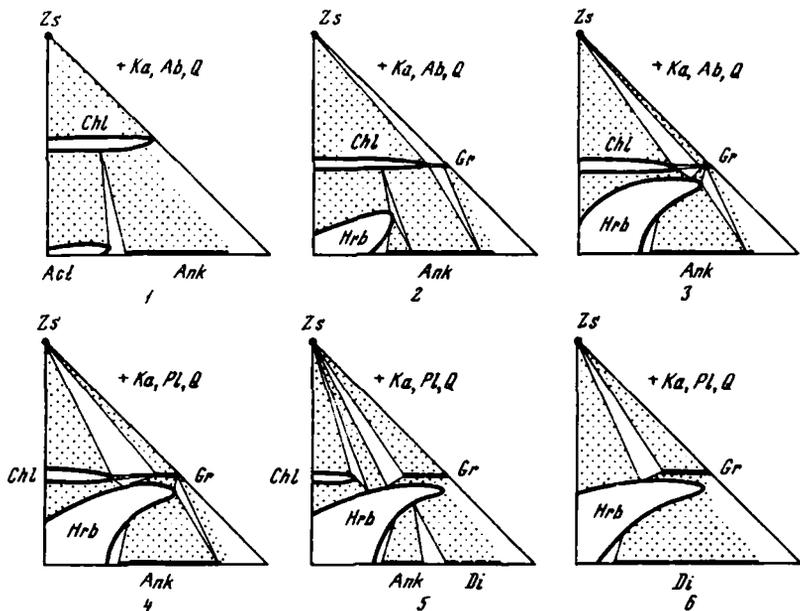
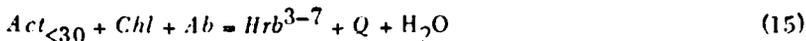


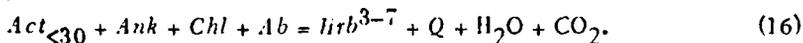
Рис. 52. Смена парагенезисов кальцитсодержащих орто- и параамфиболитов с ростом температуры

Субфации: 1 - биотитовая, 2-3 - альмандин-хлорит-хлоритоидная (2 - у изограды альмандина, 3 - в верхней половине субфации), 4 - ставролит-хлоритоидная, 5 - кyanит-биотит-ставролитовая, 6 - силлиманит-ставролитовая

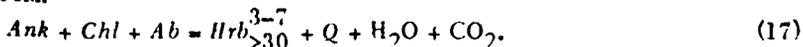
более 1 вес. % Al_2O_3 и 0,1-0,2 вес. % Na_2O (см. табл. 8, обр. Д-15/8), то слабо окрашенные амфиболы начальной ступени зоны граната содержат 3,2-7,7 вес. % Al_2O_3 и 1,2-1,5 вес. % Na_2O (см. табл. 8, обр. Д-12/1, табл. 12, обр. З-62/7). Обогащение актинолитов глиноземом и натрием связано с прогрессивными реакциями типа



или



В относительно железистых породах, где актинолит ранее вообще не был устойчив, слабо окрашенные роговые обманки возникают непосредственно за счет реакции между анкеритом, хлоритом и альбитом:



Эти реакции расширяют устойчивость Са-амфиболов, и поэтому актинолитоподобные роговые обманки в начале зоны граната встречаются гораздо чаще и в породах более разнообразного состава,

чем актинолит в биотитовой зоне. Равновесия в начале зоны граната показаны на рис. 52, 2.

При повышении температуры стабильность роговых обманок возрастает чрезвычайно быстро, и уже в середине альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации появляются типичные синие-зеленые роговые обманки высокой глиноземистости и железистости. Анализы таких роговых обманок, приведенные в табл. 8, 10, 12, 16, показывают, что содержание (в вес. %) Al_2O_3 достигает 16, а Na_2O - 1,9-2,3. В кристаллохимическом отношении это означает обогащение амфиболов чермакитовым и глаукофановым миналами [21].

В ходе подобного превращения часто наблюдается обрастание по краям бледно-зеленых роговых обманок синие-зелеными или сосуществование разно окрашенных амфиболов в одной породе без явных реакционных соотношений, но с признаками более позднего образования синие-зеленых разновидностей. Составы таких амфиболов в их непосредственных стыках меняются в одних случаях постепенно, в других - резко скачком. Однако тенденция этого прогрессивного процесса всегда одна - обогащение роговой обманки глиноземом, натрием и железом. Например, в обр. 3-62/7 (см. табл. 12) при замещении бледно окрашенного амфибола синие-зеленым содержание (в вес. %) Al_2O_3 возрастает от 3,2 до 11,3, Na_2O - от 1,2 до 1,9, FeO - от 10,5 до 15,4, а общая железистость - от 27 до 43%. В обр. Д-12/1 (см. табл. 8) изменение состава амфиболов при подобном превращении более плавное: содержание Al_2O_3 возрастает от 7,7 до 8,2, Na_2O - от 1,5 до 1,7, FeO - от 12,5 до 13,7, а общая железистость - от 35 до 39%.

В общем изоморфном ряду роговых обманок, стабильных в условиях средней ступени зоны граната, наиболее железистые амфиболы являются и наиболее глиноземистыми (см. рис. 23, 1), тогда как магнезиальные разновидности ($F_{Hrb} < 27\%$) в парагенезисе с хлоритом и альбитом сохраняют низкую глиноземистость - 4-5 вес. % Al_2O_3 (см. табл. 10, обр. Д-56/4; табл. 16, обр. И-20а/3).

В середине альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (зоны граната) в амфиболитах образуются гранаты железистостью 94-96%, состоящие главным образом из альмандина (67-80%) с примесьюgrossуляра (13-22%) и небольшим содержанием пиррола (2-4%). Как и в метапелитах, гранаты имеют обычную прогрессивную зональность (обр. Д-53/10). С ними ассоциируют хлориты железистостью до 65-77% и довольно железистые кальциты (2,5 вес. % FeO , обр. Д-53/10).

Фазовые равновесия в кальцитсодержащих породах середины альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, по данным анализов минералов из табл. 8, 10, 12, 16, показаны на рис. 52, 3. Железистость роговых обманок меняется от 0 до 86% (см. табл. 16, обр. И-23/3). Одновременно с ними в парагенезисе с кварцем сосуществуют анкериты железистостью до 63% (см. табл. 13, обр. И-63/13). Как видно из диаграммы, гранат в амфиболитах стабилен лишь в очень железистых породах, тогда как обычные амфиболиты имеют хлорит-

роговообманковый или анкерит-хлорит-роговообманковый состав. В присутствии кальцита (см. рис. 52, 3) невозможна ассоциация анкерита и роговой обманки с цоизитом. Однако в породах без кальцита парагенезис $Ank + Hrb + Zs + Q$ довольно обычен. В верхах зоны граната впервые вместо альбита появляется олигоклаз.

Ставролитовая фация

Ставролит-хлоритоидная субфация. В условиях ставролит-хлоритоидной субфации принципиальных изменений в равновесиях основных пород не происходит (см. рис. 52, 4). Однако магнезиальность граната увеличивается, его железистость достигает 85–86% (см. табл. 8 и 21). Предельная железистость хлорита понижается и обычно не превышает 40–60%. Реакции типа (17) продолжают идти и в данной субфации, благодаря чему количество новообразованной роговой обманки возрастает, а содержание анкерита и хлорита уменьшается. Наряду с повышением магнезиальности граната и, следовательно, его появлением не только в крайне железистых, но и в обычных породах указанные реакции способствуют тому, что гранат-хлорит-цоизит-роговообманковые амфиболиты становятся одним из наиболее обычных типов обогащенных CaO пород. В частности, значительная часть хлорит-анкерит-полевошпатовых метапесчаников зоны граната превращается в гранат-цоизитовые параамфиболиты, которые иногда образуют выдержанные маркирующие горизонты.

Состав роговых обманок меняется мало, и лишь верхний предел глиноземистости несколько увеличивается, достигая 17–19 вес. % Al_2O_3 . Их железистость меняется от 0 до 80–90%, причем более магнезиальные амфиболы сохраняют, как и в зоне граната, пониженную глиноземистость (см. табл. 8, обр. 3–18/11). Равновесия кальцит-содержащих основных пород ставролит-хлоритоидной субфации показаны на рис. 52, 4.

Кианит-биотит-ставролитовая субфация. В условиях кианит-биотит-ставролитовой субфации в основных породах образуются еще более магнезиальные гранаты ($F_{Gr} = 73–76\%$, см. табл. 8 и 22). Предельная железистость хлорита сначала понижается до 30–35% (см. табл. 22, обр. К-108/1а, К-108/3), а затем он почти полностью исчезает, сохраняясь только в крайне магнезиальных карбонатно-силикатных сланцах. Парагенезис $Gr + Chl$ в присутствии кальцита распадается (см. рис. 52, 5), и вместо него возникает обычный для верхней части ставролитовой фации парагенезис $Hrb + Zs \pm Gr + Ka + Pl + Q$ (ассоциация $Hrb + Zs + Gr + Pl + Q$ без кальцита была стабильна и на более ранних ступенях).

Амфиболы в данной субфации также относятся к типу синие-зеленых роговых обманок, богатых глиноземом и натрием. Их железистость по-прежнему не ограничена. Наиболее обычные парагенезисы роговой обманки – $Hrb + Zs + Pl + Q$, $Hrb + Gr + Zs + Pl + Q$, $Hrb + Ka + Zs + Pl + Q$, $Hrb + Ank + Pl + Q$.

Из более редких, но петрологически очень важных ассоциаций необходимо отметить наблюдавшийся несколько раз парагенезис

$Ky + Zs \pm Pl + Q$, а также $Cum + Hrb + Pl \pm St + Q$ (см. табл. 22, обр. К-108/1а).

В кианит-биотит-ставролитовой субфации впервые начинается разложение парагенезиса анкерита с кварцем, который был стабилен во всей зеленосланцевой и низах ставролитовой фации. Вместо него образуется клинопироксен; первыми возникают более железистые его разновидности, и в определенном температурном интервале сохраняется ассоциация $Di + Ank + Q$ (см. рис. 52, 5). В присутствии кальцита парагенезис $Di + Zs + Q$ неустойчив, но в породах без кальцита парагенезис $Di + Hrb + Zs + Pl + Q$ обычен для кианит-биотит-ставролитовой субфации.

Парагенезисы кальцитсодержащих основных пород данной субфации показаны на рис. 52, 5.

Ставролит-силлиманитовая субфация. В этой наиболее высокотемпературной части ставролитовой фации полностью исчезают хлорит и анкерит. Роговая обманка приобретает зеленый цвет. Обычные парагенезисы основных пород — $Hrb + Zs + Pl + Q$, $Hrb + Gr + Pl + Q$, $Hrb + Di + Pl + Q$ независимо от отсутствия кальцита (см. рис. 52, 6).

В данной субфации, как и в предыдущей, заметно общее сокращение стабильности цонзита и клиноцонзита. Признаки одной из реакций, связанных с исчезновением цонзита, хорошо наблюдаются в шлифах: это реакционные каемки основного плагиоклаза вокруг цонзита с его частичной, а иногда и полной резорбцией, отражающие реакции типа



В ходе реакции цонзит замещается непосредственно плагиоклазом, а гроссуляр образует рядом мелкие вростки в плагиоклазе или нарастает в виде обогащенной гроссуляром каймы на ранее сформированный железо-магнезиально-кальциевый гранат.

Однако несмотря на видимое ограничение стабильности эпидотовых минералов в основных породах цонзиты и клиноцонзиты сохраняют свою стабильность во всей ставролит-силлиманитовой субфации.

Особенности равновесий в богатых СаО породах Патомского нагорья

Как и парагенезисы метapelитов, ассоциации богатых СаО пород имеют минералогические особенности, указывающие на большую глубинность метаморфизма и высокое давление CO_2 . Об этом одинаково свидетельствуют парагенезисы ходоканской, медвежьей, хайвергинской, бугарихтинской и всех вышележащих свит.

1. Ограниченная стабильность тремолит-актинолитов (их железистость не превышает 30%) и необычайно широкая по температуре устойчивость аналогов ферроактинолита — среднежелезистых и железистых анкеритов с кварцем, распадающихся лишь в верхах ставролитовой фации с образованием клинопироксена — указывают на высокую величину P_{CO_2} во флюидах. С этим же связаны отсутствие волластонита в кальциево-силикатных породах и стабильность вместо него кальцита с кварцем.

2. Появление обогащенных глиноземом чермакитовых роговых обманок уже в середине зоны граната и их устойчивость там с существенно альмандиновым гранатом являются критериями высокого твердофазового давления в зеленосланцевой фации. В ставролитовой фации критериями высоких значений P_s (не ниже 4,5 кбар) являются стабильность парагенезисов $Ky+Zs+Q$, $Ilrb+Ky+Q$ и высокая магнетизальность граната в амфиболитах (F_{Gr} - до 72%). Появление парагенезиса граната с роговой обманкой, т.е. типичных альмандиновых амфиболитов, уже в зеленосланцевой фации (в ассоциации с железистым хлоритом и анкеритом) показывает, что термин "альмандин-амфиболитовая фация" в качестве обозначения амфиболитовой фации в кианит-силлиманитовых комплексах теряет свое значение.

3. В ставролитовой фации устойчив, хотя и в ограниченных пределах, парагенезис $Stm+Pl+Q$. Стабильность этой ассоциации в типичном ореоле кианит-силлиманитового типа одновременно с парагенезисом $Ky+Zs+Q$ показывает, что границы устойчивости куммингтонит-плагиоклазовой ассоциации отвечают гораздо большим давлениям, чем предполагалось [9, 21].

МЕТАМОРФИЗМ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ И ПАТОМСКОЙ ЗОН

Изучение метаморфических комплексов Патомской и Кодаро-Удоданской зон, для которых характерны соответственно кианит-силлиманитовый и андалузит-силлиманитовый типы глубинности, показало, что они являются разновозрастными и связаны постепенными переходами. Корреляция геологических разрезов обеих зон обсуждается в предыдущем разделе работы.

На рис. 53 приведена схематическая карта метаморфизма с элементами геологии для области сочленения северо-западной части Кодарского прогиба (район оз. Ничатка и истоков рек Сыгыхта, Амалык и Мельчикит) с юго-западным окончанием Патомской зоны (бассейн верхнего течения р. Нечера и Бол. Олонгда). Как видно на карте, пурпильская и вышележащие свиты тонодско-бодайбинской серии не прослеживаются непосредственно в пределы Кодарского прогиба, поскольку они разделены выступом архейских гранулитов чарской серии. Однако оба прогиба связаны единой, непрерывно протягивающейся с северо-запада на юго-восток полосой парагенезисов с телами метаморфизованных основных ортопород, которая в пределах Патомской зоны картируется как ходоканская свита, а в Кодарской зоне - как троговый комплекс (см. рис. 53). Именно в пределах этой полосы и происходит смена парагенезисов, фиксирующих смену глубинности метаморфизма.

