

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Г. В. ПИНУС

**НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ
ТУВЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 7

Г. В. ПИНУС

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ
ТУВЫ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
В. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1961

В работе освещаются вопросы строения и вещественного состава осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия; разбираются условия и характер вулканической деятельности в различных структурно-фациальных зонах и намечается связь между вулканической активностью и стадийностью эволюции ранних этапов развития каледонской геосинклинали Тувы. Рассматривается вопрос о составе магмы очагов, питавших кембрийские вулканы Тувы, и выявляются генетические типы месторождений полезных ископаемых, возникших в результате нижнекембрийского вулканизма. Приведены результаты сопоставления нижнекембрийского вулканизма Тувы с синхронным вулканизмом других районов Алтае-Саянской складчатой области.

ВВЕДЕНИЕ

Нижнекембрийские осадочно-вулканогенные отложения играют весьма важную роль в геологическом строении древнейших геотектонических структур Алтае-Саянской складчатой области, к которым относятся и Тува. Еще большее значение эти отложения приобретают при изучении магматизма нижнего палеозоя, так как именно эффузивные образования запечатлели начало проявления магматической деятельности на ранних этапах развития каледонской геосинклинали. По интенсивности проявления вулканизма и широте охвата территории нижнекембрийский вулканизм значительно превосходил все последующие периоды активной вулканической деятельности, имевшей место в Туве в конце силурийского и в девонском периодах, а также в третичное и четвертичное время.

Сказанное позволяет сделать вывод, что всестороннее изучение осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия представляет весьма важную и нестложную задачу, на что обращали и продолжают обращать внимание многие исследователи геологии горных районов Западной и Средней Сибири. И это естественно, так как при изучении вопросов стратиграфии, палеогеографии, эволюции магматизма, тектоники и других кардинальных вопросов геологии нижнего палеозоя знание петрографического состава, строения вулканогенных толщ, характера вулканизма, имевшего место в начале палеозоя, и его связи с тектоникой представляется совершенно необходимым.

Вместе с тем, до настоящего времени этому важному разделу магматической геологии не уделялось должного внимания, и петрография нижнепалеозойских вулканогенных образований Тувы, равным образом как и всей Алтае-Саянской области, оставалась почти совершенно не изученной. Достаточно сказать, что в существующей сейчас уже достаточно обширной литературе, освещающей различные аспекты геологии Тувы, можно назвать лишь одну небольшую работу В. П. Маслова (1947), в которой на примере двух отдаленных друг от друга районов Тувы в какой-то мере затронут этот вопрос. Во всех же остальных работах по геологии кембрия Тувы решаются главным образом вопросы стратиграфии и тектоники, и авторы этих работ обычно ограничиваются общей и притом весьма краткой характеристикой кембрийских отложений, акцентируя свое внимание на стратиграфических взаимоотношениях кембрийских толщ с перекрывающими их более молодыми отложениями и на палеонтологическом содержании кембрийских толщ. Детали строения сложной осадочно-вулканогенной нижнекембрийской серии и характеристика вещественного состава слагающих ее пород при этом обычно освещаются весьма бегло.

Настоящая работа имеет целью в какой-то мере восполнить существующий пробел в изучении нижнекембрийских отложений и на примере анализа собранного автором фактического материала конкретных разрезов попытаться решить ряд вопросов, связанных с характером вулканической деятельности начальных этапов развития каледонской геосинклинали Тувы.

Поставленная задача, помимо общего интереса, связанного с расшифровкой вопросов истории кембрийского вулканизма Тувы и всей Алтае-Саянской складчатой области, представляет и определенное практическое значение, так как с вулканической деятельностью нижнего палеозоя, как теперь доказано, на территории Тувы и других районов Алтае-Саянской складчатой области генетически и парагенетически связаны колчеданные и колчедано-полиметаллические месторождения, месторождения самородной меди, вулканогенно-осадочных и осадочных железных руд. Кроме того, нельзя не учитывать, что породы осадочно-вулканогенного нижнего кембрия являются вместителями большого числа разнообразных по происхождению и возрасту металлических и нерудных полезных ископаемых.

Вулканическая деятельность в нижнем кембрии в Туве проявилась главным образом в виде излияний лав. Различные формы субэффузивных образований (дайки, силлы и т. д.) слагают небольшую по объему массу продуктов вулканической деятельности, и поэтому главное внимание в работе уделяется собственно вулканогенным образованиям-эффузивам.

Глава I

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СЕРИИ ТУВЫ

Первое упоминание о наличии в Туве кембрийских отложений сделано И. П. Рачковским и А. И. Педашенко (1904), которые отнесли к кембрию часть известняков и зеленокаменно-измененных пород Улугхемской котловины и хребта Восточный Танну-Ола. Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия были найдены впервые А. Я. Тугариновым в 1914 г. при пересечении им хребта Восточный Танну-Ола. Однако обработана эта фауна была только в 1940 г. А. Г. Вологдиным, который определил среди нее несколько новых видов археоциат (А. Г. Вологдин, 1940). В период с 1926 по 1929 г. в Туве работала группа геологов АН СССР под руководством И. П. Рачковского. Именно в это время в разных районах последней были выявлены достоверные кембрийские отложения, охарактеризованные в ряде пунктов археоциатовой фауной. Среди археоциат были обнаружены формы, как тогда считали, характерные для среднего и нижнего отделов кембрия. По существовавшим в то время представлениям, основанным на работе З. А. Лебедевой (1928), литологический состав кембрийских отложений Тувы считался крайне простым и ограничивался известняками и ассоциирующими с ними метасоматическими кварцитами. Находящиеся же в тесной пространственной связи с известняками и кварцитами разнообразные вулканогенные и осадочные образования считались более молодыми по возрасту.

Наши знания о составе кембрийских отложений Тувы были значительно расширены исследованиями В. А. Кузнецова (П. М. Татарин, В. А. Кузнецов, К. С. Филатов, 1934) в бассейне верхнего и среднего течения р. Хемчик, в результате которых он впервые описал полный комплекс кембрийских отложений района и обосновал выделение их в особую актовракскую формацию верхнекембрийского возраста. В составе актовракской формации главная роль принадлежит вулканогенным образованиям. Однако эти существенные коррективы, внесенные В. А. Кузнецовым в ранее существовавшие представления о составе кембрия Тувы, не были учтены З. А. Лебедевой, и она в своей более поздней обобщающей работе по геологии Тувы (З. А. Лебедева, 1938) продолжала придерживаться в этом вопросе своих старых взглядов.

Последующие широко поставленные исследования с участием крупных коллективов геологов различных ведомств развернулись в Туве, начиная с 1945 г., и охватили всю территорию области. Этими исследованиями была выявлена большая роль кембрийских отложений в геоло-

гическом строении Тувы. Был установлен также геосинклинальный характер этих отложений и принадлежность их к нижнему отделу кембрийского периода. Среднекембрийские отложения в Туве пользуются весьма ограниченным распространением и пока известны лишь в одном пункте (Н. С. Зайцев, 1960). Изучение разрезов кембрийских отложений, выполненных разными исследователями в различных районах области, показало, что отложения эти в большинстве районов Тувы сложены существенно вулканогенными образованиями, близкими по составу к ранее выделенной В. А. Кузнецовым актовракской формации. Этим были окончательно отвергнуты ошибочные представления З. А. Лебедевой о вещественном составе кембрийских толщ Тувы. Вместе с тем выяснилось, что на крайнем западе и юго-западе, а также в ряде районов Восточной Тувы состав кембрийских отложений обладает иным фациальным профилем, а породы сильнее метаморфизованы. В связи с этим ряд исследователей выступил в печати с изложением своих взглядов на условия формирования нижнекембрийских отложений Тувы. Так, В. А. Кузнецов (1949) на основании анализа локальных стратиграфических колонок смежных районов Тувы и Западного Саяна пришел к важному выводу о наличии в зоне сопряжения этих разновозрастных геотектонических структур глубинного разлома. Обосновывая время заложения последнего, он показал фациальные различия в составе нижнего кембрия Западной Тувы и юго-восточного склона Западного Саяна, подчеркнув эпиконтинентальный характер нижнего кембрия Тувы в противоположность глубокоководным геосинклинальным фациям одновозрастных отложений Западного Саяна. Этот вывод В. А. Кузнецова вызвал возражение со стороны Г. А. Кудрявцева (1949, 1949₂), который полагал, что нижний кембрий сравнимых регионов обладает схожими фациями и представлен в обоих районах в основном эффузивно-карбонатным составом. Отличия же между отложениями нижнего кембрия Тувы и Западного Саяна, по его мнению, объясняются лишь степенью метаморфизма пород.