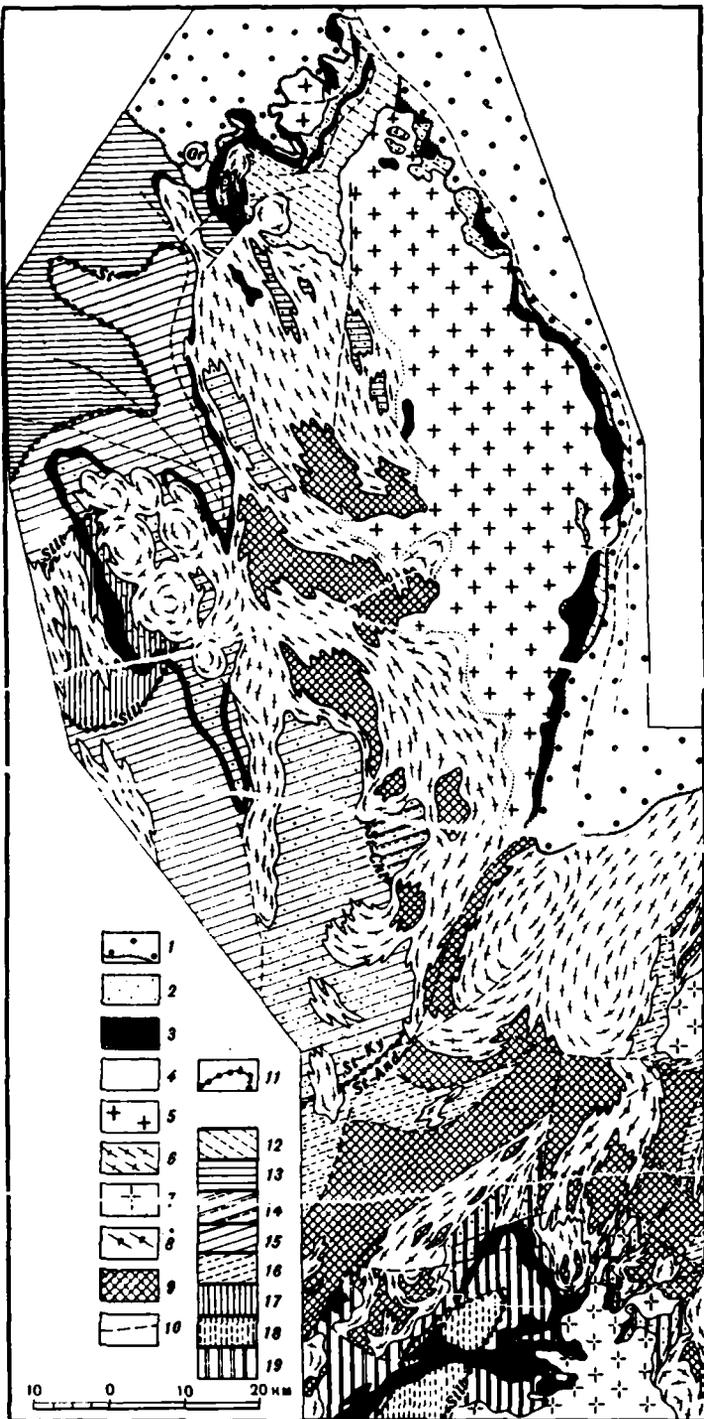
Как было показано в I части работы, ходоканская свита в районе оз. Догадынского и р. Бол. Олонгда, слагающая крупный антиклинальный выступ с телами гнейсо-гранитов, представлена монотонными биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, содержащими прослой ортоамфиболитов, и согласно перекрыта кварцитами и глиноземистыми сланцами пурпильской свиты. Метаморфизм этих пород отве-

чает ставролит–силлиманитовой субфации (западная часть карты на рис. 53). Полоса развития ходоканской свиты из бассейна р. Бол. Олонгда прослеживается на юго–восток, в долины рек Бя и Нечера. В этом направлении температура метаморфизма несколько снижается, и ставролит–силлиманитовая зона (как и к северу от р. Бол. Олонгда) вновь сменяется ставролит–кианитовой, с критическим для метапелитов парагенезисом $St+Ky+Gr+Bi+Mu$. Далее по простиранию на юго–восток, в районе верховьев р. Мельчикит, состав толши не меняется – в ней по–прежнему преобладают биотитовые и биотит–гранатовые гнейсы с телами ортоамфиболитов с метагаббровой или метаофитовой структурой. Однако в метапелитах, наряду со ставролитом и кианитом, начинает появляться андалузит, который устойчиво сосуществует с кианитом. Наконец, в самых истоках р. Мельчикит, где этот комплекс ранее, при картировании Кодарского прогиба, был выделен в качестве Мельчикитского трога [52], андалузит в метапелитах почти целиком вытесняет кианит. Таким образом, в пределах единого в стратиграфическом отношении комплекса, метаморфизованного в одинаковых температурных условиях средней части ставролитовой фации, смена кианита андалузитом указывает на постепенное изменение глубинности метаморфизма в юго–восточном направлении. Это позволяет провести границу, отделяющую ставролит–кианитовую зону от ставролит–андалузитовой (см. рис. 53).

Еще далее к юго–востоку, после выступа архея и полосы гранито–гнейсов (южная часть карты на рис. 53), вновь обнажаются биотито–

Р и с. 53. Карта метаморфизма области сочленения Кодаро–Удоканской и Патомской зон

1 – отложения верхнего протерозоя (рифей), патомская серия – поздний метагенез и хлорит–серпичитовая субфация; 2 – метапесчаники с телами ортоамфиболитов ходоканской свиты и трогового комплекса; 3 – кварциты, кварцевые метакогломераты, глиноземистые сланцы пурпольской свиты тонодско–бодайбинской серии и икабийской свиты удоканской серии; 4 – свиты надпурпольского разреза тонодско–бодайбинской серии и надикабийского разреза удоканской серии; 5–6 – раннепротерозойские синметаморфические гранитоиды патомского и ничатского комплексов; 5 – массивные, 6 – гнейсовидные граниты, гранито–гнейсы; 7 – раннепротерозойские постметаморфические гранитоиды кодарского комплекса; 8 – архейские плагиограниты; 9 – архейские кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма, чарская серия; 10 – линии тектонических контактов; 11 – изограды граната (Gr), ставролита (St), силлиманита ($Sill$), граница ставролит–хлоритовой зоны ($St - Chl$) и граница ставролит–кианитовой и ставролит–андалузитовой зон ($St - Ky$, $St - Andl$); 12–19 – метаморфические зоны: 12 – биотитовая, 13 – гранатовая, 14 – ставролит–хлоритовая, 15 – ставролит–кианитовая, нерасчлененная, 16 – ставролит–андалузитовая, нерасчлененная, 17 – ставролит–силлиманитовая, 18 – андалузитовая (без ставролита), 19 – силлиманит–биотит–ортоклазовая



вые и биотит-гранатовые гнейсы трогового комплекса с телами ортоамфиболитов. В прослоях метапелитов из полиморфов Al_2SiO_5 стабильны андалузит и sillиманит, тогда как кианит полностью исчезает. В районе Мельчикитского озера [29] эти вулканогенно-осадочные породы совершенно согласно перекрыты кварцитами, кварцевыми метагравелитами и высокоглиноземистыми сланцами икабийской свиты, начинающей разрез собственно удоканской серии. В метаморфическом отношении данный участок составляет уже часть регионального зонального ореола андалузит-силлиманитового типа Кодарского прогиба [22].

Таким образом, изучение метаморфизма области сочленения Кодаро-Удоканской и Патомской зон подтверждает геологическую и метаморфическую разновозрастность слагающих их толщ. Непрерывное прослеживание базальной вулканогенно-осадочной толщи (ходоканская свита, или троговый комплекс) из Патомского прогиба в Кодарский показало, что в сторону последнего глубинность метаморфизма (при одной и той же температуре) постепенно уменьшается, и патомский кианит-силлиманитовый тип глубинности сменяется сначала промежуточным по давлению кианит-андалузит-силлиманитовым, а затем - кодарским андалузит-силлиманитовым. Как в северо-западном, так и в юго-восточном окончаниях этой полосы (см. рис. 53) вулканогенно-осадочные породы согласно перекрыты пачкой кварцитов, кварцевых метагравелитов и высокоглиноземистых метапелитов (пурпильская и икабийская свиты).

Одновозрастность метаморфизма и геологического развития тонодско-бодайбинской серии с троговым комплексом и удоканской серией подчеркивается и тем, что они прорваны телами совершенно идентичных биотит-мусковитовых гранитов, которые в пределах Кодарского прогиба выделяются под названием ничатского комплекса, а в прилегающей части Патомской зоны слагают Лонгдорский массив.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

ГРАНИТОИДЫ, РАЗВИТЫЕ В ПРЕДЕЛАХ ПОДНЯТИЙ

Сравнение всех разновидностей нижнепротерозойских гранитоидов Лонгдорского, Тонодского и северной части Чуйского поднятий указывает на их возрастное и генетическое единство (рис. 53). Они являются синметаморфическими, относятся к одному петрохимическому типу, имеют одинаковый режим щелочности, близкие текстурно-структурные особенности, однотипный характер экзоконтактных изменений, и в них осуществляются сходные по минералогическому выражению аутометасоматические процессы с ярко проявленной кислотной направленностью.

В петрохимическом отношении граниты относятся к пересыщенному глинозему типу пород повышенной железистости ($F = 68-85\%$) и с близким коэффициентом агапайности (0,77-0,9). Хотя для мно-

гих массивов характерно устойчивое преобладание калия над натрием, соотношение K_2O/Na_2O подвержено заметным колебаниям, и имеется вся гамма переходов от более калиевых к натриевым разностям (см. табл. 29–34) за счет изменения количественных отношений микроклина и плагиоклаза. Обычно более натриевыми являются краевые фации массивов, но иногда такие различия выдерживаются и для массивов в целом. Так, Бульбухтинский, Лонгдорский, Окаевский и Кевактинский массивы относятся в целом к калиевому типу, Чуйский – к промежуточному, а Амандраковский – к более натриевому. Однако жильные фации всех массивов имеют, как правило, более натриевый состав, что особенно наглядно видно на примере Амандраковского (см. табл. 34), а также Бульбухтинского и Кевактинского массивов. Для всех гранитов характерен сходный набор аксессуаров, среди которых преобладают апатит, местами турмалин, а также циркон и сфен.

Постепенные переходы наблюдаются и в текстуре гранитов. Массивные порфиробластические граниты в краевых частях совершенно постепенно переходят в слабо или сильно гнейсовидные разности. Особенно заметна взаимосвязь текстуры со степенью метаморфизма окружающих пород. В биотитовой и гранатовой зонах, где граниты имеют отчетливо аллохтонный характер, им свойственны резкие контакты, массивная текстура и небольшое количество скиалитов и ксенолитов (Бульбухтинский, Окаевский и Кевактинский массивы), хотя и в них, особенно в зоне граната, нередко наблюдаются гнейсовидные фации. В условиях ставролит-хлоритовидной субфации (северная часть Чуйского поднятия) гнейсовидность проявлена более отчетливо в пределах всего массива, а в условиях высоких ступеней породы представлены типичными гнейсо-гранитами (западный склон Лонгдорского поднятия). В гнейсовидных разностях возрастает количество скиалитов и ксенолитов, а в их экзоконтакте широко развиты процессы магматического замещения, фельдшпатизации и порфиробластеза. Поэтому, например, в западном окончании Лонгдорского массива, в пределах ставролитовой зоны, граниты нередко переходят в очковые гнейсы и теньевые мигматиты. Однако по направлению на северо-восток, с переходом в зону граната, гнейсовидные краевые фации сменяются более массивными, количество скиалитов убывает, и они постепенно переходят в обычные порфировидные граниты Бульбухтинского массива. Никакие рвущие соотношения между этими двумя крайними текстурными типами гранитов не наблюдались.

Для всех гранитов характерно мощное развитие однопильных постмагматических процессов с ярко выраженной склонностью к кислотному выщелачиванию, выражающемуся главным образом в мусковитизации пород. Вследствие этого чисто биотитовые граниты очень редки в Патомском нагорье, и почти все они имеют двуслюдяную или мусковитовый состав. Ранняя щелочная стадия проявлена в порфиробластическом новообразовании микроклина с замещением олигоклаза калиевым полевым шпатом. По мере падения температуры усиливается кислотная тенденция автотометасоматоза, и калишпатизация сменяется альбитизацией, окварцеванием и мусковитизацией. При этом

заметна взаимосвязь характера постмагматических процессов с температурой окружающей метаморфической зоны. Например, для автохтонных гранитов, внедряющихся в породы зоны биотита или граната, максимум автометасоматических изменений падает на низкие температуры. В гранитах происходит замещение плагиноклаза серицитом или мелкочешуйчатым мусковитом с кварцем, биотита — хлоритом, сагелитом с серицитом с параллельным образованием сети секущих кварцевых, кварц-серицитовых, кварц-альбитовых жил и тонкой blastsmilonitizацией.

В автохтонных гранитах из ставролитовых зон наиболее ярко проявлен среднетемпературный этап с образованием средне- и крупночешуйчатого мусковита, нередко формирующего типичный кварц-мусковитовый замещающий комплекс. Иногда такие мусковит-пегматитовые шпильки развиты и в зоне граната, особенно в аляскитоидных разностях гранитов (например, в Амандракском и даже в Бульбухтинском массивах), но чаще всего они связаны с перекристаллизацией гранитов в ставролитовых зонах. Например, экзоконтакты Лонгдорского (на западном фланге) и Чуйского массивов насыщены значительным количеством жил мусковитовых пегматитов, количество которых убывает по мере смещения края массива в пределы гранатовой зоны.

Граниты Бульбухтинского, Окаевского, Лонгдорского, Амандракского, Кевактинского и Чуйского массивов имеют одинаковые рвущие соотношения с породами ходоканской, турпольской и медвежьей свит. Особенности контактовых зон всех упомянутых массивов являются их небольшая мощность (от нескольких метров до первых десятков метров) и "холодный" тип контакта. В его пределах наблюдаются фельдшпатизация, мусковитизация, биотитизация, турмалинизация и хлоритизация боковых пород с привнесом в них щелочей и бора, но никакое чисто термальное воздействие не наблюдалось. Минерализация в экзоконтакте обычно отвечает температуре соответствующей метаморфической зоны. Например, в биотитовой зоне в контактах с гранитами образуются мусковит и биотит, но не появляется гранат, в зоне граната — не формируется ставролит и т.д. Совершенно отсутствуют такие специфические контактовые минералы, как кордиерит, силлиманит или андалузит. Все эти особенности указывают на "низкотемпературный" характер гранитов и их пересыщенность летучими. Режим последних также близок для всех массивов, например в экзоконтактах всегда проявлена турмалинизация, что указывает на повышенное содержание бора во флюидной фазе.

Низкотемпературные и узкие метасоматические ореолы с преобладанием мусковитизации и биотитизации в контакте в одинаковой мере характерны для гранитов Лонгдорского, Амандракского, Кевактинского и Чуйского массивов и их жильных фаций. Рассмотрим этот не вполне обычный тип контактового воздействия на примере преобразования высокоглиноземистых сланцев турпольской свиты в условиях, когда метаморфизм вмещающих гранитов пород отвечал зоне граната. Описание таких пород интересно и в связи с тем, что в Патомском регионе они часто принимались за метаморфизованные коры выветривания.

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ НА ПОРОДЫ ПУРПОЛЬСКОЙ СВИТЫ В ЗОНЕ ГРАНАТА

В условиях зоны граната экзоконтактные процессы вокруг всех типов гранитов, внедряющихся в породы пурпольской свиты, выражаются главным образом в мусковитизации высокоглиноземистых сланцев. Однако при этом возникают не чистые мусковиты, а богатые магнием и железом фенгиты и феррифенгиты, что объясняет замещение ими таких железо-магнезиальных минералов, как хлоритоид и хлорит.

Параллельно с мусковитизацией в значительно меньших масштабах происходит новообразование хлорита и биотита, а при наиболее интенсивном процессе – альбита и микроклина. Последовательность минеральных изменений по мере усиления метасоматоза выдерживается во всех случаях очень четко, что указывает на однотипный характер метасоматической зональности, т.е. на одинаковые во всех контактах режим щелочности и $P-T$ условия процесса.

Самой ранней реакцией, указывающей на привнос K_2O , является замещение кианита мусковитом в наиболее удаленных от гранита частях метасоматических ореолов. Длинные призматические кристаллы кианита, количество которого в породе иногда достигает 50–70%, обрастают и замещаются бесцветным мусковитом, так что кианит полностью исчезает или остается лишь в небольших реликтах внутри крупночешуйчатого мусковита. При этом хлоритоид обычно сохраняется, и кианит-хлоритоидные сланцы превращаются в мусковит-хлоритоидные, имеющие характерный серебристый цвет и содержащие изъеденные остатки кианита.

С приближением к контакту с гранитом количество новообразованного мусковита возрастает, и он во все большей степени начинает замещать хлоритоид. В шлифах видны все стадии этого процесса: развитие тонких реакционных каемок вокруг хлоритоидных кристаллов и постепенное их разъедание, в результате чего от крупных хлоритоидных призм остаются небольшие, сильно резорбированные зерна внутри мусковит-фенгита. Часто такие разобренные реликты хлоритоида угасают одновременно, указывая на то, что они являются остатками большого монокристалла. Новообразованный мусковит отличается от первичного большим размером чешуек и зеленоватым цветом, который вызывается обогащением фенгитовой молекулой. Почти всегда вместе с мусковитом возникает заметное количество идиоморфного турмалина.

Одновременно происходит (в несколько более ограниченных пределах) замещение хлоритоида хлоритом. Как и в случае мусковитизации, хлорит сначала образует реакционные оторочки вокруг хлоритоида, а затем частичные или полные псевдоморфозы по нему.

В результате совместного действия этих реакций хлоритоид или полностью исчезает, или в количестве 1–5% сохраняется в форме мельчайших, микроскопических реликтов внутри чешуек мусковит-фенгита и хлорита. Это приводит к тому, что хлоритоид-кианит-мусковитовые сланцы, в которых хлорит обычно отсутствует, а мускови-

та содержится не более 20%, на коротком расстоянии переходят в фенгит–хлоритовые и фенгит–турмалин–хлоритовые сланцы.

Количественные соотношения мусковит–фенгита и хлорита в таких породах меняются в широких пределах и зависят от концентрации K_2O в растворе; в случае ее повышения равновесие смещается в сторону мусковит–фенгита, крупные новообразованные чешуйки которого замещают как хлоритоид, так и хлорит. Поэтому содержание мусковит–фенгита в этих породах колеблется от 30 до 60%, а хлорита – от 5 до 40%.

Фенгит–хлорит–кварцевые, не содержащие полевых шпатов сланцы – наиболее типичные метасоматические породы, образованные за счет кианит–хлоритоидных и хлоритоидных сланцев, и в таком виде нередко сохраняются вплоть до самого контакта с гранитами. Они всегда обогащены турмалином, количество которого резко увеличивается, а зерна укрупняются по мере усиления мусковитизации.

Нередко в фенгит–хлоритовых сланцах появляется также биотит. Однако он образуется среди хлорит–фенгитового агрегата лишь после полного замещения хлоритоида, и совместное присутствие биотита с хлоритоидом, даже в реакционных соотношениях, не наблюдалось в контактовых ореолах внутри зоны граната ни в одном шлифе.

Дальнейшее, еще более интенсивное изменение высокоглиноземистых сланцев, проявленное далеко не во всех ореолах, выражается в нарастающей и часто полной мусковитизации, альбитизации и в предельном случае – микроклинизации. Поэтому наиболее интенсивная метасоматическая переработка кианит–хлоритоидных сланцев в контактах с гранитами приводит к появлению фенгит–кварцевых, фенгит–альбит–кварцевых и фенгит–альбит–микроклин–кварцевых пород с переменным (обычно небольшим) количеством биотита. Примерно такой же состав имеют и ксенолиты сланцев и кварцитов пурпольской свиты в гранитах. Естественно, узнать в этих ошелоченных породах бывшие кианит–хлоритоидные сланцы очень трудно.

Изменение состава мусковит–фенгитов пурпольской свиты в контактовых ореолах вокруг гранитов

Калиевые слюды мусковит–фенгитового ряда, отобранные из метаморфических и метасоматически переработанных пород пурпольской свиты, сильно отличаются друг от друга, причем по мере усиления щелочного метасоматоза их состав меняется закономерно. В табл. 37 приведены результаты химического анализа четырех образцов мусковитовых слюд из пород разной степени метасоматической переработки. Чтобы выяснить, не присутствует ли наряду с мусковитом парагонит, были сделаны дифрактограммы большого количества белых слюд (в том числе анализированных) из всех характерных ассоциаций пурпольской свиты. Ни в одной из них парагонит не был обнаружен.

Состав мусковит–фенгитов из пород зеленосланцевой фации [22] представляет собой непрерывный ряд твердых растворов между собственно мусковитом $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ и феррифенгитом $K(Mg,$

Таблица 37

Химический состав (в вес. %) мусковит-фенгитов из зон контактового воздействия гранитов на породы пурпольской свиты в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации

Компоненты	Д-10/11	Г-46/10	Д-10/9	Д-10/10
SiO ₂	46,13	47,08	47,60	46,76
TiO ₂	0,76	0,40	0,70	1,24
Al ₂ O ₃	30,04	29,55	26,10	26,53
Fe ₂ O ₃	3,70	2,89	6,37	6,14
FeO	2,12	3,21	1,40	2,17
MnO	Не обн.	0,04	0,02	0,04
MgO	1,04	1,57	2,70	2,56
CaO	Не обн.	0,12	0,58	0,16
Na ₂ O	0,28	0,14	0,18	0,14
K ₂ O	11,12	10,42	11,08	11,24
H ₂ O ⁺	4,75	4,63	3,70	3,43
F	Не обн.	0,50	0,20	0,13
-F/O ₂	99,94	100,55	100,63	100,54
		0,21	0,08	0,05
Сумма	99,94	100,34	100,55	100,49
^a Si	21,8	20,8	19,5	21,2
^a VI Al	23,0	25,0	35,5	37,5
^a Na	3,5	2,2	2,0	2,0
Fe/(Fe+Mg), %	74	67	59	63

Парагенезисы: обр. Д-10/11 - $Phn \pm Chl + Ilm + Q$ (хлорит - в виде реликтов в фенгитовой массе); обр. Г-46/10 - $Phn \pm Bi + Ab + Mgt + Q$; Д-10/9 - $fPhn + Q$; обр. Д-10/10 - $fPhn + Mikr + Ab + Q$ (полевые шпаты - в виде новообразований среди метакристаллитовых зерен кварца).

Все пробы отобраны в бассейне р. Истанах (приток р. Нечера).
Аналитик А.И. Гусева.

$\text{Fe}_{0,5}\text{Fe}_{0,5}^{3+}\text{Al}(\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. В литературе имеются анализы всех промежуточных разностей вплоть до чистого феррифенгита. Для пересчета составов анализированных слюд на миалы в табл. 37 приведены некоторые константы, отражающие важнейшие типы изоморфизма в мусковитах [22]: $a_{\text{Si}}^{\text{VI}}$ (степень замещения Si в тетраэдре глиноземом), $a_{\text{Al}}^{\text{VI}}$ (степень замещения Al_{VI} в октаэдре магнием, железом и титаном), a_{Na} (степень замещения калия натрием, т.е. содержание парагонитовой молекулы). Степень фенгитовости

лучше всего отражает величина $a_{\text{Al}}^{\text{VI}} = \frac{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}_{\text{VI}}}$ %,

которая для чистого мусковита равна 0, а для чистого феррифенгита - 50. Поэтому, например, в переводе на миалы значение $a_{\text{Al}}^{\text{VI}} = 7,5$ (см. табл. 7, обр. Д-13/2) соответствует 15%, $a_{\text{Al}}^{\text{VI}} = 37,5$ (обр. Д-10/10) - 75% феррифенгитовой молекулы.

В метаморфических породах пурпольской свиты, не затронутых метасоматозом, состав мусковит-фенгитов (см. табл. 6, 7, 11, обр. Г-16/37, Д-13/2, Д-59/14, Г-33/11) полностью определяется парагенезисом. Как видно на рис. 54, 1, отношение $(\text{Mg} + \text{Fe}) / \text{Al}$ имеет минимальное значение в парагенезисе $\text{Ku} + \text{Chld} + \text{Q}$, среднее - в парагенезисе $\text{Chld} + \text{Chl} + \text{Q}$, максимальное - в ассоциации $\text{Chl} + \text{Gr} + \text{Q}$ (еще менее глиноземистая ассоциация $\text{Chl} + \text{Gr} + \text{Bi} + \text{Q}$ в пурпольской свите практически отсутствует). В полном соответствии с этим меняется и содержание в мусковитовых слюдах $(\text{Mg} + \text{Fe})$, т.е. примесь феррифенгитовой молекулы. В парагенезисе $\text{Ku} + \text{Chld} + \text{Mu} + \text{Q}$ (обр. Д-13/2, Г-16/37) величина $a_{\text{Al}}^{\text{VI}}$ - 7,5-8,0% (15-16% феррифенгита), в парагенезисе $\text{Chld} + \text{Chl} + \text{Mu} + \text{Q}$ (обр. Д-59/14) - 9,5% (19% феррифенгита) и в парагенезисе $\text{Chl} + \text{Gr} + \text{Mu} + \text{Phn} + \text{Q}$ - 18,5 (37% феррифенгита).

Составы этих слюд точками нанесены на диаграмму K - Al - (Mg, Fe) (см. рис. 54, 1), где условно показаны вся непрерывная серия мусковит - фенгит - феррифенгит и парагенезисы изученных пород, из которых отобраны мусковит-фенгиты.

В затронутых щелочных метасоматозом и сильно перекристаллизованных высокоглиноземистых сланцах стабильны уже только фенгиты и феррифенгиты, образовавшиеся при замещении хлоритоида, хлорита и ранних, менее фенгитовых мусковитов. Совершенно определенно устанавливается, что с усилением степени метасоматической перекристаллизации фенгитовость слюд все более возрастает. Это можно показать на примере четырех образцов фенгитов (Д-10/9, Д-10/10, Д-10/11, Г-46/10), отобранных из сильно измененных пурпольских метагравелитов, кварцитов и сланцев на р. Истангах, в контактовом ореоле, рассмотренном выше.

Так, в обр. Д-10/11 в слюде из фенгит-кварцевого сланца, содержащего реликты высокожелезистого хлорита [26, рис. 6], примесь железа и магния еще сравнительно невелика ($a_{\text{Al}}^{\text{VI}} = 23,0\%$,

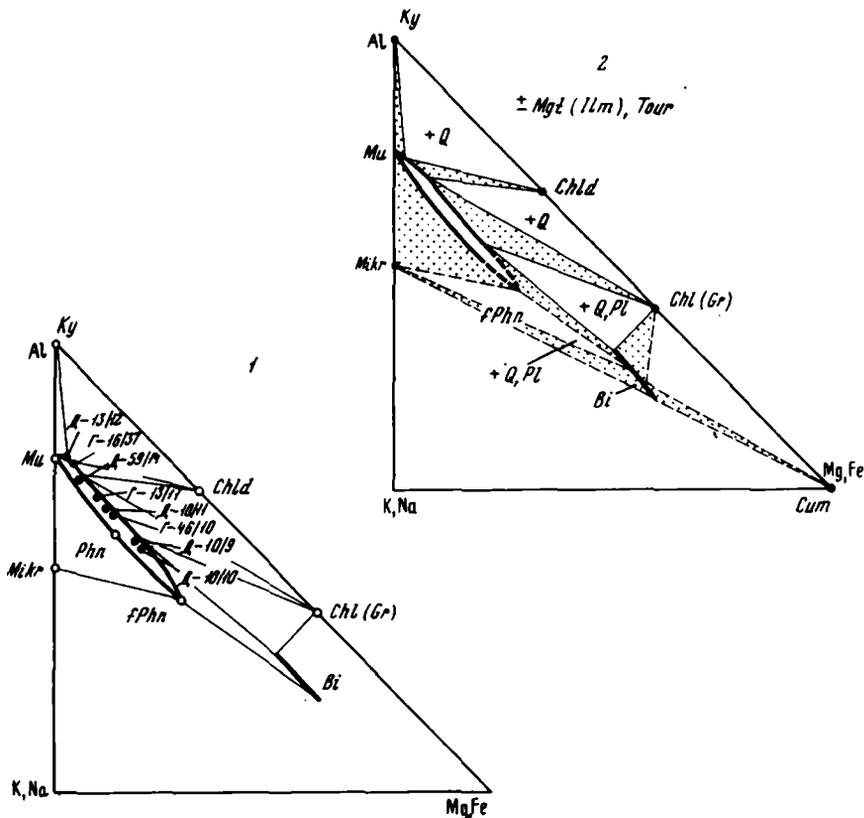


Рис. 54. Фазовые равновесия в метаморфических и контактово-измененных породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (1) и составы минералов из них (2) (см. табл. 37)

содержание феррифенгитовой молекулы 46%). С появлением биотита и альбита и полным замещением хлорита и хлоритоида (обр. Г-46/10) кристаллизуются более фенгитовые слюды: $a_{Al}^{VI} = 25\%$, содержание феррифенгита 50%. В сланце еще более сильной степени перекристаллизации, хотя и без биотита (обр. Д-10/9), появляются уже типичные феррифенгиты: $a_{Al}^{VI} = 35,5\%$, содержание феррифенгитовой молекулы 71%. Наконец, в парагенезисе $fPhn + Mikr + Ab + Q$ (обр. Д-10/10), отражающем максимальную степень перекристаллизации и ошелачивания высокоглиноземистых сланцев, встречены наиболее богатые магнием и железом слюды мусковит-фенгитового ряда, содержащие (в вес. %): $Fe_2O_3 - 6,14$; $FeO - 2,17$; $MgO - 2,56$. Это соответствует величине $a_{Al}^{VI} = 37,5\%$ (содержание феррифенгита 75%). Слюды из метасоматических пород также нанесены на диаграмму (см. рис. 54, 1).