Позднее, обобщая большой материал по нижнекембрийским отложениям Тувы, полученный в процессе геологического картирования коллективом геологов ВАГТ, Г. А. Кудрявцев изменил свою точку зрения и пришел к выводу о неоднородном строении нижнего кембрия Тувы (Г. А. Кудрявцев, 1960). Территория Тувы им была разделена на шесть структурных зон, каждая из которых характеризуется своими особенностями разреза кембрия. Эта мысль впервые была подчеркнута Н. С. Зайцевым (1950). Высказывая свои соображения по поводу характера нижнекембрийских отложений Западного Саяна и Тувы, он писал, что нижний кембрий сравнимых территорий представлен близкими типами пород, принадлежащих к одной и той же формации. Вместе с тем, Н. С. Зайцев отмечал, что условия формирования нижнекембрийских отложений на территории Тувы не были однородными, так как рельеф геосинклинального ложа в это время был сложным; существовали области прогибов и относительных поднятий. Следует отметить, что наши исследования условий формирования нижнекембрийских отложений Тувы полностью подтвердили представления Н. С. Зайцева о сложном рельефе геосинклинального ложа, существовавшем во время седиментации нижнекембрийских отложений.

Вопросы стратиграфии кембрийских отложений Тувы до самого последнего времени оставались неясными. Многочисленными исследователями в разное время было предложено много вариантов стратиграфических схем, составленных для отдельных районов Тувы. Построены они были главным образом по литологическим данным местных разрезов.

Естественно, что такой подход к решению вопросов стратиграфии кембрия Тувы не дал удовлетворительных результатов, так как отсутствие в одних случаях четких границ между выделенными свитами, а в других — надежных палеонтологических данных, лишало возможности производить надлежащую корреляцию многочисленных свит. Некоторые общие сведения о стратиграфии кембрийских отложений Тувы можно найти в работах А. Г. Вологодина (1940), И. Т. Журавлевой (1947, 1959), В. А. Кузнецова (1946, 1953), А. И. Левенко (1950), Л. Н. Леонтьева (1956), В. П. Маслова (1947, 1949), Н. С. Зайцева (1960), Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1950).

Большой шаг вперед в отношении стратиграфического расчленения нижекембрийских отложений был сделан Н. В. Покровской, опубликовавшей монографическое исследование трилобитовой фауны кембрия Тувы (Н. В. Покровская, 1959). В этой работе приведена палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема нижнего кембрия Тувы. Последний расчленен на три свиты (снизу вверх): кадыйскую, состоящую из эффузивно-карбонатно-сланцевых пород мощностью 2,5—2,6 км; шанганскую, существенно карбонатную, мощностью 0,7—0,8 км и шивеликскую, песчано-известняково-сланцевую, мощностью в 0,5—0,6 км. Таким образом, максимальная мощность нижекембрийских отложений Тувы, по данным Н. В. Покровской, достигает 4000 м. Отложения всех трех выделенных свит залегают совершенно согласно. Время седиментации нижекембрийских отложений охватывает интервал от верхов алданского до верхов ленского ярусов.

Следует сказать, однако, что и эта наиболее совершенная схема стратиграфии нижнего кембрия Тувы не решает всей проблемы, так как положенный в основу ее фактический материал характеризует нижекембрийские отложения не всей Тувы, а главным образом ее центральных и западных районов. Стратиграфия нижекембрийских отложений периферических районов Тувы, где они в ряде случаев представлены иными, чем в центральных районах, фациями и мощностями, по существу, в этой работе не разобрана.

Отмеченный пробел в изучении стратиграфии нижнего кембрия Тувы лишь частично восполняется в работе Н. С. Зайцева (1960), где он приводит сжатую характеристику нижекембрийских отложений и некоторых других, не охваченных в монографии Н. В. Покровской, районов Тувы. В частности, им дано описание эжимской свиты, которую мы рассматриваем как переходное синхронное звено к нижекембрийским отложениям, формировавшимся в узких и глубоких геосинклинальных прогибах некоторых периферических районов Тувы. Обнаруженная в породах этой свиты фауна позволяет, как пишет Н. С. Зайцев, уверенно параллелизовать ее с чингинской свитой низов кембрия Западного Саяна, являющейся, в свою очередь, аналогом нижекембрийских отложений троговых прогибов кембрийской геосинклинали Тувы.

Правда, эта точка зрения разделяется не всеми исследователями геологии Тувы. Некоторые из них пытаются обосновать более низкое стратиграфическое положение отложений геосинклинальных прогибов в общем разрезе нижнего кембрия Тувы. Аргументация к этому у разных геологов различная. Одни из них в качестве обоснования выдвигают большую степень метаморфизма и некоторое различие в составах пород (наличие в отложениях, выполняющих прогибы, горизонтов осадочных кварцитов, углеродистых сланцев и более основной состав вулканогенных пород), другие выставляют более серьезные аргументы, как, например, пересечение толщ отложений прогибов дайками, которые по составу аналогичны покровам, слагающим толщи, распространенные в

соседних с прогибами поднятиях геосинклинального ложа. Наконец, третьи упоминают о вероятном трансгрессивном залегании слабее метаморфизованных нижнекембрийских толщ, широко распространенных за пределами зон прогибов.

Надо заметить, что последний из выдвигаемых аргументов в результате предпринятой нами специальной проверки в районах Западной и Юго-Восточной Тувы не подтвердился. Везде, где нами наблюдались контакты между предположительно ниже- и вышележащими свитами, они оказались тектоническими. Из тех пунктов стратиграфического несогласия между предположительно ниже- и вышележащими свитами нижнего кембрия, на которые ссылаются некоторые авторы стратиграфических схем кембрия, остались непроверенными лишь районы северных окраин Тувы.

Таким образом, существующие материалы позволяют с большой долей вероятности рассматривать синхронность образования нижнекембрийских отложений Тувы на всей территории области, включая и районы отложений глубоких геосинклинальных прогибов.

Заканчивая характеристику состояния изученности нижнекембрийских отложений Тувы, нельзя не отметить, что существующая литература по этому вопросу посвящена главным образом проблемам стратиграфии, в меньшей степени тектонике и условиям формирования отложений. Работы, в которых бы приводился детальный анализ вещественного состава пород и их генезиса, как мы уже отмечали, по существу, полностью отсутствуют. Поэтому никак нельзя согласиться с Н. В. Покровской, которая считает, что «...состав нижнекембрийских отложений Тувы изучен к настоящему времени достаточно подробно...» (Н. В. Покровская, 1959, стр. 18).

Глава II

СТРОЕНИЕ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СЕРИИ

Как уже отмечалось, нижнекембрийские отложения Тувы представлены существенно вулканогенными образованиями. Терригенные отложения, не содержащие примесь вулканогенного материала, равным образом как карбонатные, так и другие осадочные отложения в большинстве районов Тувы по площади распространения и мощности отложений подчинены эффузивам и сопровождающим их пирокластическим образованиям.

Изучая вулканизм ранних стадий развития каледонской геосинклинали Тувы, мы, естественно, акцентировали внимание на тех районах, где в составе нижнекембрийских отложений вулканогенные образования представлены наиболее полно. К таким районам на основании имеющегося геологического материала и личного знакомства с геологическим строением Тувы мы относим ее западную, центральную и северо-восточную части. В противоположность этим районам в составе нижнекембрийских отложений Восточной Тувы, вернее юго-восточных ее районов, роль вулканогенных пород заметно уменьшается. В связи с этим нижнекембрийские отложения, распространенные в восточных районах, изучались нами менее детально, и характеристика их дается главным образом на основании литературных и фондовых материалов.

Поскольку вопросы стратиграфии нижнекембрийских отложений,

как это следует из предыдущей главы, еще окончательно не решены, мы предпочли отказаться от существующих в настоящее время стратиграфических схем расчленения и при дальнейшей характеристике осадочно-вулканогенного нижнего кембрия принять более общий термин «серия». В последней, согласно с решением Всесоюзного стратиграфического совещания, объединяем «наиболее крупную единицу местной стратиграфической шкалы, охватывающую мощную и сложную по составу толщу осадочных, вулканогенных или метаморфических образований (или совокупность тех и других), часто отвечающих единому крупному седиментационному, вулканическому или тектоническому циклу» (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1955). Такое решение, учитывая специальные цели исследования, не отразится на достоверности сделанных нами выводов о характере и закономерностях нижнекембрийского вулканизма Тувы и вместе с тем облегчит изложение материала, поскольку отпадает необходимость корреляции многочисленных толщ и свит, выделенных среди нижнекембрийских отложений различных районов Тувы.

Систематическое описание фактического материала, отражающего строение нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии, удобнее будет начать с тех районов ее распространения, где обнажаются толщи, формировавшиеся в более или менее устойчивой фациальной обстановке геосинклинальных прогибов, а затем перейти к описанию толщ, седиментация которых происходила на разделяющих эти прогибы геоантиклинальных поднятиях, характеризующихся неустойчивой фациальной обстановкой. Для удобства изложения первым из названных толщ совершенно условно придано название куртушибинская, а вторым — таннуольская свита.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ КУРТУШИБИНСКОЙ СВИТЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СЕРИИ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Распространение отложений куртушибинской свиты сравнительно ограниченное. Породами свиты слагаются обычно неширокие полосы, чаще всего в периферических районах Тувы, пространственно приуроченные к крупным, длительно существующим разломам. Очень четко, полоса пород, слагающих куртушибинскую свиту, прослеживается вдоль западной и северо-западной границ Тувы, параллельно Саяно-Тувинскому глубинному разлому. Эта же свита распространена в южной и юго-восточной частях области. На юго-востоке Тувы полоса пород куртушибинской свиты окаймляет с севера Сангиленский срединный массив, прослеживаясь вдоль так называемого Агардагского глубинного разлома (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов, 1955). Затем породы куртушибинской свиты узкой полосой прослеживаются в междуречье Каа-Хем — Бий-Хем.