Параллельно с возрастанием фенгитовости слюд закономерно уменьшается их натриевость. Наибольшая примесь парагонита (19,5%) характерна для мусковита из парагенезиса $Ku + Chld + Mu + Q$ (обр. Г-167/37), а наименьшая (2,0%) — для феррифенгита из парагенезиса $fPhn + Mikr + Ab + Q$ (обр. Д-10/10).

В соответствии с составами и парагенезисами мусковит-фенгитов их полные фазовые равновесия в метаморфических и метасоматических породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации Патомского нагорья показаны на диаграмме $K - Al - (Mg, Fe)$ (см. рис. 54, 2). Наименее фенгитовые слюды, близкие к чистому мусковиту, устойчивы в парагенезисах $Ku + Chld + Q$ и $Chld + Chl + Q$. В метаморфической ассоциации $Chl + Gr + Q$ и метасоматической ассоциации $Mu - Phn + Chl + Q$ с реликтовым (но еще устойчивым) хлоритом образуются мусковит-фенгиты, а в парагенезисе с биотитом — только фенгиты, содержащие не менее 50% феррифенгитовой молекулы. Наконец, в парагенезисе $Mikr + Phn + Q$ степень фенгитовости слюд не ограничена и может достигать любых, в том числе максимальных значений. Чистые феррифенгиты должны быть стабильны, как это видно на рис. 54, 2, в парагенезисе $Bi + Mikr + fPhn + Q$ ($\pm Ab$). Однако в имеющихся образцах эта критическая ассоциация не была встречена, и потому стабильность стопроцентных феррифенгитов в патомских породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации остается под вопросом.

Однако в биотит-микроклиновых ортогнейсах той же температурной ступени в Швейцарских Альпах [22] был обнаружен феррифенгит, полностью отвечающий его теоретической формуле. Поэтому на диаграмме рис. 54, 2 условно показана полная устойчивость всего ряда мусковит — феррифенгит и в породах Патомского нагорья. Аналогия с альпийскими сланцами альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации вполне уместна, так как метаморфические ореолы Швейцарских Альп и Патомского нагорья относятся к хлоритовому типу глубинности.

Как следует из диаграммы на рис. 54, 2, наиболее фенгитовые, т.е. богатые Mg и Fe, слюды устойчивы в ассоциациях с максимальным отношением $(Mg + Fe)/Al$ (например, $Phn + Chl + Bi$ или $fPhn + Mikr + Bi$), независимо от того, каким путем образовались вмещающие их породы — метаморфическим или метасоматическим.

Парагенетический анализ метасоматически-измененных пород в контактах с гранитоидами

Последовательность метасоматических реакций и смена парагенезисов с приближением к контакту устойчиво повторяется в ореолах всех типов гранитоидов, что позволяет выделять ряд метасоматических ступеней равновесия (метасоматических зон). Парагенетический анализ выявил следующие закономерности минеральных ассоциаций, отступление от которых не наблюдалось: а) альбит образуется в сланцах только после полного замещения хлоритоида, но с хлоритом и альмандином он устойчив; б) биотит также появляется

лишь в тех прослоях, где хлоритоид полностью замещен хлоритом и мусковит-фенгитом; в) микроклин возникает лишь после окончательного замещения хлорита и альмандина биотитом и феррифенгитом.

Между зонами обычно нет резких границ, переход между ними постепенный, в их составе можно обнаружить реликты более ранних минералов, что связано, по-видимому, с неравномерной проницаемостью и пористостью кварцитов и сланцев. Поскольку границы между породами разных стадий метасоматического изменения размыты, их лучше называть не зонами, а метасоматическими ступенями.

Последовательность метасоматических ступеней. Состав пород в пределах каждой ступени, как правило, очень устойчив. Однако их последовательность может меняться при изменении состава растворов. Конечным результатом перекристаллизации высокоглиноземистых сланцев являются феррифенгит-полевошпат-кварцевые породы с биотитом или без него. В соответствии с этим смена ступеней на диаграмме $K - (Mg, Fe) - Al$ (рис. 55, 1) отвечает либо линии $I-V$ (конечный результат - образование биотит-феррифенгит-полевошпат-кварцевого сланца), либо линии $I-Va$ (конечный результат - феррифенгит-полевошпат-кварцевый сланец без биотита).

Преобразование пурпольских пород с нарастанием метасоматоза происходит в следующем порядке.

Ступень I. Совершенно неизменный кианит-хлоритоидный сланец с переменным содержанием мусковита; возможно присутствие небольшого количества хлорита. Парагенезис $Ku + Chld \pm (Chl) + Mu + Q$.

Ступень II. Хлоритоид-мусковитовые сланцы с реликтами кианита. Привнос K_2O приводит сначала к частичному, а затем к полному замещению кианита мусковитом, тогда как хлоритоид и хлорит устойчивы. Конечная ассоциация $Chld \pm (Chl) + Mu + Q$.

Ступень III. Фенгит-хлорит-кварцевые сланцы с реликтами хлоритоида, часто с новообразованными кристаллами турмалина и магнетита. Мусковит сильно обогащен фенгитовой молекулой. При интенсивном привносе K_2O мусковит-фенгит замещает не только хлоритоид, но частично и хлорит, так что количественные соотношения хлорита и фенгита в породе широко колеблются (см. рис. 55, 1, точки III, IIIa). Если хлоритоид замещен полностью, в этих породах возможно появление метасоматического альбита. Конечный парагенезис $Chl + Mu - Phn \pm Ab + Q$.

Далее в зависимости от возникающего в процессе метасоматоза соотношения $K/(Mg + Fe)$ состав пород варьирует. При пониженном отношении $K/(Mg + Fe)$ последовательность ступеней следующая.

Ступень IV. Биотит-хлорит-фенгит-кварцевые сланцы, иногда с альбитом. Появление порфиробластов биотита в хлорит-фенгитовой массе возможно лишь после полного исчезновения хлоритоида. Одновременно с биотитизацией количество хлорита заметно понижается. Стабильный парагенезис $Bi \pm Chl + Phn + Ab + Q$.

Ступень V. Феррифенгит-биотит-микроклин-альбит-кварцевые сланцы с порфиробластами микроклина, новообразование которого начинается только после окончательного замещения хлорита феррифенгитом и биотитом. Конечный парагенезис $fPhn + Bi + Mikr + Ab + Q$.

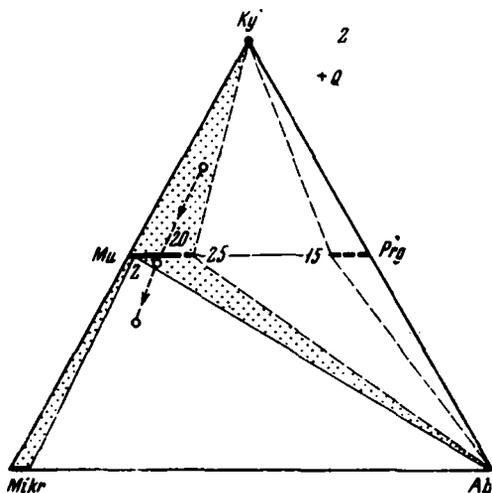
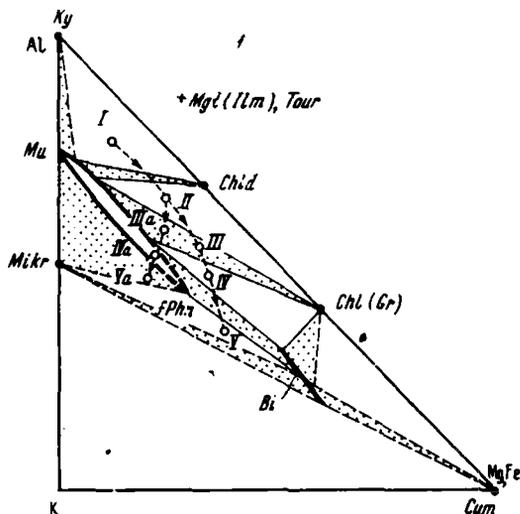


Рис. 55. Изменения состава метасоматических зон приконтактового воздействия гранитоидов патамского комплекса на высокоглиноземистые сланцы пурловской свиты (1) и изменения натриевости мусковит-фенгитов в метасоматических зонах (2)

При повышенном отношении $K/(Mg + Fe)$, что более обычно, биотит не возникает.

Ступень IVa. Феррифенгит-кварцевые и феррифенгит-альбит-кварцевые сланцы. Образование все более богатых фенгитом слюд сопровождается полным замещением хлорита. Стабильный парагенезис $\{Phn \pm Ab + Q\}$.

Ступень Va. Феррифенгит-альбит-микроклин-кварцевые сланцы с новообразованными зернами микроклина и наиболее фенгитовыми слюдами. Стабильный парагенезис $\{Phn + Mikr + Ab + Q\}$.

Таким образом, возможны два варианта метасоматических колонок в контакте высокоглиноземистых сланцев и гранитов.

В случае пониженного отношения $K/(Mg + Fe)$ в метасоматических породах последовательность ступеней равновесия следующая (от сланца к граниту):

- I. $Chld + Ky + (Chl) + Mu + Q$;
- II. $Chld + (Chl) + Mu + Q$;
- III. $Chl + Mu + Phn + Ab + Q$;
- IV. $Bi + Phn \pm Chl + Ab + Q$;
- V. $Bi + fPhn + Mikr + Ab + Q$.

При повышенном отношении $K/(Mg + Fe)$ во всех зонах отсутствует биотит:

- I. $Chld + Ky + (Chl) + Mu + Q$;

II. $Chld + (Chl) + Mu + Q$;

IIIa. $Chl + Mu - Phn + Ab + Q$;

IVa. $fPhn + Ab + Q$;

Va. $fPhn + Mikr + Ab + Q$.

Обычно породы ступеней II и III (IIIa) отвечают внешним частям метасоматических ореолов, и в них всегда можно обнаружить реликты самых типичных минералов пурпольской свиты — кианита и хлоритоида. Породы ступени IV (IVa) развиты в средней и внутренней частях ореолов и из первичных минералов содержат реликты только хлоритов; однако первичные хлориты часто невозможно отличить от вторичных, образовавшихся при замещении хлоритоида в условиях ступени III (IIIa). Наконец, породы ступени V (Va) возникают только у непосредственного контакта с гранитом, и они уже не содержат никаких реликтов высокоглиноземистых минералов; такой же состав имеют ксенотиты пурпольских пород в апикальных частях гранитов.

Ширина метасоматических ореолов в целом колеблется от 2–3 до 50 м, чаще всего 3–15 м. При пологом залегании пурпольских пород по отношению к гранитам мощность ореолов минимальна, при крутом — максимальна. Если граниты в апикальной части содержат мало микроклина, то микроклинизация сланцев не проявлена и зона V (Va) выпадает. При пониженной концентрации щелочей в растворах полное замещение хлорита может не происходить, и вплоть до непосредственного контакта с гранитом боковые породы имеют фенгит-хлорит-кварцевый или биотит-фенгит-хлорит-кварцевый состав (с альбитом или без него), что означает выпадение и зоны IVa. Последний вариант (когда хлорит сохраняется на расстоянии 2–3 м от интрузий) весьма обычен, в частности в контактах пурпольской свиты с гранитами на р. Челончен.

Поведение компонентов. Как можно судить по изменению состава пород на диаграмме рис. 55, 1, перекристаллизация высокоглиноземистых сланцев сопровождается привнесом в них главным образом K_2O и MgO . На привнос K_2O ясно указывают нарастающее от ступени к ступени замещение кианита, хлоритоида и хлорита мусковит-фенгитом и последующая микроклинизация. Привнос MgO выражается в замещении хлоритоида хлоритом, появлении биотита за счет хлорита и фенгита, в нарастающей фенгитизации мусковитовых слод. В результате парагенезисы пород каждой последующей ступени на диаграмме $Al - K - (Mg, Fe)$ сдвигаются от Al -угла вниз, в сторону обогащения K и Mg (см. рис. 55, 1, линии I-V, I-Va).

В отношении степени подвижности компонентов анализ метасоматических колонок показывает, что инертными компонентами в течение всего процесса являются Al, Mg, Fe, Na, Si . Стабильность на каждой ступени не более четырех (не считая кварца) минералов (например, $Chld + Chl + Mu$, $Chl + Phn + Bi + Ab$, $fPhn + Bi + Mikr + Ab$) и зависимость фазовых равновесий между ними от соотношения инертных Mg, Fe, Al, Na указывают на вполне подвижное поведение и привнос K_2O .

В процессе усиления метасоматоза заметно возрастает активность бора. Это выражается в увеличении от зоны к зоне количества тур-

малина, что иногда приводит к образованию в хлорит-фенгитовых сланцах больших скоплений этого минерала.

Смена парагенезисов в направлении к внутренним частям ореолов отражает не что иное, как приближение высокоглиноземистых пород по составу к граниту, поскольку конечная метасоматическая ассоциация $Bi + fPhn + Mikr + Ab + Q$ (ступень V) является также типичным парагенезисом всех патомских гранитов. Однако в отличие от самих гранитов в боковых породах не проявилось кислотное выщелачивание, сопровождаемое выносом калия и сильных оснований.

Интересные особенности в соотношении Na_2O и K_2O при метасоматозе можно выяснить, используя диаграмму $Ky - Mikr - Ab$ (см. рис. 55, 2), построенную по равновесиям в изученных породах. На диаграмме пунктиром показаны возможные ассоциации с парагонитом, отсутствие которого в пурпольской свите при данных $P-T$ условиях связано исключительно с низким исходным содержанием Na_2O .

В чисто метаморфических породах наибольшая натриевость в анализированных слюдах - 19,5% (см. табл. 6, обр. Г-16/37), хотя в том же парагенезисе $Ky + Mu + Q$ она может достигать, по-видимому, 25%. При усилении метасоматической перекристаллизации количество мусковит-фенгита в породе растет, а содержание Na_2O в слюде быстро уменьшается (см. табл. 37), достигая 3,5-2,2% в парагенезисе $Phn + Q$ или $Phn + Ab + Q$. Наконец, в четырехфазовом парагенезисе $fPhn + Mikr + Ab + Q$ натриевость феррифенгита минимальна - 2%. Как показано стрелкой на рис. 55, 2, подобное изменение натриевости мусковит-фенгитов связано с общим увеличением количества слюды по мере привноса K_2O . При появлении микроклина количество мусковита вновь уменьшается, но несмотря на это в критическом парагенезисе $Mu - Phn + Mikr + Ab + Q$ натриевость постоянна независимо от количественных соотношений мусковит-фенгита, микроклина и альбита.

Таким образом, на диаграмме $Ky - Ab - Mikr$ (см. рис. 55, 2) видно, что появление альбита и понижение натриевости фенгитов не сопровождаются изменением количества Na_2O в высокоглиноземистых сланцах, а связаны лишь с повышением отношения K/Al при метасоматозе.

Изотермический характер метасоматической зональности. Изучение парагенезисов метасоматических пород показывает, что их образование шло при температуре, соответствующей температуре регионального метаморфизма боковых пород, т.е. в условиях альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации.

Даже при минимальной ширине метасоматического ореола (2-5 м) в высокоглиноземистых сланцах нет никаких признаков эндотермических реакций - появления ставролита, силлиманита или сравнительно магнезиального гранита, не говоря уже о кордиерите. Хлоритоид всегда замещается только хлоритом или мусковит-фенгитом и никогда не распадается на $St + Gr$ или $St + Chl$. Новообразованные и реликтовые хлориты имеют, как и в неизмененных сланцах, железистость 40 - 80%; например, в ореоле на р. Истанах в метасоматических фенгит-хлоритовых сланцах встречаются изъеденные чешуйки хлорита

железистостью 80% (см. табл. 7, обр. Д-10/11), что полностью отвечает его железистости в окружающих сланцах, метаморфизованных в условиях нижних ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. В метасоматических породах (ступень IV) никогда не возникает ассоциация $Bi + Chld$ вместо $Chl(Gr) + Mu-Phn$ (см. рис. 54, 1 и рис. 55, 1), поскольку хлоритоид-биотитовый парагенезис стабилен только в ставролитовой фации, а в альмандин-хлоритоидной субфации еще неустойчив.

Состав фенгитов и феррифенгитов, образующихся вблизи гранитов, также указывает на низкие температуры: по данным, полученным в других регионах [22], слюды, содержащие 75% феррифенгитовой молекулы и имеющие натриевость 2% в парагенезисе $Phn + Mikr + Ab + Q$ (как в обр. Д-10/10, см. табл. 37), устойчивы только в условиях зеленосланцевой фации, в частности в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации.

Детальное исследование всех контактовых ореолов показало, что метасоматическая зональность данного типа является не наложенной на какие-то более ранние высокотемпературные метасоматиты, а монофациальной. Все ступени равновесия, сменяющие одна другую, отражают одноактный процесс воздействия потока растворов в изотермических условиях без признаков как более высокотемпературных, так и более низкотемпературных наложений. Ассоциации всех метасоматических ступеней (от I до V) и состав минералов в них характерны исключительно для температурных условий альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации.

ГРАНИТОИДЫ КУАНДИНСКОГО, НИЧАТСКОГО, МАМСКО-ОРОНСКОГО И ЧУЙСКО-КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСОВ В ПАТОМСКОМ НАГОРЬЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНАХ

Для выявления возможности корреляции гранитоидных формаций рассмотрим кратко особенности главных комплексов гранитоидов Патомского нагорья и сопредельных регионов.

Куандинский и ничатский комплексы гранитоидов

На основании работ Л.И. Салопы [44] и последующих исследований [21, 52] в пределах всей Кодаро-Удоканской зоны выделялся только один синметаморфический комплекс гранитоидов - куандинский. К нему относятся [44, с. 36]: "... биотитовые и двуслюдяные, обычно сравнительно лейкократовые гнейсовидные граниты, часто сопровождаемые пегматоидными гранитами и пегматитами". Они прослеживаются далеко на восток, в пределы Становой зоны, где выделяются под названием "древнестановых гранитов" [21, 22]. В куандинских гранитах плагиоклаз несколько преобладает над микроклином, но во многих разновидностях их количества равны, или даже доминирует микроклин. По данным 27 анализов [44], среднее содержание в них (в вес.%) K_2O - 3,73, Na_2O - 3,56. Акцессории - ортит, магнетит, апатит и турмалин.

Для куандинских гранитов характерно постоянное развитие автометасоматических кислотных процессов – главным образом мусковитизации и окварцевания с замещением биотита и плагиоклаза среднечешуйчатым мусковитом. Многие массивы содержат тела мусковитовых и турмалин-мусковитовых пегматитов или окружены ими. В контактах проявлены гранитизация и фельдшпатизация, развиты мигматиты.

Куандинские граниты широко развиты в пределах Кодаро-Удоканской зоны; однако в ее северо-западной части они отсутствуют, и их место занимают гранитоиды ничатского комплекса, выделенные впервые Л.Б. Белоножкой [1]. Во многом они похожи на куандинские, отличаясь лишь пегматоидным строением и более калиевым составом и являются, очевидно, фациальной разновидностью последних. И те, и другие относятся к категории синметаморфических и не оказывают на боковые породы непосредственного термального воздействия.

На северо-востоке Кодаро-Удоканской зоны ничатские граниты прорывают нижнепротерозойские породы удоканской серии и трогового комплекса, а также архейские, частично диафторированные гранулиты [1, 54]. В районе оз. Ничатка, где граниты развиты наиболее широко, метаморфизм нижнего протерозоя довольно высокотемпературный и отвечает биотит-андалузит-ставролитовой или промежуточной по давлению биотит-кианит-андалузит-ставролитовой субфации, а также биотит-мусковит-гнейсовой и биотит-силлиманит-ортоклазово-фациям (рис. 53).

По данным Л.Б. Белоножки [1], совпадающим с нашими наблюдениями, синорогенные и синметаморфические ничатские граниты – это преимущественно лейкократовые биотит-мусковитовые или мусковитовые пегматоидные граниты, местами переходящие в гнейсовидные и мелкозернистые разновидности. Среди пород указанных выше высокотемпературных фаций они слагают конкордантные массивы, окруженные полями послонных инъекций, крупно- и гигантозернистых пегматитовых, полевошпатовых и мусковит-полевошпатовых жил, и содержат большое количество сквалитов боковых пород. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда графическая. Состав (в объемн.%): мусковит – 30–50, олигоклаз – 20–30, кварц – 25–35, биотит, мусковит – до 10. Наиболее типичные аксессуарии – апатит, циркон, сфен, гранат и турмалин. Цвет гранитов – серый, черно-серый или розоватый. Типичные автометасоматические процессы – микроклинизация, альбитизация, мусковитизация и окварцевание.

K-Ar определения возраста ничатских гранитов дают однообразные значения в интервале 1800–2100 млн. лет (более 20 проб), что совпадает с аналогичными датировками для куандинских гранитов. Согласно геологическим наблюдениям, гальки и валуны ничатских гранитов постоянно встречаются в базальных конгломератах баллаганахской подсерии рифея в районе северной части оз. Ничатка [52]

Таким образом, именно ничатские граниты являются тем нижнепротерозойским интрузивным комплексом, который представлен в непосредственном стыке Кодаро-Удоканской и Патомской зон.

Каковы же соотношения этих гранитоидов с известными массивами Патомской зоны? Как видно на рис. 53, южная часть Лонгдорского и Бульбухтинского массивов прослеживается в бассейн р. Богаюкта, и именно эти граниты выделяются там в качестве типичного ничатского комплекса [1]. Они составляют не только единое гранитное поле, но и полностью идентичны с ничатскими гранитами по химическому составу (см. табл. 29 и 30), важнейшим петрологическим особенностям и внешнему облику. Из района р. Богаюкта в северо-западном направлении происходит быстрое омоложение К-Аг датировок ничатских (лонгдорско-бульбухтинских) гранитов, с целой гаммой промежуточных значений от 1900 до ~300 млн. лет (см. рис. 37). В бассейне среднего течения р. Нечера (у устья руч. Бол. Лонгдор) граниты и вмещающие их породы дают палеозойский К-Аг возраст, и лишь отдельные уран-свинцово-ториевые определения по цирконам из Лонгдорского массива сохраняют истинные значения - 1850 ± 180 млн. лет (данные Т.П. Жадновой, анализы Н.И. Ступникова и С.И. Зыкова).

В то же время поля развития ничатских гранитов из района оз. Ничатка через бассейн рек Амалык и Мельчикит непрерывно прослеживаются на юг-юго-запад, в район оз. Орон, где они были сначала выделены Л.И. Салопом в качестве самостоятельного оронского комплекса, а впоследствии объединены им в единый мамско-оронский комплекс [44]. Оронские граниты у оз. Орон прорывают те же породы удоканской серии и трогового комплекса и по всем своим петрологическим характеристикам ничем не отличаются от ничатских.

Мамско-оронский комплекс гранитоидов

Эти граниты были выделены Л.И. Салопом [44] в качестве верхнепротерозойских на том основании, что они размещаются среди патомской серии, рассматриваемой этим исследователем в качестве верхнепротерозойской. К-Аг датировки этих гранитов из внутренней зоны нагорья и Мамской кристаллической полосы дают обычно значения порядка 350-400 млн. лет [8], и всеми исследователями признается, что эти даты являются омоложенными и не отражают истинного возраста гранитов.

Согласно характеристике Л.И. Салопа [44] и Ю.П. Казакевич и др. [17], к типичному мамско-оронскому комплексу относятся двуслодные, биотитовые или мусковитовые пегматондные граниты, часто переходящие в гнейсовидные или порфиroidные разновидности. Пегматиты обычно окаймляют большие массивы или приурочены к их периферии. Очень характерны скиалиты и включения боковых пород. Структура гранитов гипидноморфнозернистая или порфиroidная, а среди пегматитов обычна графическая структура. Соотношения полевых шпатов меняются - от равных количеств до заметного преобладания одного из них. Средний состав (в объемн.%): плагиоклаз - 35-40, микролин - 0-50, кварц - 25-40, биотит и мусковит - 3-15. Акцессория - апатит, циркон, сфен, магнетит, турмалин, гранат.

Контакты мамско—оронских гранитов с боковыми породами как резкие, так и постепенные, с зонами порфиробластеза. Хотя многие их массивы находятся среди средне- и высокотемпературных пород, "... во многих случаях очевидно, что граниты не могут быть ответственны за интенсивный метаморфизм вмещающих пород... а контуры изоград не вполне коррелируются с границами максимального развития гранитов" [44, с. 134—135]. Действительно, хотя мамско—оронские граниты встречаются в разных метаморфических зонах, их синорогенная и синметаморфическая природа не вызывает сомнений. Подобное заключение, как было показано ранее, в полной мере можно отнести и к гранитоидам Лонгдорско—Бульбухтинского массива.

Аутометасоматические процессы проявлены в виде микроклинизации ранних плагиоклазов, альбитизации, окварцевания, а также мусковитизации полевых шпатов и биотита. Наиболее интенсивно мусковитизация развита в пегматитах, где процесс кварц—мусковитового замещения приводит к образованию месторождений промышленного мусковита.

Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов

Этот комплекс гранитоидов был выделен также Л.И. Салопом в составе нижнепротерозойской гранитной формации [44]. Однако, как показало последующее детальное изучение отнесенных к нему крупных массивов — Чуйско—Витимского, Хайвергинского, Кевактинского (Чуйско—Патомская зона), а также Кодарского, Каларского и др. (Кодаро—Удоканская зона), в составе комплекса были неправомерно объединены совершенно разнородные граниты. Если граниты Чуйско—Патомской зоны, как показано выше, синметаморфические и двуслюдяные, то отнесенные к этому комплексу граниты Кодаро—Удоканской зоны постметаморфические и существенно биотит—амфиболовые. Особенно это хорошо видно на примере Кодарского массива, впервые описанного М.М. Мануйловой [35], а затем В.Т. Свириденко [46]. Кодарский массив относится к категории сравнительно малоглубинных, рапакивиобразных, многофазных гранитов [46]. Главная фаза — биотит—роговообманковые и биотитовые граниты, в краях переходящие в гибридные гранодиориты и граносиениты, местами афанитовой структуры. Следующие фазы — гранит—порфиры, аплиты, псевдосферолитовые порфиры и зональные дайки, состоящие из эссекситов (в центре) до конга—диабазов и авгитовых порфиритов (в зоне закалки). В экзоконтактах образуются зональные роговики с участием пироксен— и мусковит—роговиковых фаций и скарны, наложенные на более глубокий регионально—метаморфический ореол [52]. По своим особенностям кодарские граниты относятся к сухим, горячим расплавам, почти без постмагматических изменений; температура их кристаллизации 850—900°C, глубина кристаллизации 2,5—3 км. Они во многих местах прорывают биотит—мусковитовые синметаморфические гнейсо—граниты куандинского комплекса; их внедрение значительно оторвано во времени от регионального метаморфизма и синметаморфических гранитоидов. Однако К—Аг датировки кодарских гра-

нитов не отличаются заметно от куандинских, укладываясь в интервале 1900±100 млн. лет.

Тем не менее ясно, что кодарский комплекс постокладчатых и постметаморфических гранитоидов резко отличается по своему положению и природе от всех разновидностей нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья и северо-востока Чуйского поднятия, и поэтому термин "чуйско-кодарский комплекс" полностью потерял свое значение.

ВОЗРАСТНОЕ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЫ

Приведенные в данной работе описания отдельных нижнепротерозойских массивов в пределах поднятий Патомского нагорья и характеристика главных синметаморфических гранитоидных комплексов этого региона и Кодаро-Удоканской зоны обнаруживают их поразительное петрологическое сходство.

Граниты куандинского, ничатского, мамско-оронского комплексов и породы Бульбухтинского, Лонгдорского, Окаевского, Амандракского, Кевактинского и Северо-Чуйского массивов относятся к формации биотит-мусковитовых, часто пегматоидных гранитов, богатых летучими и переработанных процессами кислотного автометасоматоза, среди которых преобладает мусковитизация. Возраст большинства указанных комплексов и массивов считается нижнепротерозойским. В то же время верхнепротерозойский возраст мамско-оронского комплекса обосновывается лишь фактом их прорывания (во внутренней части нагорья) пород патомской серии, обычно относимых к рифею. Приведенные в нашей работе аргументы в пользу того, что зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа и затронутые им толщи внутренней части нагорья являются нижнепротерозойскими, позволяют пересмотреть и возраст мамско-оронских гранитов, поскольку их синхронность с метаморфизмом не вызывает сомнений. В то же время обнаруживающееся их петрографическое сходство (можно даже сказать - идентичность) с гранитами ничатского комплекса и их пространственные взаимоотношения являются самостоятельным петрологическим свидетельством нижнепротерозойского возраста и мамско-оронских гранитоидов.

Это утверждение не является новым. Д.С. Коржинский [31, 32] еще в 30-е годы указал, что одинаковый режим щелочности, петрохимическое сходство и однотипность постмагматических явлений древнестановых, мамских и саянских гранитов не могут быть случайными. Он объединил их в единый для всей Восточной Сибири саянско-становой комплекс и считал граниты и связанный с ними метаморфический пояс разновозрастными (нижний протерозой). Таким образом, мы на новом фактическом материале возвращаемся к этим представлениям.

Все нижнепротерозойские гранитоиды Патомского нагорья можно разделить на автохтонные и аллохтонные. К первым относятся граниты мамско-оронского и ничатского комплексов, слагающие Чумаркойский (Больше-Патомский) и западную часть Лонгдорского массива

вов. К аллохтонным относятся Бульбухтинский, восточная часть Лонгдорского, Окаевский, Амандракский, Кевактинский и северная часть Чуйского массивов.

Основные особенности гранитоидов, объединенных в составе нижнепротерозойской синметаморфической формации, следующие.

1. Граниты относятся к категории биотит-мусковитовых, пересыщенных глиноземом.

2. Первичный темноцветный – исключительно биотит, очень редко железистый гранат.

3. Количественные соотношения микроклина и олигоклаза варьируют, так же как и соотношения K_2O/Na_2O , причем в пределах каждого массива и комплекса наблюдаются постепенные переходы от более калиевых к натриевым разностям.

4. Главные акцессории – апатит, турмалин, циркон, сфен и магнетит, Турмалинизация наблюдается в контактах всех массивов.