Для характеристики строения куртушибинской свиты приведем несколько частных разрезов.

1. Разрез в районе Куртушибинского хребта (в междуречье Бялик—Омыл)

В данном районе нижнекембрийские отложения обнажаются в виде горст-антиклинального выступа, ограниченного с северо-запада и юго-востока тектоническими нарушениями. Породы свиты собраны в антиклинальную складку, крылья которой осложнены складчатостью второго

порядка. Оси складок ориентированы в северо-восточном направлении, а крылья их падают под углом в 60—80°. С северо-запада и юго-востока нижнекембрийские отложения тектонически граничат с песчано-сланцевой толщей кембро-ордовика.

Нижняя часть разреза сложена мощной пачкой зеленокаменно-измененных основных эффузивов, покровы которых перемежаются с горизонтами пирокластических пород и многочисленными линейно-вытянутыми телами кварцитов. По составу эффузивы отвечают диабазам и диабазовым порфирирам. Очень редко можно встретить покровы пироксеновых (авгитовых) порфиритов. Мощность отдельных покровов варьирует от 5—7 до 30—40 м. Переслаивающиеся с диабазами и диабазовыми порфирирами горизонты пирокластических пород, внешне трудно отличимые от метаморфизованных эффузивов, по структурным особенностям и вещественному составу отвечают агломератным туфам основных эффузивов. Надо отметить, что суммарная мощность эффузивных покровов значительно превышает мощность горизонтов агломератных туфов. В верхней части пачки в составе туфов устанавливается примесь терригенного материала (окатанные зерна кварца, полевых шпатов, местами кварцево-кальцитовый цемент, лучшая сортировка кластического материала), свидетельствующего о размыве и переотложении вулканогенных пород. Заметим, что среди кластических отложений (агломератные туфы, туфопесчаники и туфосланцы) отсутствуют грубообломочные разновидности. К этой части разреза приурочены небольшие линзообразные массивы серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и рвущие их дайкообразные тела основной интрузии. Мощность пачки — 2400 м.

В пачке, лежащей выше, преобладают кластические породы, представленные главным образом различными по составу метаморфизованными сланцами. Среди последних отметим, пользующиеся наибольшим распространением хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы. Характерным членом верхней части разреза свиты являются горизонты черных и стально-серых углеродистых сланцев, обычно обильно импренированных пиритом. Темная окраска сланцев обусловлена наличием в составе кварцево-полевошпатовой массы породы тончайшей пыли углеродистого вещества. Среди метаморфизованных сланцев встречаются прослой зеленовато-серых среднезернистых хлоритизированных песчаников, часто инъектированных по сланцеватости тонкими (до 1 мм), быстро выклинивающимися прожилками кварца. В низах пачки обнаруживаются единичные покровы основных эффузивов и сопровождающих их агломератных туфов. Мощность этой части разреза составляет 750 м.

Общая мощность разреза свиты в данном районе достигает 3150 м. Надо иметь в виду, что указанная цифра не отражает полной мощности свиты, так как и лежащий и висячий бока ее срезаны тектоническими нарушениями.

Охарактеризованный выше разрез куртушибинской свиты по своему строению характерен для всей западной и северо-западной полосы распространения свиты. В общих чертах он сохраняется и в южных районах Тувы. Следует лишь иметь в виду, что местами в верхней существенно осадочной части разреза появляются невыдержанные по простиранию горизонты серых мраморизованных известняков.

По направлению к югу от Куртушибинского хребта в сторону Тувинской котловины состав и строение куртушибинской свиты претерпевают некоторые изменения. Для иллюстрации этих изменений приведем описание разреза куртушибинской свиты в западной части Уюкского хребта.

2. Разрез по южному склону Уюкского хребта в междуречье Эжим — Оораш — Оймак

Нижнекембрийские отложения прослеживаются здесь полосой широтного простираения вдоль южного склона Уюкского хребта. На севере они по тектоническому контакту граничат с отложениями среднего палеозоя, а на юге, также по тектоническому контакту, приходят в соприкосновение с таннуольской, существенно эффузивной свитой нижнего кембрия. Местами вдоль южного тектонического шва между нижнекембрийскими свитами зажаты тектонические клинья силура и нижнего девона. Породы характеризуемой свиты собраны в несимметричную антиклинальную складку с осью, ориентированной в широтном направлении. Углы падения крыльев складки составляют 55—70°.

В основании разреза залегает песчано-сланцевая пачка, состоящая из преобладающих горизонтов грязно-зеленовато-серых тонкозернистых песчаников, чередующихся с подчиненными им по мощности прослоями сланцев, песчаников и изредка известняков.

Выше следует пачка существенно вулканогенных пород, сложенная покровами зеленокаменно-измененных диабазов и диабазовых порфиритов, пластующихся с горизонтами агломератных туфов. Среди вулканогенных пород прослеживаются пластообразные тела метасоматических кварцитов, связанных постепенными переходами с диабазами и их туфами.

Еще выше залегает мощная пачка преимущественно кластических пород с исключенными среди них единичными покровами основных эффузивов, редкими рифами мраморизованных известняков, линзами микрокварцитов и небольшими телами серпентинитов. В нижней части пачки, наряду с преобладающими горизонтами метаморфизованных глинистых сланцев, значительным распространением пользуются псаммитовые и псефитовые разности терригенных образований, которые выше по разрезу пачки исчезают.

Эта пачка, преимущественно осадочных пород, сменяется выше по разрезу существенно эффузивной пачкой, густо насыщенной горизонтами кварцитов. Характерно, что среди вулканогенных пород, наряду с господствующими покровами зеленокаменных альбитизированных диабазов, встречаются покровы серых и грязно-зеленых кератофиров.

В основании вышележащей пачки залегают чередующиеся между собой горизонты зеленовато-серых метаморфизованных глинистых сланцев и бурых кремнистых пород, в составе которых обнаружены спикулы губок. Над осадочными породами вновь появляются покровы зеленокаменных, миндалекаменных диабазов и сопровождающие их горизонты агломератных туфов.

Стратиграфически выше следует пачка, состоящая из осадочных пород различного генезиса. Здесь наблюдается перемежаемость горизонтов, сложенных яшмовидными силицилитами, сланцами, песчаниками, а также небольшими рифами частично перекристаллизованных известняков и находящихся в тесной пространственной связи с ними околорифовых конгломератов.

Далее, вверх по разрезу, появляется пачка вулканогенных пород, представленных в основном диабазами, диабазовыми порфиритами, реже кератофирами и зеленокаменными авгитовыми порфиритами. Покровы эффузивов чередуются с горизонтами агломератных туфов, туфопесчаников и туфосланцев.

Отмеченные выше вулканогенные образования перекрываются мало-мощной пачкой осадочных пород, по составу аналогичной той, которая подстилает вулканогенные породы.

Разрез завершается сложнопостроенной осадочно-эффузивной пачкой, сложенной в основании серыми и зеленовато-серыми метаморфизованными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, которые в верхней части пачки сменяются существенно вулканогенными образованиями, представленными покровами альбитизированных диабазов, реже диабазовыми и авгитовыми порфиридами и кератофирами. Покровы эффузивов пластуются с горизонтами соответствующего состава туфов. В вулканогенной части пачки встречаются мелкие линзы гипербазитов. Общая мощность разреза достигает 5000 м.

Заканчивая на этом описание разреза куртушибинской свиты в районе западной части Уюкского хребта, отметим следующие особенности ее строения.

Довольно четко выражено чередование пачек, сложенных то существенно осадочными, то вулканогенными образованиями, мощность которых в целом по разрезу примерно одинакова. Среди вулканогенной части разреза явно преобладают лавы основных эффузивов.

Покровы авгитовых порфиритов, кератофинов, равным образом как и горизонты пирокластических пород, встречаются редко и составляют малую часть мощности вулканогенных образований.

Ритмично чередуются вулканогенные и осадочные породы, что свидетельствует о прерывистом характере вулканической деятельности, происходившей в подводных условиях.

Характерно появление среди осадочных отложений грубообломочных пород и довольно широкое распространение в разрезе рифогенных известняков. В этой связи нижнекембрийские отложения западной части Уюкского хребта можно рассматривать как некоторое промежуточное звено между более глубоководными отложениями куртушибинской свиты, слагающей Куртушибинский хребет, и отложениями таннуольской свиты в Западной Туве, которые формировались в условиях неглубокого морского бассейна.

На юго-востоке Тувы куртушибинская свита имеет несколько иной состав и строение. Эталоннотипным разрезом куртушибинской свиты для юго-восточных районов Тувы можно считать разрез по долине р. Тесь-Хем.

Прежде чем перейти к характеристике разреза, напомним, что отложения куртушибинской свиты распространены в этом районе Тувы в виде узкой полосы вдоль западной окраины Сангиленского среднего массива, в месте сочленения его с каледонской геосинклинальной зоной Тувы. Полоса пород характеризуемой свиты прослеживается на расстоянии более чем 100 км из района озера Шара-Нур на северо-восток в пределы хребта Остроконечный Танну-Ола.