5. Текстура и структура пород зависят от типа гранитов: в аллохтонных – пегматоидная, порфиroidная, аплитовидная, гипидиоморфнозернистая; в автохтонных, кроме названных, – часто гнейсовидная текстура.

6. Контакты аллохтонных гранитов чаще резкие, автохтонных – мигматитовые, с зонами порфиробластеза и мигматизации. Жильная инъекционная фация наблюдается у всех гранитов, но преобладает у автохтонных.

7. Во многих массивах (например, в Лонгдорском) прослеживаются постепенные переходы аллохтонных гранитов в автохтонные с постепенным изменением текстуры, структуры и типа контактов, но с сохранением общего химического состава. В этом же направлении уменьшается количество скиалитов и ксенолитов.

8. Тела мусковитовых пегматитов наблюдались во всех массивах, но в наибольшем количестве – вокруг автохтонных гранитов.

9. Все массивы и комплексы, кроме собственно кодарского, являются синметаморфическими и внедрялись в стадию максимума метаморфизма.

10. По контактовому воздействию все граниты относятся к "холодному" типу. Мощностъ ореолов от первых метров до нескольких десятков метров. Преобладающие экзоконтактовые изменения – мусковитизация, биотитизация, турмалинизация, реже фельдшпатизация. Роговики отсутствуют.

11. Наиболее ранний автометасоматический процесс – микроклинизация, и порфиroidное строение гранитов часто связано с явлениями ранней щелочной стадии.

12. Во всех гранитах с большей или меньшей интенсивностью проявляются процессы автометасоматического кислотногo выщелачивания, минералогическое выражение которого несколько меняется в разных типах гранитов. В аллохтонных гранитах преобладают низкотемпературные процессы – серицитизация, альбитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, тогда как среднетемпературные процессы, в частности мусковитизация, выражены слабее (исключение состав-

ляет Амандракский массив мусковит-пегматоидных гранитов). В автохтонных гранитах преобладают среднетемпературные процессы – мусковитизация и окварцевание, нередко приводящие к возникновению кварц-мусковитового замещающего комплекса. Однако во всех случаях главный минерал стадии кислотного выщелачивания – серицит или мелко-, средне- и крупночешуйчатый мусковит.

13. Явления кислотного выщелачивания сопровождаются региональной глубинной blastomylonitization гранитов с образованием вторичной гнейсовидности, подчеркиваемой ориентировкой серицита (мусковита), биотита и хлорита. Такая гнейсовидность обычно параллельна сланцеватости боковых пород и является неотъемлемым свойством большинства гранитоидных массивов Патомского нагорья, особенно в пределах поднятий.

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИКИ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Структурный рисунок Патомского нагорья определяется его положением в зоне кульминации Байкало-Патомской складчатой дуги. Эта крупная, протяженностью 1500 км складчатая система выпуклостью обращена на север, а флангами на юг, причем изгиб, разворот отдельных складок и всей складчатой системы чрезвычайно резкие и достигают почти 180°.

На территории нагорья закартированы десятки крупных складок различной морфологии (рис. 56). В большинстве публикаций они характеризуются как структуры, возникшие в результате одноактной деформации. В последние годы, однако, накоплено много данных, свидетельствующих о несравненно более сложной структуре докембрия территории и о ее возникновении в результате неоднократной, наложенной складчатости. Важная особенность интегральной структуры состоит в том, что все этапы ее развития совпадают с эпохой регионального метаморфизма зеленосланцевой – амфиболитовой фаций, это позволяет выяснить пространственно-временные соотношения между складчатостью и метаморфизмом.

Сравнение геологической и метаморфической карт нагорья обнаруживает прямую зависимость, как правило, прежде ускользавшую от внимания исследователей: площади с проявлением равномерного слабого метаморфизма (хлорит-серицитовая ступень зеленосланцевой фации, или добиотитовая зона) совпадают с территориями, для которых характерны простые линейные структуры, возникшие в результате одноактной деформации; вместе с тем площади с контрастно выраженным зональным метаморфизмом (биотитовая, гранатовая, ставролитовая, кианит-ставролитовая и силлиманитовая зоны) совпадают с территориями, на которых складчатая структура возникла в результате неоднократного наложения деформаций.

Первая разработка этого вопроса принадлежит А.С. Флаассу [55, 56]. В юго-западной части Патомского нагорья и в прилегающих районах Северо-Байкальского нагорья он выделил четыре генерации складок и показал, что первый этап деформаций сопровождался

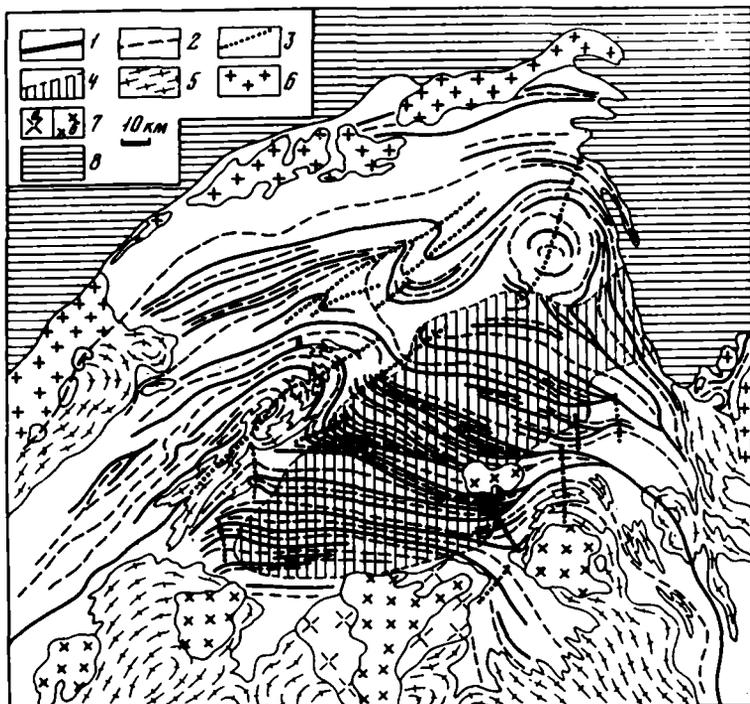


Рис. 56. Структурная схема Патомского нагорья

1-3 - раннепротерозойские складчатые структуры: 1-2 - следы осевых поверхностей складок первой генерации (1 - антиклинали, 2 - синклинали), 3 - следы осевых поверхностей антиформ и синформ второй генерации; 4 - зона относительно автохтона и преимущественного проявления деформаций первого этапа; 5-6 - массивы раннепротерозойских гранитоидов: 5 - синметаморфических автохтонных гнейсовидных, 6 - синметаморфических аллохтонных массивных; 7 - постметаморфические палеозойские (?) гранитоиды тельмамского (а) и конкудеро-мамаканского (б) комплексов; 8 - площади проявления неполной складчатости в породах патомской серии рифея

региональным проявлением зеленосланцевого метаморфизма, а более поздние этапы деформаций - высокотемпературным метаморфизмом амфиболитовой фации. Такие же выводы получены нами на материалах по центральной и восточной частям Патомского нагорья, а Л.Ф. Добржинешкой [12] и А.Н. Нееловым - по крайней его южной части, примыкающей к долине р. Витим. В итоге оказалось, что в структурном отношении вся эта территория подразделяется на две области: одна из них (площадью 1500-2000 км²) характеризуется проявлением только первого этапа деформаций, другая (ее площадь около 40000 км²) обладает сложным складчатым ансамблем, возникшим в результате повторной складчатости.

ОБЛАСТЬ ОДНОАКТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Складки первого этапа деформации в ненарушенном виде устанавливаются в центре южного сегмента нагорья, в бассейне рек Бодайбо и Энгажимо (правобережье р. Витим). Это линейные структуры, протяженность которых в пределах рассматриваемой области достигает 50–80 км. Обычно вертикальное или слабо наклонное положение осевых поверхностей, параллельно которым интенсивно развит кливаж. Шарниры складок имеют субгоризонтальное положение. Морфология структур этого района подробно выяснена С.Д. Шером [58]. Их основная особенность – чередование узких, тесно сжатых, гребневидных антиклиналей (с обычными для них резкими перегибами слоев в замках) и широких синклиналей (с субгоризонтальным залеганием слоев в замке, но достаточно резким их изломом при переходе к субвертикальным крыльям). В целом весь этот складчатый ансамбль по своему рисунку напоминает структуру промежуточного, эжektivного (или гребневидного) типа. Вместе с тем складчатость охватывает всю территорию полностью и равномерно, что приближает ее (по этим свойствам) к голоморфной. На отдельных участках можно наблюдать сочетание тесно сжатых син- и антиклинальных складок с развитием острых замков у тех и других и почти параллельным расположением крыльев и осевых поверхностей. Таким образом, наряду с гребневидными структурами локально развиты изоклинальные складки и их группы.

Давно было замечено, что для всей складчатой системы данной области характерно постепенное изменение положения осевых поверхностей складок от вертикальных к наклонным по направлению с юга (от г. Бодайбо) на север – поперек Бодайбинского прогиба [53, 54, 55] с одновременным увеличением степени их асимметрии. Причины этого явления, в свете новых данных, будут рассматриваться ниже, при характеристике области повторной складчатости. Здесь же укажем, что С.Д. Шер [58] правильно уловил их связь с тангенциальным сжатием и уже 20 лет назад обсуждал возможность неоднократного проявления деформаций.

ОБЛАСТЬ МНОГОКРАТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Складки второго и более поздних этапов распространены в северо-западной, северной, юго-восточной и крайней южной частях Патомского нагорья, и, таким образом, область их развития как бы полностью окружает ту область, в пределах которой проявлены деформации только первого этапа. Все районы развития складок второй генерации, как уже указывалось, отличаются резким повышенным метаморфизмом и обрисовываются на карте тесно сближенными изоградами биотита, граната, ставролита и силлиманита.

В области повторной складчатости легко распознаются складки первого этапа. Лучше всего об этом свидетельствует их непосредственное прослеживание по простиранию из области однократной деформации, где им свойствен относительно простой структурный ри-

супок (Бодайбинский прогиб), в пределы остальной территории нагорья, где вложенная складчатость привела к возникновению чрезвычайно сложного и прихотливого структурного узора. Результаты структурного анализа в данном случае полностью совпадают с результатами площадного картирования. В итоге выясняется, что протяженность складок F_1 была гораздо большей, чем та, которую можно наблюдать в области одноактной деформации в Бодайбинском прогибе. Длина складок первой генерации, равная 100–300 км, по-видимому, вполне обычна. К примеру, Саталахско-Хайвергская дугообразная синклинали закартирована на всем пространстве от Чуйского до Лонгдорского поднятия (250 км). Еще большую протяженность (300 км) имеют параллельные ей антиклинальные и синклиналильные складки, расположенные южнее и обладающие более резкими изгибами осевых поверхностей. За пределами Патомского нагорья, на флангах Байкало-Патомской дуги, гигантская протяженность F_1 еще более очевидна. Так, с юго-запада к Патомскому нагорью при-мыкает Северо-Байкальское нагорье, куда (в пределы Мамской кристаллической полосы) прослеживаются структуры нашего региона. С учетом данных А.С. Флаасса по Мамской зоне становится ясно, что протяженность складок первой генерации достигает 500 км. Здесь уместно заметить, что во многих других областях многократной складчатости (литература по ним достаточно обширна) в качестве легко распознаваемых или "картируемых" структур обычно выступают крупные складки последних этапов деформации, в то время как складки первого этапа практически картированию не поддаются и обнаруживаются только при применении специальной методики структурного анализа. Патомское нагорье представляет собой пример того, как в области повторной складчатости объективно, при помощи картирования, устанавливаются складки всех, в том числе и самых ранних генераций.

В области повторной складчатости Патомского нагорья складки F_1 нередко испытывают то очень резкие, то плавные изгибы, обнаруживая, таким образом, рисунок замков складок второй генерации (F_2). Протяженность последних нередко превышает 100 км. Ширина складок второй генерации колеблется от 2–5 до 10–20 км. Их главная особенность (именно это позволяет картировать структуры разных генераций) – кругое или вертикальное положение шарниров (в отличие от субгоризонтального их положения у складок первой генерации).

Северный и северо-западный районы повторной складчатости [53] охватывают верховья рек Бол. и Мал. Чипикет, Челончен, Тснода, Хайверга, Бол. Патом, бассейны рек Максимиша, Быстрая и Тахтыга. Складки второго этапа имеют здесь северо-восточное, изредка северо-западное простирание, их шарниры круто (60–80°) погружаются в том же направлении. Складки F_2 деформируют все структурные элементы первого этапа складчатости: кливаж, крылья и замки структур. Хорошие примеры вложенных деформаций можно наблюдать во многих местах (см. рис. 3).

В верховьях рек Бол. и Мал. Чипикет пакет тесно сжатых синклиналильных и антиклинальных складок первой генерации изогнут в виде почти полного кольца с радиусом около 15 км. Все складки опроки-

нутые, характерно очень пологое, близкое к горизонтальному залегание крыльев и осевых поверхностей складок. Замки структур острые, их крылья параллельны, по типу они изоклинальные, лежащие. Западнее, в верховьях рек Хайверга и Тонода, складки первой генерации на площади около 1500 км² изогнуты вокруг субвертикальных шарниров минимум двух крупных складок второй генерации. На всем этом участке, так же как и в бассейне рек Бол. и Мал. Чипикет, господствуют опрокинутые структуры при очень пологой субгоризонтальной ориентировке осевых поверхностей складок F_1 . Еще западнее расположен Йоконкурский блок площадью около 1000 км², где в отличие от двух предыдущих районов изгиб складок первой генерации и формирование структур второй генерации не сопровождалось таким сильным опрокидыванием. Шарниры складок второй генерации становятся здесь более пологими, а еще далее на юго-запад, при приближении к Мамской зоне, они еще более выполаживаются. В результате распознавание и отделение друг от друга складок первой и второй генерации, а также их картирование здесь затруднены, и их расчленение возможно лишь при применении геометрического анализа [12].

Южнее Йоконкурского блока расположен очень крупный Чумаркойский блок повторных деформаций (его площадь около 4000 км²), граничащий непосредственно с областью Бодайбинского прогиба с характерной для него одноактной деформацией. Субширотные линейные структуры Бодайбинского прогиба с приближением к Чумаркойскому блоку испытывают резкий изгиб. На крайнем юге, в бассейне р. Тахтыга, они как бы отжимаются Чумаркойским блоком на юго-восток, и изгиб в плане осевых поверхностей складок первой генерации достигает здесь 45–70°. На северной окраине Чумаркойского блока субширотные складчатые структуры первой генерации, прослеживаемые сюда из Маракано-Тунгусского прогиба, подобного по морфологии Бодайбинскому, отжимаются в противоположную сторону, на северо-восток, а затем, описывая полукруг, огибают северную оконечность Чумаркойского блока. Первоначально субширотные структуры Кропоткинского поднятия, расположенного между Бодайбинским и Маракано-Тунгусским прогибами, непосредственно прослеживаются в пределы Чумаркойского блока. Здесь они резко изгибаются, очерчивая почти полный круг радиусом 20 км и продолжают на юго-запад, в пределы Мамской зоны. Как и в других участках повторных деформаций, складки F_1 в большинстве случаев здесь опрокинуты, осевые поверхности имеют концентрическое строение и наклонены под углами 25–40° от центра к периферии блока.