3. Разрез эффузивно-сланцево-карбонатного нижнего кембрия по долине р. Тесь-Хем

К югу от пос. Самагалтай р. Тесь-Хем, прорезая юго-западное окончание хребта Улуг-Хаирхан-Даг, на коротком отрезке течет в узком скалистом ущелье, вскрывая в бортах долины эффузивно-сланцево-карбонатную свиту нижнего кембрия. Низы свиты срезаны тектоническим нарушением, по которому породы, слагающие свиту, контактируют с гнейсами протерозоя Сангиленского срединного массива. Верхняя часть разреза попадает в зону интенсивного метасоматоза, прослеживающуюся

в северо-восточном направлении вдоль второго крупного тектонического нарушения, проходящего по северо-западному фасу хребта Улуг-Хаирхан-Даг. Таким образом, данный разрез не охватывает полной мощности куртушибинской свиты. Тем не менее мощность ее в этом районе составляет более трех километров. Отложения свиты дислоцированы в северо-восточном 60° направлении и имеют моноклиальное северо-западное падение под углом в $40-60^\circ$. В нижней части разреза моноклиально залегающие слои осложнены дополнительной синклиальной складкой, ось которой погружается в северо-западном направлении.

В пределах разреза свита фаунистически не охарактеризована. Однако среди известняков гряды Агар-Даг, расположенной на прямом продолжении этой свиты к юго-западу, были обнаружены остатки трилобитов и археоциат плохой сохранности (В. А. Благодеров, А. В. Ильин и др., 1957), а еще дальше на юго-запад, уже на территории МНР, в долине Баргустин-Гол, по сборам И. П. Рачковского давно известна фауна архесциат: *Archaeocyathus yavorskii* (Vologd.), *Retecyathus camptophragmus* (Vologd.), *Coscinocyathus dianthus* Vogt., наличие которой не оставляет сомнений в принадлежности характеризующей свиты к нижнему кембрию.

В основании разреза вскрывается мощная пачка пород, среди которых преобладают зеленокаменно-измененные основные эффузивы типа диабазовых порфиритов. Им подчинены покровы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Лавы чередуются с горизонтами агломератных туфов и стально-серых и черных углеродистых пиритизированных глинистых сланцев и кварцитов. Мощность обломочных пород в нижней части разреза пачки не превышает одной трети ее объема. Выше удельный вес осадочных горизонтов значительно возрастает. Мощность всей пачки составляет 620 м (рис. 1).

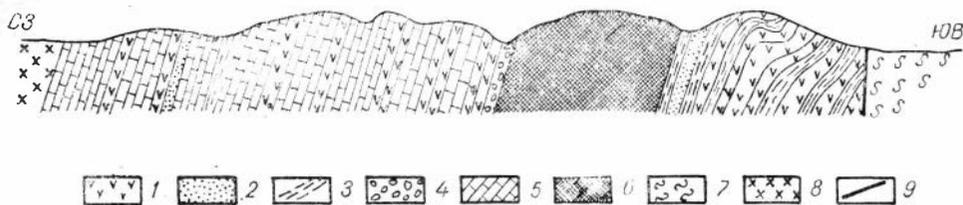


Рис. 1. Разрез куртушибинской свиты нижнего кембрия по долине р. Тесь-Хем в месте прорыва хр. Улуг-Хаирхан-Даг.

1 — зеленокаменно-измененные основные порфириты и туфы; 2 — песчаники; 3 — черные глинистые и кремнистые сланцы и кварциты; 4 — внутрiformационные конгломераты; 5 — известняки; 6 — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; 7 — гнейсы протерозоя; 8 — зона интенсивно измененных метасоматических пород; 9 — тектонические нарушения.

Стратиграфически выше обособляется пачка осадочных пород, состоящая из слоистых зеленовато-серых глинистых сланцев и известковистых граувакковых песчаников, пластующихся с горизонтами белых и серых кварцитов. Мощность пачки — 140 м.

Еще выше следует линзообразное тело ультраосновных пород, представленных хризотил-антигоритовыми (часто с баститом) серпентинитами. Серпентиниты секутся серией дайкообразных тел аутометаморфизованных роговообманковых диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов. Мощность гипербазитового тела в сечении разреза составляет 650 м.

Далее по разрезу массив гипербазитов сменяется горизонтом темно-серого кварцита, который, в свою очередь, перекрывается пластом

внутриформационного конгломерата, содержащего главным образом кварцевую и кварцитовую гальку. Мощность — 40 м.

Выше конгломератов состав отложений претерпевает изменения. Наряду с вулканогенными и кластическими образованиями, во все возрастающем количестве появляются карбонатные горизонты. В нижней части характеризуемой мощной пачки количественное соотношение между зеленокаменно-измененными вулканогенными породами (основные эффузивы и их туфы) и карбонатными горизонтами примерно одинаково. В средней и верхней частях разреза пачки соотношение мощностей меняется в пользу известняков. В основании пачки залегает покров зеленокаменного диабазового порфирита. Выше появляются метаморфизованные авгитовые и плагиоклазовые порфириды. Покровы лав обычно сопровождаются горизонтами агломератных туфов, туфопесчаников и известняков. В верхней половине пачки господствуют карбонатные породы. Пласты светлых мраморизованных известняков чередуются там с горизонтами зеленовато-серых известковистых туфосланцев, туфопесчаников и кремнистых сланцев. Местами наблюдается ритмичное тонкое переслаивание светло-серых мраморизованных известняков со светло-зеленоватыми кремнистыми сланцами. Известняки секутся дайками диабазов. Мощность пачки составляет 1510 м.

Далее вверх по разрезу обнажается мощный риф белого и светло-серого мраморизованного известняка, местами содержащего глинистый материал. Риф известняка пронизан маломощными (1—7 м) дайками темно-серых диабазовых и лабрадоровых порфиритов. Висячем боку рифа встречен прослой светло-зеленовато-серого пиритизированного глинистого сланца. Мощность рифа — 200 м.

За ним залегает серия глубокоизмененных метаморфических пород, представленных зелено-черными амфиболитами, содержащими жилки и желваки габбро-амфиболитов.

Общая мощность эффузивно-сланцево-карбонатного кембрия в данном разрезе составляет 3160 м.

Анализируя состав и характер строения разреза, можно прийти к выводу о постепенном обмелении морского бассейна, в котором происходило формирование пород свиты, и затухании вулканической деятельности. Обращает на себя внимание и состав лав. В разрезе совершенно отсутствуют производные кислых лав. Сравнительно редко встречаются представители лав средней основности. Главная масса вулканогенных пород представлена основными эффузивами типа диабазов и диабазовых порфиритов. Излияние лав происходило в подводных условиях, о чем совершенно определенно свидетельствует постоянное чередование эффузивов со сланцевыми горизонтами и переотложенными продуктами вулканических выбросов. Обращает на себя внимание также преобладание лав над пирокластическими образованиями и сравнительно небольшая мощность покровов, редко превышающая 10—15 м. Любопытно отметить особенности строения отдельных покровов. Наблюдения показывают, что характер породы в нижней и средней частях покрова почти не отличается друг от друга. Зато верхняя часть покрова значительно хуже раскристаллизована. Вместо полнокристаллической диабазовой или родственной ей структур, характерных для пород средней и нижней частей покрова, здесь среди базиса сохраняются продукты девитрификации стекла, и структура приобретает интерсертальный характер. Здесь же концентрируется и главная масса миндалин. Значительно сокращается количество вкрапленников и размеры последних. Наконец, интересно отметить, что автометаморфические преобразования породы (амфиболитизация, альбитизация и др.), обычно достаточно ин-

тенсивно проявленные в нижней и средней частях покрова, в кровле последнего сведены до минимума.

Описанный выше характер строения разреза свиты в долине р. Тесь-Хем сохраняется в общих чертах и в районе гряды Агар-Даг. К северо-востоку в верховьях рч. Шурмак, по-видимому, вскрываются более низкие горизонты разреза, представленные мощной пачкой конгломератов. Галька конгломератов состоит главным образом из гранитов, кремнистых пород и зеленокаменно-измененных эффузивов. Среди конгломератов встречаются редкие и маломощные прослои гравелитов и песчаников. Пачка конгломератов находится в вынужденном (тектоническом) контакте с гнейсами протерозоя Сангиленского массива. Над конгломератами залегает мощная толща, состоящая из чередующихся горизонтов терригенных и вулканогенных пород. В нижней части разреза толщи преобладают терригенные образования, представленные песчаниками и сланцами (в том числе темно-серыми и черными углеродистыми сланцами). Зеленовато-серые рассланцованные основные эффузивы и сопровождающие их туфы играют в этой части разреза толщи подчиненную роль. В составе толщи изредка встречаются небольшие горизонты известняков и кварцитов, а также линзы серпентинитов. В верхней части разреза толщи доминирующее положение занимают покровы зеленокаменно-измененных основных эффузивов и сопровождающие их горизонты пирокластических пород. Заканчивается разрез горизонтом известняков мощностью в 300 м.

Еще далее к востоку полоса кембрийских отложений, прослеживаемая вдоль северо-западной окраины Сангиленского массива, прерывается сплошными полями гранитоидов Таннуольского и Среднепалеозойского интрузивных комплексов. Судить о составе и строении нижнекембрийских отложений в этом районе можно лишь по сохранившимся от денудации изолированным друг от друга остаткам кровли. По данным В. В. Архангельской и А. В. Ильина, в составе нижнекембрийских отложений района верховьев р. Брень и р. Сизим преимущественным распространением пользуются зеленокаменно-измененные эффузивы основного и среднего состава и сопровождающие их туфы. В бассейне р. Улуг-Шивей в разрезах куртушибинской свиты появляются терригенные образования. Изменяется и состав вулканогенных пород; эффузивы основного состава сменяются кератофирами.

Характер разреза куртушибинской свиты существенно меняется в той части района бассейна р. Каа-Хем, которая расположена южнее устья наиболее крупного ее притока — р. Кзыл-Хем. В этом районе (бассейны рч. Чинге, Аен, Тарбагатай, Каптагай и др.), по данным С. В. Потапова, нижняя часть разреза свиты сложена в основном терригенными породами — метаморфизованными сланцами и песчаниками, содержащими примесь вулканогенного материала. Верхняя же часть свиты сложена главным образом карбонатными породами — известняками и известковистыми песчаниками. Подчиненную, но достаточно заметную роль в разрезе верхней части свиты играют гравелиты и конгломераты, а также горизонты, характерные для куртушибинской свиты черных углеродистых сланцев. Роль вулканогенных пород в составе свиты в этом районе сведена к минимуму. Неполная мощность куртушибинской свиты здесь составляет 4 км.

Отложения куртушибинской свиты прослеживаются и далее в северо-восточном направлении в бассейне р. Кзыл-Хем. По данным И. И. Башиловой, и в этом районе вулканогенные отложения в составе свиты встречаются очень редко. Нижняя часть разреза свиты сложена здесь кристаллическими известняками, которые стратиграфически выше

перекрываются толщей терригенных пород, состоящей из метаморфизованных сланцев, песчаников, конгломератов с подчиненными им горизонтами черных кремнисто-углеродистых сланцев, микрокварцитов и редких покровов зеленокаменно-измененных основных эффузивов.

Отложения эффузивно-сланцево-карбонатного нижнего кембрия, выделяемого нами в виде куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии, известны также в районе междуречья Бий-Хем — Каа-Хем. Сравнительно узкая полоса пород этой свиты прослеживается там в широтном направлении к западу от верховьев р. Дерзик. По материалам В. Б. Агентова неполная мощность разреза свиты в этом районе достигает 4 км. В нижней части разреза свиты преобладают зеленокаменно-измененные основные эффузивы и их туфы, местами интенсивно рассланцованные и превращенные в хлоритовые и эпидото-хлоритовые сланцы. Среди вулканогенных пород встречаются прослои темно-серых и черных филлитовидных сланцев и реже горизонты серых мраморизованных известняков. Выше по разрезу количество сланцевых горизонтов увеличивается и появляются тела микрокварцитов. В одном линзообразном теле известняка обнаружена фауна археоциат плохой сохранности. Простираение пород свиты широтное, падение на юг под углом в 60—65°.

Примерно такой же характер разреза свиты сохраняется и в истоках р. Хопто. Особенностью этой части разреза свиты является наличие в составе ее большого количества линзообразных тел гипербазитов и сопровождающих их кварцитов.

Западным продолжением этой полосы куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, очевидно, можно считать небольшие поля кембрия, являющиеся остатками кровли Оджинского массива Таннуольского интрузивного комплекса. В 1957 г. на водоразделе речек Кызык — Чадыр — Глухариная и в левых притоках рч. Мезены мы наблюдали характерные для куртушибинской свиты черные филлитовидные сланцы, кварциты и амфиболиты. Обрывки пород куртушибинской свиты установлены и в юго-западном экзоконтакте Оджинского массива в вершине лога Тараскыр. Далее на запад отложения куртушибинской свиты перекрываются более молодыми палеозойскими отложениями и снова выступают на поверхность уже на юго-восточном склоне Куртушибинского хребта.

Охарактеризованная выше полоса пород куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия восточнее верховьев р. Дерзик прослеживается в юго-восточном направлении, примерно параллельно долине р. Ужеп. Небольшие по величине, изолированные друг от друга поля пород куртушибинской свиты оконтурены и на левобережье р. Каа-Хем, в верхнем течении рч. Мос. В этих районах состав разреза куртушибинской свиты претерпевает некоторые изменения, выражающиеся в увеличении роли осадочных пород. Вулканогенные образования и в том числе основные эффузивы сохраняются главным образом в нижней части разреза свиты. Большая же часть разреза свиты, мощность которой здесь, по данным А. Б. Агентова, достигает 6 км, представлена сланцево-карбонатной толщей. В этом районе отложения куртушибинской свиты образуют синклиналичную структуру, вытянутую в северо-западном направлении. Характерными литологическими членами разреза куртушибинской свиты здесь являются гипербазиты и ассоциирующие с ними кварциты.

Для того, чтобы закончить описание строения куртушибинской свиты нижнего кембрия, необходимо хотя бы кратко охарактеризовать синхронные отложения, распространенные в северной части Тувы. В

этом районе они занимают значительную площадь, прослеживаясь полосой вдоль так называемого Восточно-Саянского разлома. На северо-западе области эта полоса нижнего кембрия соединяется с охарактеризованным выше нижним кембрием Западного Саяна (см. описание разреза в районе Куртушибинского хребта).

Учитывая материалы геолога Л. П. Зоненшайна, схематический разрез нижнекембрийских отложений, которые можно параллелизовать с куртушибинской свитой, в районе водораздела рек Чаваш (правый приток р. Хамсары) и левых притоков верхнего течения р. Казыра представляется в следующем виде.

В нижней части разреза залегает монотонная толща зеленовато-серых метаморфизованных кварцево-хлоритовых, серицито-хлоритовых и альбито-хлоритовых сланцев, содержащая прослои серовато-зеленых порфиринов. В верхней части толщи появляются единичные горизонты черных углеродистых сланцев. Мощность — 1500 м.

Стратиграфически выше лежит мощная толща однообразных зеленых и серых филлитов, кремнистых и кварцево-серицитовых сланцев, горизонты которых чередуются с прослоями плотных кварцитовидных песчаников, покровами диабазов и кератофиров, а также прослоями мраморизованных известняков. Мощность — 3200 м.

Верхи разреза сложены пачками серых и темно-серых, часто битуминозных известняков, среди которых залегают горизонты известковистых песчаников, конгломератов, мергелей, кремнистых сланцев и кровы основных эффузивов. Мощность — 1000 м.

Суммарная мощность свиты составляет 5700 м.

В крайней восточной части характеризуемая полоса пород нижнего кембрия имеет существенно иной, карбонатный состав и сложена мощной толщей серых, светло-серых и белых, иногда полосчатых мраморов и доломитов. К западу в разрезе нижнекембрийских отложений преобладают вулканогенные образования.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ТАННУОЛЬСКОЙ СВИТЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СЕРИИ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Нижнекембрийские отложения таннуольской свиты распространены значительно шире, чем породы только что охарактеризованной куртушибинской свиты. Если отложения последней обнажаются главным образом по периферии территории Тувы, то поля распространения таннуольской свиты встречаются по всей остальной обширной территории области.

Последовательное изложение фактического материала, иллюстрирующего строение таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, начнем с описания разрезов Западной Тувы — того района, где четверть века тому назад В. А. Кузнецов впервые обосновал выделение и дал характеристику строения кембрийской актовракской формации — аналога нашей таннуольской свиты (П. М. Татаринев, К. С. Филатов, В. А. Кузнецов, 1934).

Отложения Таннуольской свиты в Западной Туве на современной денудационной поверхности пользуются ограниченным площадным распространением. Слагая нижний структурный ярус раннекаледонской (салаирской) складчатой зоны Тувы, они в виде небольших участков обнажаются обычно в ядрах размытых антиклинальных складок, перекрывающих нижний кембрий мощных кластических толщ ордовика и силура. Нередко взаимоотношения нижнего кембрия с вышележащими силурийскими отложениями осложняются разрывными тектоническими

нарушениями, сопряженными с главным глубинным разломом, по которому происходит сочленение раннекаледонской (салаирской) структуры Тувы с более молодой собственно каледонской складчатой зоной Западного Саяна. Вместе с тем, многочисленные изолированные на поверхности выходы нижнекембрийских отложений таннуольской свиты хорошо увязываются между собой в пространстве, образуя выдержанную в субширотном направлении полосу, прослеживающуюся на протяжении свыше 250 км от бассейна рч. Пичи-Шуй на западе до 94 меридиана на востоке.

Общую характеристику состава нижнекембрийских отложений таннуольской свиты Западной Тувы можно найти в работах П. М. Татаринова, В. А. Кузнецова и К. С. Филатова (1934), В. А. Кузнецова (1946, 1950, 1953); Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1950), Г. А. Кудрявцева (1949, 1960), Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1955), Л. Н. Леонтьева (1956), Н. С. Зайцева (1960) и др. Нами состав и строение таннуольской свиты детально изучены в двух разрезах, которые наиболее полно отражают внутреннее содержание и строение последней в Западной Туве.