Нужно отметить, что из четырех рассмотренных блоков северной части нагорья два первых – Чипикетский и Верхне-Хайвергинский – своим удлинением ориентированы грубо конформно к субширотной системе структур первого этапа деформаций. Самый южный, Чумаркойский блок занимает резко дискордантное положение, а Йоконкурский – промежуточное. Между тем, как показал А.С. Флаасс [56], геометрический анализ в пределах Чумаркойской структуры свидетельствует о былом субширотном положении осевых поверхностей F_1 и

сланцеватости S_1 . Их современная северо-восточная ориентировка — результат наложенной деформации. Разворот F_1 вокруг субвертикальных шарниров F_2 при крутом залегании осевых поверхностей F_2 может интерпретироваться, по-видимому, лишь как результат тангенциального сжатия. Если же иметь в виду, что к югу от Чумаркойского блока находится область ненарушенной структуры, созданной вследствие одноактной деформации, то остается прийти к выводу, что тангенциальное сжатие было направлено с севера.

Была ли реакция толщ на наложенную деформацию только пластической, или она сопровождалась разрывом сплошности деформированной толщи? Существует достаточно много прямых данных, свидетельствующих о существовании такого разрыва, имеющего форму надвига [55, 56]. Во многих местах эта разрывная зона трудноразличима из-за широкого развития синметаморфических гранитоидов и резкого усиления степени метаморфизма. Анализ карты показывает, что рассматриваемая зона служила границей метаморфического ореола и определяла контуры теплового потока. В связи с этим естественно, что милониты, которые, по-видимому, были здесь развиты, превращены теперь в кристаллические сланцы и поэтому с трудом отличаются от других метаморфических пород. Несмотря на указанные трудности обнаружения разрывной зоны на поверхности она хорошо распознается в геофизических полях: с зоной резкого изгиба структур совпадают отрицательные аэромагнитные аномалии и высокоградиентная гравитационная ступень. Все это позволяет рассматривать возникновение данной зоны как результат шарнирования с севера на юг Чумаркойского блока (пластины) на Бодайбинский. Первый из них выступает, таким образом, как аллохтон, а второй — как автохтон.

Юго-восточный район развития складок второй генерации охватывает бассейны верховьев р. Жуя (главным образом ее правобережье) и ее притока — р. Нечера. Крупные линейные изоклинальные складки первой генерации испытали здесь изгибы структурных элементов вокруг шарниров складок второй генерации. Так же как и в северо-западном районе, с зоной развития складок F_2 совпадает ареал резкого усиления степени метаморфизма, достигавшего здесь изограды силлиманита. Сближенные изограды биотита, граната, ставролита и силлиманита, фиксирующие изменение термодинамических условий, почти точно совпадают с линией, соединяющей точки резкого изгиба осевых поверхностей F_1 . Эта линия имеет северо-восточнее простирание, однако складки F_2 , обладающие крутыми шарнирами и локализованные в пределах площади, очерченной этой линией, характеризуются субмеридиональной ориентировкой осевых поверхностей. Как и в северных районах, широко развиты опрокинутые структуры первой генерации при положении их осевых поверхностей под углами $30-40^\circ$ к горизонту. Изгиб шарниров и осевых поверхностей F_1 вокруг шарниров F_2 достигает 45° . На юге, в бассейне верхнего течения р. Жуя, наблюдается зеркальное отражение структуры Чумаркойского блока: крупный гранитоидный массив, приуроченный к зоне древнего внутреннего поднятия в фундаменте, как бы

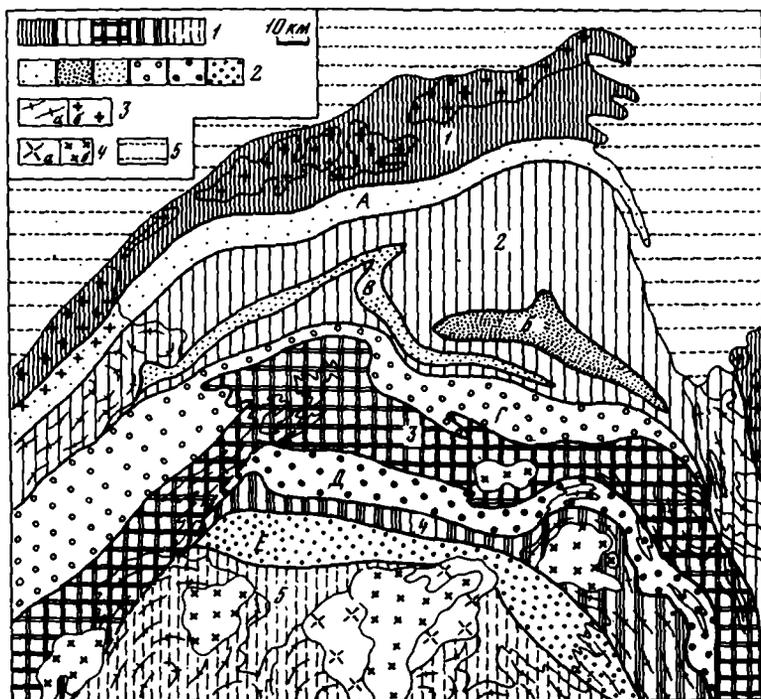
раздвигает структуру Бодайбинского прогиба, причем виргация осей складок достигает здесь 90° .

Таким образом, в двух основных районах развития наложенной деформации, сопровождавшейся резким повышением метаморфизма, возникли структурные формы противоположной ориентировки: в одном случае северо-восточной, а в другом – субмеридиональной. Учитывая это, а также и то, что два этих района наложенной складчатости разделены зоной, где повторные деформации и высокотемпературный метаморфизм не проявились, можно утверждать, что складки второго этапа отражали уже не общее региональное сжатие, а являлись реакцией на деформации локального характера. По морфологии складки второго этапа деформаций резко отличаются от структур первого этапа. Обычно это гораздо менее сжатые, открытые анти- и синформы с цилиндрическими или совсем пологими замками большого радиуса кривизны. Завершение деформационного процесса выражается в формировании флексуобразных кинк-зон, ориентировка которых в поле напряжений также указывает на продолжающееся тангенциальное сжатие, направленное по меридиану. Одновременно фиксируются спад интенсивности метаморфического процесса и, наконец, его прекращение [53].

В целом в Патомском нагорье складчатость и метаморфизм были взаимосвязаны во времени и пространстве. В начальную стадию, отвечающую времени формирования складок первой генерации, метаморфизм носил региональный характер. В течение последующих стадий, совпадавших со временем возникновения складок второй и более поздних генераций, формировался зональный метаморфический комплекс. Вместе с тем если процесс возникновения разноэтапных складок был дискретным, прерывистым и сопровождался сменой полей напряжения, то петрологические данные указывают на то, что после первого этапа складчатости метаморфизм не прекращался и не шел на спад. Наоборот, к началу второго этапа деформаций приурочено мощное, но локальное усиление метаморфизма. Это позволяет считать нижнепротерозойский комплекс Патомского нагорья в целом единым и монометаморфическим.

Для расшифровки общей структуры докембрия Патомского нагорья и тектонического районирования этой территории важное значение имеет выяснение морфологии поверхности фундамента бассейна седиментации.

В структуре Патомского нагорья сочетаются поднятия и прогибы (рис. 57). Чаще всего в публикациях описываются три наиболее крупных поднятия: Чуйское, Тонодское и Лонгдорское, образующие единую зону поднятий, разделяющую внутреннюю и внешнюю зоны нагорья. Детально охарактеризованы [10, 17, 44] прогибы и поднятия южной части внутренней зоны нагорья. Обнаружение в ядрах Чуйского и Лонгдорского поднятий архейских глубоко метаморфизованных кристаллических образований, а также установление закономерного изменения фаций и мощностей нижнепротерозойских отложений в зависимости от их близости или удаления от этих поднятий указывают на то, что в других частях нагорья, где фундамент оса-



Фиг. 57. Схема расположения прогибов и поднятий фундамента раннепротерозойского бассейна седиментации в Патомском нагорье
 1 - поднятия (обозначены на схеме цифрами); 2 - прогибы (обозначены на схеме буквами), пояснения в тексте; 3 - раннепротерозойские гранитоиды: а - автохтонные, б - аллохтонные; 4 - постметаморфические палеозойские (?) аллохтонные гранитоиды тельмамского (а) и конкудеро-мамаканского (б) комплексов; 5 - отложения патомской серии верхнего протерозоя

дочных толщ не вскрыт, но где подобные тенденции в распределении фаций также обнаруживаются, можно предположить существование в фундаменте изначальных неровностей, определявших профиль бассейна седиментации. Нужно иметь в виду еще одну эмпирически установленную закономерность: в тех местах, где характер распределения фаций отложений указывает на существование в фундаменте сопряженных прогиба и поднятия, складчатая структура осадочных толщ в их пределах оказывается неодинаковой. В прогибе развивается система сопряженных синклиналей и антиклиналей, причем общий рисунок получается синклинорным. В поднятии (при столь же плотной системе анти- и синклинальных складок) обнаруживается общий антиклинорный стиль структуры. Все указанные данные позволяют наметить гораздо более дробное тектоническое районирование нагорья, чем это делалось ранее, а в итоге более четко оконтурить границы структурно-фациальных зон.

Есть еще одно обстоятельство, которое нужно учитывать при решении поставленной задачи. Зональный характер метаморфизма в Патомском нагорье — явление давно и хорошо известное. В исследованиях, посвященных распределению метаморфических зон, как правило, подчеркивается, что эти зоны не согласуются со складчатой структурой, пересекают ее. В отдельных работах [39, 55] указывается на совпадение ореолов метаморфизма и повторной складчатости и на пересечение зонами метаморфизма ранней складчатой системы. Между тем сейчас становится ясной еще одна особенность соотношений метаморфизма и складчатости, понимание которой может иметь важное значение при расшифровке последовательности геологических событий в пределах рассматриваемой территории, — характер распределения гранитоидов. Общая черта наиболее крупных поднятий — мощное развитие гранитоидного магматизма. Выходы синметаморфических гранитов занимают большие площади (сотни и тысячи квадратных километров) в пределах Чуйского, Тонодского, Лонгдорского, Чумаркойского, Верхне-Жуинского, Олюнджиского и Тамаракского поднятий. Это не удивительно, так как из геологической практики хорошо известна приуроченность гранитов к структурам поднятий. В наиболее крупных Чуйском и Лонгдорском поднятиях разные типы гранитоидов распределены неравномерно: автохтонные синметаморфические граниты конформны метаморфическим ореолам и приурочены к внутренним зонам поднятий, обращенным в сторону Бодайбинского прогиба, в то время как аллохтонные, но тоже синметаморфические граниты занимают внешние зоны этих поднятий. Понятно и вполне объяснимо, почему в пределах узкого и протяженного Тонодского поднятия, которое является прямым продолжением внешней зоны Чуйского поднятия, сосредоточены массивы именно аллохтонных гранитоидов при отсутствии здесь автохтонных гранитов. Однако возникает вопрос: если полоса аллохтонных гранитоидов прослеживается с Чуйского в Тонодское поднятие, а после небольшого перерыва — и далее, вдоль внешней зоны Лонгдорского поднятия, то почему между такими же полосовыми выходами автохтонных гранитоидов в Чуйском и Лонгдорском поднятиях, ориентированными навстречу друг другу, такие граниты не обнаруживаются. Ответ на этот вопрос дает карта метаморфизма. Мы уже упоминали, что автохтонные гранитоиды конформны метаморфическим ореолам. Они выступают как продукты ультраметаморфизма. С позиций тектонического анализа между ореолами высокотемпературного метаморфизма и ореолами ультраметаморфизма с характерными для них гранитоидами принципиальной разницы не существует, хотя в первом случае гранитов нет, а во втором они есть. В свете этих соображений можно утверждать, что внутренняя зона Чуйского поднятия (в пределах которой широко развиты синметаморфические гранитоиды) продолжается далеко на восток-северо-восток (на 150 км), в бассейне среднего течения р. Хомолхо и ее притоков — рек Бол. и Мал. Чипикет, а внутренняя зона Лонгдорского поднятия (тоже с автохтонными гранитами) — на несколько десятков километров на северо-запад. При отсутствии прямого признака — существования автохтонных гранитоидов — мы вы-

дим возможность такой интерпретации потому, что вместо них здесь прослеживаются соответствующие высокотемпературные метаморфические ореолы. Непосредственного соединения этих зон несмотря на их встречное направление не происходит, так как они разделены на участке шириной около 20–30 км зоной минимального метаморфизма, и поэтому избранный способ анализа не дает материала для того, чтобы полностью соединить две названные полосы поднятий. Можно предположить, что в этом месте на фоне общего, очень крупного поднятия существовала изначальная депрессия фундамента.

Таким образом, утверждение о продолжении зон поднятий далеко в глубь нагорья основано на том факте, что в этом направлении прослеживаются высокотемпературные метаморфические ореолы, что, в свою очередь, позволяет предположить существование зон ультраметаморфизма на глубине, еще не вскрытой эрозией, или, что то же самое, существование не вскрытых эрозией поднятий объясняет локализацию именно в этих местах метаморфического ореола. Высказанные здесь представления не противоречат прежним данным [44], согласно которым эта зона выделялась как крупный антиклинорий. Речь идет о возможности расшифровки первичной структуры фундамента, для чего, как кажется, есть достаточно оснований. Эта структура показана на рис. 57. В отличие от прежних схем прогибы и поднятия не представляют собой локальные структуры, как предполагалось ранее, а концентрируются в протяженные полосовые структуры фундамента, обусловившие распределение фаций в бассейне седиментации, характер деформаций и зон метаморфизма. Вместе с тем если факт совпадения всех указанных явлений представляется очевидным, то вопрос о том, каким образом и почему структура фундамента определяет проявление складчатости и метаморфизма, пока не имеет решения и нуждается в дальнейших исследованиях.

Вопрос о возрасте метаморфических толщ Патомского нагорья прямо связан с проблемой байкалид. В задачу данной работы не входило всестороннее рассмотрение этой проблемы, возможное только при анализе материалов по всей территории тектонотипа байкалид. Кроме Патомского нагорья, эта территория включает и другие регионы Байкальской горной области: Олекмо–Витимскую горную страну, Средне–Витимскую горную страну, Северо–Байкальское нагорье, Западное Прибайкалье, Восточное Прибайкалье. Авторы проводили и продолжают исследования во всех указанных регионах, кроме Восточного Прибайкалья. Результаты, полученные при изучении докембрия Патомского нагорья, нашли подтверждение и дальнейшее развитие на территории регионов, прилегающих к нему с юго–востока, юга, юго–запада и запада. Эти результаты будут изложены в других работах. Вместе с тем уже здесь уместно поднять вопрос о статусе байкалид, поскольку Патомское нагорье – одна из наиболее крупных площадей тектонотипической местности этой системы.