1. Разрез в районе Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста

Отложения таннуольской свиты обнажаются здесь в междуречье широких долин рек Хемчика и Эдыгея в виде невысокой скалистой гряды, ориентированной в субширотном направлении. К северу и югу отложения таннуольской свиты перекрыты мощным чехлом современных аллювиальных отложений упомянутых выше рек, поэтому судить об истинной мощности свиты в данном районе не представляется возможным. Породы свиты имеют выдержанное простирание по азимуту 275° и моноклиналиное падение на север под углом в 50° . По направлению к северу отмечается увеличение угла наклона пород, доходящее до 70° .

В нижней части разреза обнажается сложная по составу пачка пород, в основании которой залегает линзообразное тело серых метасоматических кварцитов. Над ним расположены темно-серые и черные туфовые сланцы, чередующиеся с горизонтами зеленовато-серых туфопесчаников и туфоконгломератов, кварцитов и небольших по размерам, быстро выклинивающихся по простиранию рифов темно-серых известняков. Разрез осложняется наличием нескольких небольшой мощности линз серпентинитов, пространственно ассоциирующих с кварцитами и рядом согласных даек зеленовато-серых диабазовых порфиритов. Мощность пачки — 330 м.

Стратиграфически выше следует пачка существенно туфогенных пород, среди которых широким распространением пользуются грубообломочные разности. Пачка отбивается по характерному маломощному горизонту темно-серых ясно- и тонкослоистых глинистых сланцев, залегающих в основании пачки. Среди пирокластических образований выделяются горизонты туфоконгломератов, туфобрекчий и агломератных туфов, содержащих многочисленные обломки буро-фиолетовых и темно-лиловых, реже зеленовато-серых авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Продуктам вулканических выбросов подчинены маломощные покровы буро-фиолетовых миндалекаменных авгитовых, реже плагиоклазовых порфиритов и лавобрекчий. Суммарная мощность пирокластических пород в три раза превышает общую мощность лав. Характерной деталью строения этой части разреза является наличие маломощных

(1—8 м) горизонтов яснослоистых туфосланцев, распространенных по всей мощности пачки. Мощность пачки — 300 м.

Еще выше обособляется пестрая по составу пачка пород, состоящая в основном из чередующихся между собой горизонтов лиловых и зеленовато-серых туфосланцев, туфопесчаников и агломератных туфов. Им подчинены покровы буро-фиолетовых обычно миндалекаменных андезитовых порфиритов. В верхней части пачки появляются небольшие линзовидной формы тела метасоматических кварцитов, пространственно тяготеющих к выходам серых мраморизованных известняков. Последние залегают то в виде мелких рифов, то в виде выдержанных по простиранию маломощных пластов. Здесь же, в ассоциации с кварцитами, зафиксирована еще одна линза серпентинитов. Мощность пачки — 490 м, из них на долю лав приходится 150 м.

Далее обнажается Актоврацкий гипербазитовый массив. Мощность его в профиле разреза составляет 400 м.

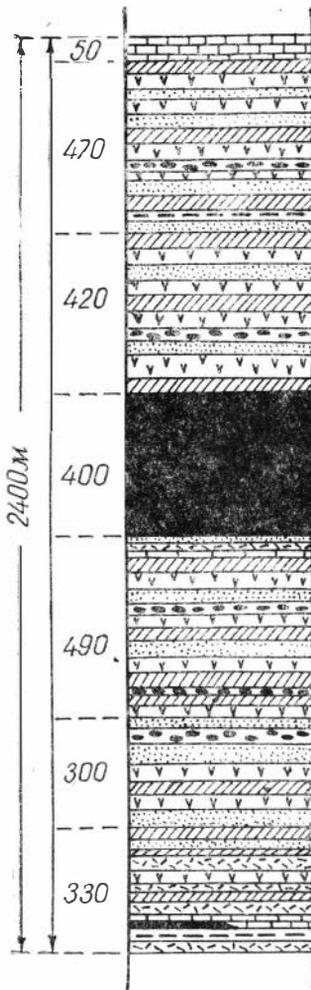
Выше по разрезу следует существенно вулканогенная пачка пород, состоящая из перемежающихся между собой пирокластических образований и покровов, главным образом, основных эффузивов. В противоположность нижележащим пачкам здесь наблюдается примерно равное количественное соотношение между лавами и продуктами вулканических выбросов, а в верхних частях пачки лавы преобладают над пирокластическими породами. В строении пачки участвуют также маломощные горизонты яснослоистых бурых и серых туфосланцев и редкие мелкие рифы серых мраморизованных известняков. В основании пачки среди вулканогенных пород отмечаются линзообразные тела метасоматических кварцитов. Пирокластические образования представлены существенно агломератными, реже агломератно-кристаллическими туфами и туфобрекчиями. Собственно лавы принадлежат зеленовато-серым диабазовым, авгитовым и подчиненным им плагиоклазовым (андезиновым) порфиритам, обычно миндалекаменного строения. Характерна небольшая мощность покровов в среднем в 10—15, максимум 20 м. Встречаются покровы мощностью в 3—5 м. Мощность пачки — 420 м, из них лавы занимают 200 м.

Охарактеризованная выше пачка вулканогенных пород перекрывается внешне мало чем отличной пачкой вулканогенных же образований, состоящих из преобладающих покровов зеленовато-серых часто миндалекаменных альбитизированных диабазовых порфиритов, сопровождающихся невыдержанными по простиранию горизонтами агломератных туфов и туфобрекчий. В верхней части пачки диабазовые порфириты уступают место более кислым разностям, представленным мощными покровами лиловых и лилово-серых диагенетизированных андезитовых порфиритов. Здесь, так же как и на протяжении всего разреза, горизонты пирокластических пород пластуются с редкими и маломощными прослоями тонкослоистых туфосланцев и туфопесчаников. Мощность пачки — 470 м, из них около 200 м падает на долю лав.

Венчает разрез крупный риф светло-серого мраморизованного известняка, неполная мощность которого составляет 50 м. Им сложен борт широкой долины р. Эдыгея.

Общая мощность разреза составляет 2400 м. Графическое изображение разреза представлено на рис. 2.

Строение верхней части характеризуемой свиты в данном районе может быть иллюстрировано детально составленным В. А. Кузнецовым (1953) и Н. С. Зайцевым (1960) разрезом в районе горы Утук-Гай. Последняя расположена на правом берегу реки Хемчик на прямом



Риф известняка.

Туфопесчаники, туфосланцы, туфобрекчии с редкими прослоями глинистых сланцев. Покровы миндалекаменных альбитизированных диабазовых порфиритов.

Агломератные туфы и туфобрекчии с прослоями сланцев и покровов миндалекаменных андезиновых, авгитовых и диабазовых порфиритов.

Актовракский перидотитовый массив.

Пачка лиловых и зеленых туфосланцев, туфопесчаников, агломератных туфов и покровов с потоками миндалекаменных порфиритов. В верхах пачки появляются кварциты и известняки

Пачка существенно туфогенных пород с редкими покровами зеленых и фиолетовых авгитовых порфиритов.

Пачка пород, состоящая из кварцитов, сланцев, песчаников, горизонтов и рифов известняков, туфоконгломератов и туфопесчаников и линз серпентинитов.

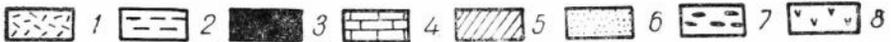


Рис. 2. Стратиграфическая колонка таннуольской свиты нижнего кембрия в районе Актовракского перидотитового массива.

1 — кварциты; 2 — глинистые сланцы и песчаники; 3 — гипербазиты; 4 — горизонты и рифы известняков; 5 — туфогенные сланцы; 6 — туфогенные песчаники; 7 — туфобрекчии и туфоконгломераты; 8 — диабазовые, авгитовые и плагиоклазовые порфириты.

продолжении полосы нижнекембрийских пород, прослеживаемой из района Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста.

По данным В. А. Кузнецова (1953), южное подножье сопки Утук-Гай сложено толщей зеленовато-серых песчаников и внутриформационных конгломератов, содержащих обильную кварцевую гальку. Кластическим горизонтам подчинены покровы порфиринов. Здесь же встречаются мелкие линзы серпентинитов и небольшие тела кварцитов. Мощность пачки несколько сот метров.

Стратиграфически выше залегают известняки, внизу глинистые, слоистые, а выше — массивные, содержащие фауну археоциат. Мощность известняков — 60 м. Известняки перекрываются пачкой серых тонкослоистых песчаников и глинистых сланцев мощностью около 40 м. Пачка эта, в свою очередь, сменяется глинистыми известняками, переслаивающимися с аргиллитами. В последних обнаружены трилобиты плохой сохранности, а известняки изобилуют археоциатами. По определению П. С. Краснопеевой здесь установлен следующий комплекс археоциат: *Archaeocyathus ratus* (Vologd.), *Clathricyathus fossaengulatus* (Vologd.), *Ethmophyllum aff. firmus* (Vologd.), *E. ratum* (Vologd.), *Carinocyathus* n. sp., сходный с *Coscinocyathus vassilievi var monok* (Vologd.), *Coscinocyathus cancellatus* Born.