Под байкальским циклом тектогенеза традиционно понимается цикл, охватывающий рифей (по некоторым схемам – и более ранние образования) и завершившийся крупными тектоническими движениями, складчатостью к концу докембрия – началу кембрия (по другим схе-

мам – только к концу докембрия). При этом имеется в виду завершение геосинклинального развития территории, сопровождавшееся не только складчатостью, но и мощным гранитоидным магматизмом и возникновением позднеорогенной молассовой формации. С позиций концепции стадийного развития континентальной коры [51], к байкалидам должны относиться такие системы, в пределах которых к концу докембрия произошло полное преобразование океанической коры в кору континентального типа.

Применимы ли эти исходные положения к территории Патомского нагорья? Мы видели, что завершающая складчатость проявилась здесь одновременно с зональным метаморфизмом кианит–силлиманитового типа, о чем свидетельствует соответствие ориентировки метаморфических минералов и осевых поверхностей складчатых структур. Массовое проявление гранитизации и гранитного магматизма и положение ореолов их развития находятся в соответствии с ориентировкой зон регионального метаморфизма, что указывает на их взаимосвязанный характер. Формирование континентальной коры сопровождалось здесь, с одной стороны, преобразованием архейского гранулит–базитового слоя (или протокоры), его повторным метаморфизмом и гранитизацией, с другой стороны, складчатостью, метаморфизмом залегающих на этом фундаменте нижнепротерозойских осадочных толщ. Метаморфические породы и гранитоиды Патомского нагорья были дезинтегрированы, размыты, транспортированы и переотложены в базальных конгломератах рифейской патомской серии.

Все это указывает на завершение геосинклинального развития и на формирование зрелой континентальной коры не в кембрии и не в рифее, а в конце раннего протерозоя, и свидетельствует, таким образом, об отсутствии байкалид в Патомском нагорье и о развитии здесь ранних протерозоид.

Если учесть при этом полученными нами и А.И. Сезько данные по Западному Прибайкалью о налегании ахитканской серии позднеорогенных моласс и вулканитов с калиевой тенденцией щелочности (изохронный возраст 1,6–1,7 млрд. лет) на толщи, синхронные тондско–бодайбинской серии Патомского нагорья, а также поступающие в последние годы данные о более молодом, чем считалось прежде, не рифейском, а раннепалеозойском возрасте складчатости и гранитоидов Восточного Прибайкалья [4, 34], то станет ясно, что обсуждение проблемы байкалид должно быть расширено на всю территорию тектонотипа. Нам кажется, что в результате неизбежен такой вывод: на Байкале и в Байкальской горной области в целом байкалиды отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоножко Л.Б. Гранитоиды докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность (хребты Кодар и Удокан). – В кн.: Металлогенические и геологические исследования. М.: ВИМС, 1973, вып. 4.
2. Богданов Ю.В., Искандерова А.Д., Левский Л.К. Возраст меденосной удоканской серии (Олекмо-Витимская горная страна) по данным уран-свинцового метода. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9.
3. Буряк В.А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1973, 46 с.
4. Бутов Ю.П., Заявлевич А.Н., Литвиновский В.А. Проблема байкальской в свете данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. – Геотектоника, 1974, № 2.
5. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. – Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 17, 227 с.
6. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мануйлова М.М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. – Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1957, вып. 7, с. 120–230.
7. Великославинский Д.А., Петров Б.В. Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорья. – Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, с. 126–132.
8. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968, 332 с.
9. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973, с. 127.
10. Головенок В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тефторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976.
11. Головенок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977, 144 с.
12. Добржинецкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука, 1978, 147 с.
13. Другов С.И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. – В кн.: Труды Междунедомств. совещ. по разработке унифицированных схем Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 54–66.
14. Жацнова Т.П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. – Тр. СНИГРИ, 1961, вып. 38, с. 45–85.
15. Казакевич Ю.П. Геология Ленского района, включая Патомское нагорье. – В кн.: Совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1956.
16. Казакевич Ю.П., Жацнова Т.П., Кондратенко А.К., Стороженко А.А. Стратиграфия центральной части Патомского нагорья. – Тр. СНИГРИ, 1956, вып. 21.

17. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотоносный район. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. – Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 85.
18. Кепежинскас К.Б. Минералогия, состав и абсолютный возраст метаморфических пород района рр. Бол и Мал. Ходокан (Витимо–Патомское нагорье). – Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, 1972, 7, с. 117–129.
19. Кепежинскас К.Б., Хлестов В.В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней. – Геол. и геофиз., 1970, № 10, с. 21–25.
20. Кондратенко А.К., Стороженко А.А. Некоторые особенности стратиграфии и литологии отложений пурпольской свиты северной и западной окраин Витимо–Патомского нагорья. – Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 50, с. 70–82.
21. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано–Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
22. Кориковский С.П. Изменение состава мусковит–фенгитовых слюд при метаморфизме. – В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973, вып. III.
23. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
24. Кориковский С.П., Боронихин В.А. Изограды кианита, хлоритоида, корунда и высокоглиноземистые равновесия в зеленосланцевой фации метаморфизма (Патомское нагорье). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 17–23.
25. Кориковский С.П., Боронихин В.А., Лапутина И.П. Высокотемпературная граница устойчивости стильпномелана на примере кианитового метаморфического комплекса Патомского нагорья. – Докл. АН СССР, 1975, 222, № 5, с. 1202–1205.
26. Кориковский С.П., Гусева А.И., Федоровский В.С. Перекристаллизация кианит–хлоритондных сланцев и изменение состава мусковит–фенгитов в зонах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья. – В кн.: Очерки физико–химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. IV, с. 257–277.
27. Кориковский С.П., Лапутина И.П., Гусева А.И. Истинная изограда альмандинового граната в докембрийских метапелитах Патомского нагорья и устойчивость гранат–хлоритового парагенезиса в кианитовых комплексах. – Докл. АН СССР, 1973, 211, № 1, с. 193–196.
28. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ между речья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, с. 93–97.
29. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Геологические соотношения удоканской серни и трогового комплекса. – Сов. геология, 1971, № 10.
30. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Значение метаморфических несогласий для расчленения докембрийских комплексов (на примере Патомского нагорья). – В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1977.
31. Коржинский Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. – В кн.: Слюды СССР. Л.; М.: ОНТИ, 1937, с. 93–114.
32. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. – В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349–366.

33. Кузнецова Ф.В. *Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья*. – В кн.: *Петрография Восточной Сибири*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, с. 203–249.
34. Литвиновский Б.А., Занявлевич А.Н. *Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья*. Новосибирск: Наука, 1976.
35. Мануйлова М.М. *Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна)*. – Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9, с. 304–329.
36. Миркина С.Л. *О возрасте пирокластов Катугинского месторождения*. – В кн.: *Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых*. Тез. докл. Всес. совещ. 5–8 июня, 1979 г. Улан-Удэ, 1979.
37. Павловский Е.В. *Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна)*. – Тр. Всес. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 271.
38. Перевалов О.В., Григоров Э.Н. *Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя Ленского золотоносного и Мамского слюдоносного районов*. – Сов. геология, 1971, № 5.
39. Петров Б.В., Макрыгина В.А. *Геохимия регионального метаморфизма*. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
40. Попов Ю.Г., Семейкина Л.К. *Дорифейская кора выветривания гранитов западной окраины Патомского нагорья*. – Геол. и геофиз., 1972, № 9.
41. Портнов А.М., Жацнова Т.П. *Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья*. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
42. Потороченко А.Н., Наумова Е.М. *О допурпольской коре выветривания Патомского нагорья*. – В кн.: *Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы*. Иркутск, 1971.
43. Салоп Л.И. *Геология Байкальской горной области. Стратиграфия*. М.: Недра, 1964, т. 1. 515 с.
44. Салоп Л.И. *Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития*. М.: Недра, 1967, т. II, 699 с.
45. Салоп Л.И. *К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье)*. – В кн.: *Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления*. М.: Недра, 1974.
46. Свириденко В.Т. *Формация гранитов рапакиви западной части Алданского шита*. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 25–39.
47. Соколов Ю.М. *Вторичная линейность в породах Чуйского геантиклинория (Северо-Байкальское нагорье)*. – В кн.: *Деформации и структуры докембрийских толщ*. Л.: Наука, 1967, с. 115–121.
48. Соколов Ю.М. *Метаморфогенные мусковитовые пегматиты*. Л.: Наука, 1970. 190 с.
49. Стороженко А.А., Стороженко И.К. *О некоторых структурных особенностях юго-западной части Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория (Ленский золотоносный район)*. – Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 50, с. 64–69.
50. Стороженко А.А., Стороженко И.К. *К вопросу о генезисе кварцитов и дистено-хлоритовидных пород пурпольской свиты тепторгинской серии (Витимо-Патомское нагорье)*. – Тр. ЦНИГРИ, 1965, вып. 63, с. 173–180.
51. *Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/ Главн. ред. А.В. Пейве и А.Л. Яншин*. М.: ГИН АН СССР, 1980.

52. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Коллар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1972.
53. Федоровский В.С. Соотношения деформаций и метаморфизма в моно-метаморфическом докембрийском комплексе Патомского нагорья. – В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978.
54. Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. – Геотектоника, 1968, № 4.
55. Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. – Геотектоника, 1971, № 6.
56. Флаасс А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция Мамской кристаллической полосы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермск. ун-т, 1975.
57. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. Новосибирск: Наука, 1978. 103 с.
58. Шер С.Д. К вопросу о тектонике Бодайбинского синклинального погружения и влияние некоторых ее элементов на локализацию золотоносности. – Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.

УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Ab</i> - альбит	<i>Laz</i> - лазулит
<i>Act</i> - актинолит	<i>Mgt</i> - магнетит
<i>Alm</i> - альмандин	<i>Mgst</i> - магнезит
<i>Andl</i> - андалузит	<i>Mikr</i> - микроклин
<i>Ank</i> - анкерит	<i>Mu</i> - мусковит
<i>Ap</i> - апатит	<i>Mu-Phn</i> - мусковит-фенгит
<i>Bi</i> - биотит	<i>Ol</i> - олигоклаз
<i>Chl</i> - хлорит	<i>Phl</i> - флогопит
<i>Chld</i> - хлоритоид	<i>Phn</i> - фенгит
<i>Clz</i> - клиноцонозит	<i>Pl</i> - плагиоклаз
<i>Cor</i> - кордиерит	<i>Pr</i> - пироп
<i>Cum</i> - куммингтонит	<i>Prf</i> - пирофиллит
<i>Di</i> - диопсид	<i>Prg</i> - парагонит
<i>Dol</i> - доломит	<i>Q</i> - кварц
<i>Dsp</i> - диаспор	<i>Ru</i> - рутил
<i>Ep</i> - эпидот	<i>Sdr</i> - сидерит
<i>fPhn</i> - феррифенгит	<i>Ser</i> - серпичит
<i>Gr</i> - гранат	<i>Sf</i> - сфен
<i>Gros</i> - гроссуляр	<i>Sill</i> - силлиманит
<i>Grun</i> - грюнерит	<i>Sp</i> - спессартин
<i>Hem</i> - гематит	<i>St</i> - ставролит
<i>Hrb</i> - роговая обманка	<i>Stp</i> - стильномелан
<i>Ilm</i> - ильменит	<i>Ta</i> - тальк
<i>Ka</i> - кальцит	<i>Tour</i> - турмалин
<i>Karb</i> - карбонат	<i>Trem</i> - тремолит
<i>Ky</i> - кианит	<i>Zs</i> - цонозит

Цифры при символах минералов (*Chl*₄₀) - их общая железистость, $Fe = Fe/(Fe + Mg)$. Цифры при символе роговой обманки (*Hrb*¹) - содержание в ней Al_2O_3 , вес. %.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть I

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ . . .	3
Вводные замечания	3
Архейские образования Патомского нагорья	11
Обоснование предлагаемой стратиграфической схемы протерозоя Па- томского нагорья	14
Ходоканская свита	15
Пурпольская свита	19
Медвежьевская свита	28
Хайверганская свита	60
Бугарихтинская свита	63
Бодайбокская свита	68
Новые данные о стратиграфии докембрия северо-восточной части Чуйского поднятия	69
Региональная метаморфическая зональность нижнепротерозойских толщ Лонгдорского поднятия	74
Зеленосланцевая фация	74
Ставролитовая фация	87
Общие особенности метаморфического ореола в районе Лонгдор- ского поднятия	91
Метаморфическое несогласие в основании верхнепротерозойского (рифейского) разреза на Лонгдорском поднятии	91
Региональная метаморфическая зональность нижнепротерозойских толщ Тонодского поднятия и прилегающих частей внутренней зоны	99
Зеленосланцевая фация	99
Ставролитовая фация	126
Общие особенности метаморфической зональности в районе Тонод- ского поднятия	134
Метаморфическая зональность нижнепротерозойских толщ на северо- востоке Чуйского поднятия (район гольца Дозорного)	134
Раннепротерозойские граниты Патомского нагорья	148
Граниты Лонгдорского поднятия и их контактовые соотношения с вмещающими породами	149
Гранитоиды Тонодского поднятия и их контактовые соотношения с вмещающими породами	170
Граниты Чуйского массива в районе гольца Дозорного и их соот- ношения с вмещающими породами	187
Верхний протерозой (рифей) на Тонодском поднятии и его соотноше- ния с нижнепротерозойскими образованиями	190
Соотношения толщ рифея и нижнего протерозоя на северном склоне Тонодского поднятия	192
Тектонические блоки рифейских пород в центральной зоне Тонод- ского поднятия	196

Соотношения толщ рифея и нижнего протерозоя в интервале между Тонодским и Лонгдорским поднятиями	200
Часть II	
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ МАТЕРИАЛОВ	214
Ограничение стратиграфического объема патомской серии рифея	214
Статус тепторгинской серии среднего протерозоя	216
Стратиграфия, объем и границы нижнего протерозоя Патомского на- горья	222
Сравнительная характеристика нижнего протерозоя Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны	228
Зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа в Патомском нагорье	234
Возраст зонального метаморфизма	234
Равновесия в бедных СаО метапелитах и метасаммитах	236
Равновесия в обогащенных СаО метаморфических породах	255
Метаморфизм области сочленения Кодаро-Удоканской и Патомской зон	261
Нижнепротерозойские граниты Патомского нагорья	264
Гранитоиды, развитые в пределах поднятий	264
Метасоматическое воздействие раннепротерозойских гранитов на породы пурпольской свиты в зоне граната	267
Гранитоиды куандинского, ничатского, мамско-оронского и чуйско- кодарского комплексов в Патомском нагорье и сопредельных ре- гионах	277
Возрастное и генетическое сопоставление гранитоидов Патомского нагорья и Кодаро-Удоканской зоны	281
Элементы тектоники раннего протерозоя Патомского нагорья	283
Область одноактной деформации	285
Область многократных деформаций	285
Литература	294
Условные сокращения	293

Сергей Петрович Кориковский, Валентин Сергеевич Федоровский
РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии, Геологическим институтом*

Редактор издательства *Т.А. Николаева*. Художник *С.А. Смирнова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технические редакторы *Г.И. Астахова, Н.М. Бузова*

ИБ № 16052

Подписано к печати 13. 11. 80. Т — 1932 Г. Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,8 + 1,0 вкл. Уч.-изд.л. 23,1. Тираж 650 экз. Тип. зак. 1761
Цена 3 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12