Мощность этих горизонтов около 20 м. Далее, вверх по разрезу, следует горизонт массивных светло-серых и белых известняков, местами оолитового сложения. В верхней части известняки приобретают розовую окраску. Мощность их — 100 м. Заканчивается разрез красновато-серыми песчаниками, переслаивающимися с горизонтами красных известняков.

Падение пород, слагающих данный разрез, — ССВ. Углы падения 40—50°. Далее на северо-восток кембрийские отложения перекрываются базальным горизонтом шемушдагской свиты ордовика, представленным серым конгломеративным песчаником.

Н. С. Зайцев, описывая разрез пород нижнего кембрия, слагающих г. Утук-Гай, выделяет их в особую утулгаинскую свиту, породы которой, по его мнению, с перерывом в осадкообразовании и размывом ложатся на верхние горизонты охарактеризованного выше разреза нижнего кембрия в районе Актоврацкого месторождения асбеста. Н. С. Зайцевым в дополнение к сборам В. А. Кузнецова была собрана обильная фауна археоциат и трилобитов. Трилобиты были обнаружены в известняках, залегающих в основании разреза горы Утук-Гай и в породах верхней части разреза. По определению Н. В. Покровской, по фауне трилобитов (*Redlichina vologdini* Lerm., *R. sp.*) содержащие их породы датируются синским горизонтом, т. е. основанием ленского яруса. Археоциатовая фауна, собранная в породах средней части разреза, по определению И. Т. Журавлевой отвечает формам, характерным для санаштыкгольского горизонта юга Сибири, который параллелизуется с толбачанским и олекминским горизонтами Сибирской платформы (И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский, 1959), т. е. отвечает средней части ленского яруса.

Характерной чертой строения таннуольской свиты, распространенной в западной части Западной Тувы, как это следует из описанных выше разрезов, является явное преобладание вулканогенных пород над карбонатными и терригенными отложениями, которые лишь в самых верхах разреза приобретают доминирующее значение.

Среди вулканогенных пород преобладают продукты вулканических выбросов, что особенно четко выступает в нижней части разреза, где мощность пирокластов в три раза превышает мощность лав. В верхней

половине разреза наблюдаются примерно равные объемные отношения между эффузивами и туфами, а иногда и обратные тем, которые устанавливаются в нижней части разреза.

Весьма показательным постоянным чередованием вулканогенных отложений с осадочными породами, а также обилием туфоконгломератов, что свидетельствует о прерывистом характере вулканизма. Периоды интенсивных извержений сменялись периодами относительного вулканического покоя, во время которого происходило формирование осадочных пород. Большое количество грубообломочных пирокластических образований, пестрая окраска последних и лав (обусловленная интенсивной пигментацией пород тонкораспыленным гематитом), наличие многочисленных мелких известняковых рифов и околорифовых туфоконгломератов и туфобрекчий говорит о том, что вулканическая деятельность осуществлялась в обстановке мелководного морского бассейна, в условиях островной страны, и что извержения сопровождалась интенсивной эксплозионной деятельностью.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что по составу главная масса эффузивов представлена авгитовыми и диабазовыми порфиридами. Порфириды андезитового ряда количественно подчинены основным разностям. Полностью отсутствуют представители кислых лав. Четкой закономерности в пространственном размещении эффузивов различного состава не наблюдается. Можно лишь говорить о концентрации покровов диабазовых порфиритов в верхней половине разреза и о резкой смене этих пород серией покровов эффузивов андезитового ряда.

Следует заметить, что строение и состав таннуольской свиты, обнажающейся в бассейнах рек Чадана, Чаахоль и в горах Аргалыкты, совершенно аналогичны охарактеризованным выше. Поэтому приводить описание разрезов из этих мест здесь не имеет смысла, тем более, что по условиям обнаженности нижекембрийские отложения в упомянутых районах вскрыты менее полно, чем в районе Актовракского асбестового месторождения.

2. Разрез в восточной части хребта Малая Бура

Разрез составлен в наиболее возвышенной части хребта, являющегося водоразделом для нижнего течения рек Илиг-Хем и Темир-Сук, правых притоков р. Улуг-Хем. Полоса нижекембрийских отложений прослеживается здесь в субширотном направлении, постепенно расширяясь к востоку. Толща пород простирается по азимуту 240—255° и имеет моноклиальное падение к северо-западу под углом в 50—60°. Основание разреза скрыто от наблюдения толщей трансгрессивно перекрывающего его фаунистически охарактеризованного силура.

Разрез таннуольской свиты начинается линзой зеленовато-серых серпентинитов мощностью в 105 м, которая перекрывается пачкой туфогенно-осадочных пород, состоящей в нижней части из зеленовато-серых и серых туфогенных сланцев и чередующихся с ними туфогенных песчаников, включающих в себя маломощные (1—2 м) редкие прослойки массивных серых мраморизованных известняков и более мощных (17—25 м), но быстро выклинивающихся по простиранию рифов белых и серых перекристаллизованных известняков. В верхней части пачки количественное отношение между пелитовыми и псаммитовыми разностями туфогенных пород меняется в сторону последних. Среди туфогенных сланцев встречаются горизонты глинистых сланцев, внешне совершенно аналогичных тем, среди которых в западной части распрост-

ранения данной толщи В. А. Кузнецовым (1953) была обнаружена фауна трилобитов, характерных для среднего кембрия. В верхней же части пачки встречены, кроме того, горизонт черных кварцитов мощностью в 7 м и вторая небольшая по мощности (25 м) линза серпентинитов. Венчается разрез пачки рифом светло-серого мраморизованного известняка, мощность которого к востоку от линии разреза достигает 150 м. Мощность всей охарактеризованной пачки составляет 390 м.

Стратиграфически выше следует резко отличная литологически пачка пород, в которой преобладают лавы и пирокластические образования. Терригенные породы в ней почти полностью отсутствуют. Начинается разрез пачки 15-метровым по мощности покровом зеленовато-серого авгитового порфирита, сопровождающимся горизонтом туфопесчаника. За авгитовым порфиритом следует несколько покровов массивных темно-зеленых и темно-серых диабазовых порфиритов, частично альбитизированных, иногда миндалекаменных, разделенных между собой зелено-серыми туфогенными сланцами. Общая мощность покровов диабазовых порфиритов и туфогенных пород — 180 м.

Далее вверх по разрезу вновь появляются покровы авгитовых порфиритов, содержащих в числе вкрапленников и авгит, и плагиоклаз. Иногда вкрапленники авгита отсутствуют, и он входит только в состав основной массы. Мощность порфиритовых покровов варьирует от 10 до 35—40 м. Они чередуются с невыдержанными по мощности горизонтами пелитовых и псаммитовых туффитов, обломочный материал которых представлен тонкой фракцией тех же порфиритов и осколками порфировых выделений последних. Туфогенные породы в количественном отношении подчинены лавам. Мощность пачки составляет 215 м.

Выше по разрезу следует покров темно-лилового миндалекаменного андезинового порфирита, перекрытого почти полукилометровой по мощности пачкой пород, в составе которой преобладают многочисленные, сменяющие друг друга, горизонты зеленовато-серых, серых, реже темно-лиловых туфогенных кластических пород, главным образом их пелитовых и псаммитовых разновидностей. Среди них встречаются и более грубообломочные породы типа туфоконгломератов, содержащих обломки андезиновых и афанитовых порфиритов. Здесь же встречены и маломощные горизонты темно-бордовых глинистых сланцев и бурых песчаников. Среди охарактеризованной существенно кластической пачки пород обнаруживаются редкие, небольшой мощности покровы темно-зеленовато-серых, лишенных порфиритовых выделений и миндалин афанитовых порфиритов. Мощность пачки составляет 435 м.

Выше по разрезу пачка существенно осадочных пород сменяется мощной пачкой существенно лавовых образований, состоящих в основном из покровов афанитовых порфиритов, пластующихся с подчиненными им горизонтами агломератных туфов, туфогенных песчаников, сланцев и изредка туфобрекчий. Мощность отдельных покровов афанитовых порфиритов достигает 35—40 м. Мощность вулканогенной пачки — 870 м.

Стратиграфически выше лавы уступают место пирокластическим породам, представленным вначале различными агломератными туфами и туфобрекчиями. Пирокласты выше сменяются туфогенными образованиями, в которых наряду с остроугольными обломками порфиритов существенную роль играет материал, претерпевший известную механическую обработку во время транспортировки его водными потоками. В составе терригенного материала встречаются более или менее окатанные обломки кварца и кислого плагиоклаза. Пачка туфогенных пород весьма не выдержана по своему гранулометрическому составу. Среди

нее встречаются туфогенные сланцы, песчаники и более грубообломочные отложения типа туфогенных конгломератовых песчаников и конгломератов. Внутри пачки обнаруживаются осадочные породы, не содержащие примесь вулканогенного материала. Представлены они маломощными горизонтами светло-серых глинистых сланцев. Тут же зафиксировано три прослоя серых известняков мощностью от 1,5 до 18 м. В верхней части пачки начинают появляться покровы андезиновых порфиритов. Общая мощность пачки — 1200 м.

Верхняя часть разреза состоит из серии покровов андезиновых порфиритов, чередующихся с явно подчиненными им маломощными прослоями агломератных туфов и туфогенных пород. Андезиновые порфириты окрашены в однообразный зеленовато-серый цвет и, как правило, обладают миндалекаменным строением. Мощность верхней части разреза составляет 300 м, а общая мощность всего разреза — 3590 м.

Андезиновыми порфиритами слагается постепенно понижающийся к северу небольшой хребет, перекрывающийся далее мощным пролювиальным шлейфом, спустившимся с южного склона хребта Большой Буры. Таким образом, в данном районе верхняя часть разреза свиты, по условиям обнаженности, остается не полностью изученной. Характер строения свиты иллюстрируется рис. 3.

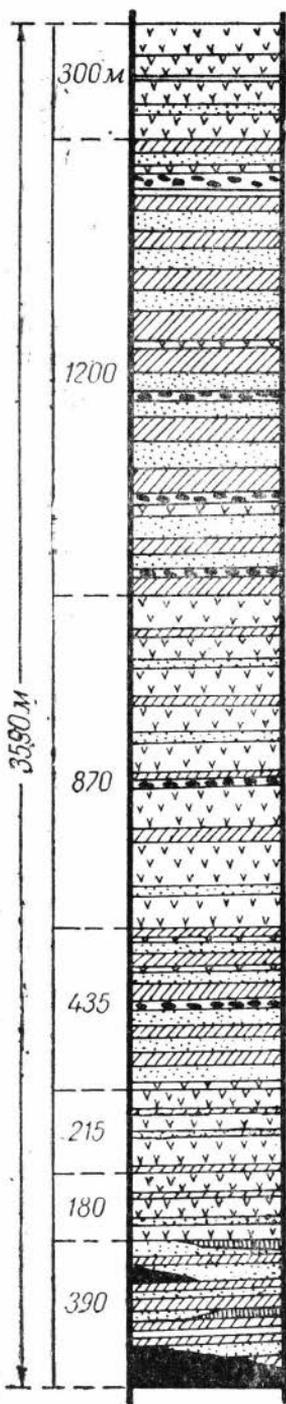
Анализ изложенного выше фактического материала позволяет сделать несколько общих замечаний, относящихся к особенностям строения таннуольской свиты и условиям формирования ее в данном районе.

Преобладающую роль в составе свиты играют породы, состоящие из переотложенного, но слабо сортированного и окатанного материала основных эффузивов — различного рода туфогенных пород, объем которых составляет в общей сложности до 58% всей мощности разреза. Резко подчиненное положение занимают терригенные и биогенные морские отложения, мощность которых не превышает 4% всего объема свиты. На долю лав и сопровождающих их пирокластических образований приходится 38% мощности разреза.

Характер строения разреза свидетельствует о том, что вулканические извержения происходили главным образом в подводных условиях неглубокого морского бассейна, имевшего тенденцию к погружению, особенно в период формирования пород средней части разреза. Вместе с тем количество и состав обломочного материала показывают, что где-то недалеко располагалась область размыва, откуда происходил снос обломочного материала, седиментация которого привела к образованию туфогенных пород.

Вулканическая активность характеризовалась неодинаковой напряженностью. Намечаются три основных вспышки вулканической деятельности, происходившей во время отложения пород нижней, средней и верхней частей разреза. Наиболее интенсивными и продолжительными были извержения, приуроченные ко времени формирования пород средней части разреза. Отмечается закономерное покисление лав. Эта закономерность выражается в последовательной смене (снизу вверх по разрезу) диабазов и диабазовых порфиритов авгитовыми порфиритами, а последних — афанитовыми порфиритами. Верхние части разреза представлены наиболее кислыми разностями — плагиоклазовыми порфиритами андезитового ряда.

К востоку от описанного разреза в бассейне реки Эжим аналогичные отложения нижнего кембрия, по данным Г. Д. Трухина, имеют мощность более 4300 м. Литологически они могут быть разделены на три мощные пачки, нижняя из которых, состоящая в основном из вулканогенных образований с преобладанием пирокластических пород, имеет



Покровы плагиоклазовых порфиритов, разделенные мало-мощными горизонтами агломератных туфов и туфогенных пород.

Агломератные туфы, туфогенные песчаники и сланцы, с редкими мало-мощными покровами андезиновых порфиритов, горизонтами известняков и глинистых сланцев.

Покровы афанитовых порфиритов, чередующихся с подчиненными им горизонтами пирокластических пород.

Пачка существенно туфогенных сланцев, песчаников, конгломератов с появляющимися в верхней части пачки потоками афанитовых порфиритов.

Покровы авгитовых порфиритов, разделенные горизонтами туфогенных сланцев и песчаников.

Покровы диабазовых порфиритов, чередующиеся с подчиненными им пирокластическими породами.

Пачки существенно туфогенных пород, состоящие из преобладающих туфогенных сланцев и песчаников, включающих прослойки и линзы известняков и глинистых сланцев, а также линзы прорывающих их гипербазитов.



Рис. 3. Характер строения таннуольской свиты нижнего кембрия в районе восточной части хребта Малая Бура.

1 — серпентиниты; 2 — туфогенные песчаники; 3 — туфогенные сланцы; 4 — туфогенные конгломераты и брекчии; 5 — горизонты и линзы известняков; 6 — диабазовые, авгитовые, афанитовые и андезиновые порфириты.

мощность около 1800 м. Эффузивы представлены в ней главным образом светло-зелеными, бурыми или серыми массивными породами свежего облика, отвечающими по составу альбитизированным андезитовым порфиритам. Они сопровождаются мощными горизонтами обычно эпидотизированных агломератных туфов, туфоконгломератов и туфобрекчий. Эффузивы основного состава играют незначительную роль.

Вулканогенная пачка, по наблюдению В. В. Сажинной, перекрывается пачкой существенно терригенных пород мощностью до 1200 м. В составе последней почти нет эффузивов. Среди слагающих ее пород преобладают туфогенные песчаники. Значительно менее распространены тонко- и грубообломочные разности туфитов. С туфогенными породами ассоциируют пирокластические образования. Встречается небольшое количество карбонатных пород.

Верхняя пачка смешанного эффузивно-осадочного состава имеет мощность около 1300 м. В низах ее распространены диагенетизированные основные эффузивы типа диабазовых и авгитовых порфиритов, переслаивающихся с горизонтами аналогичного состава агломератных туфов. Стратиграфически выше эффузивы сменяются осадочными породами, в числе которых распространены конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы и рифы известняков. Последние содержат фауну археоциат, которая, по мнению И. Т. Журавлевой, характерна для санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. Надо заметить, что фауна археоциат была собрана Г. Д. Трухиным и А. Н. Павловым и в нижележащих пачках. И. Т. Журавлева, определявшая эту фауну, считает, что комплекс форм свидетельствует об одновозрастности всех трех пачек при несколько более древнем возрасте нижней вулканогенной пачки. Н. С. Зайцев (1960) приводит список форм трилобитов, обнаруженных среди известняков и мергелей на левобережье рч. Эжим. Приведенная в работе фауна трилобитов указывает на принадлежность пород к синскому горизонту ленского яруса нижнего кембрия.

Еще далее к востоку от хребта Малая Бура в составе таннуольской свиты происходят еще более заметные изменения, что обнаруживается прежде всего в исчезновении эффузивов. Это обстоятельство послужило основанием В. А. Кузнецову (1953) выделить наряду с актовракской существенно вулканогенной свитой, по его мнению, синхронную ей баингольскую свиту, состоящую главным образом из кластических осадочных пород. Распространена она в бассейне рч. Баингол и частично на левобережье р. Улуг-Хем (район гор Отук-Таш и Хаирхан). Анализируя состав свиты, В. А. Кузнецов приходит к выводу, что она сформирована в результате седиментации кластических продуктов перемива эффузивных образований отчасти синхронных, отчасти более древних. В рифогенных известняках свиты В. А. Кузнецовым обнаружена и И. Т. Журавлевой определена фауна археоциат: *Ethmophyllum tugarinovi* (Vologd.), *Dictyocyathus javorskii* (Vologd.), *Coscinocyathus conicus* Vol., *Archaeolunthus solidimurus* (Vologd.), *Epiphyton fasciculatum* Champ., *Tersia nodosa* (Vologd.), *Leptosocyathus aff. regularis* (Vologd.), *Araneocyathus rectus* (Vologd.).

По мнению И. Т. Журавлевой, перечисленный комплекс форм отвечает археоциатовой фауне базаихинского горизонта ленского яруса нижнего кембрия.

Сопоставляя время седиментации пород таннуольской свиты в районах Западной Тувы, можно констатировать, что интервал времени формирования пород последней охватывал период от верхов алданского века (район Актотракского асбестового месторождения) до середины

ленского века нижнего кембрия (районы горы Утук-Гая, бассейны рек Эжим и Баин-Гол).

Значительно шире, чем в Западной Туве, отложения таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия распространены на юге области в хребте Восточный Танну-Ола.

Хребет Восточный Танну-Ола в современном виде представляет собой крупное ориентированное в широтном направлении горст-антиклинальное поднятие, резко возвышающееся над примыкающими к нему с севера и юга Центрально-Тувинской и Убсанурской депрессиями. В основе структуры Восточного Танну-Ола лежат мощные отложения таннуольской свиты нижнего кембрия, которые вместе с прорывающими их многочисленными крупными интрузивными массивами слагают более 90% поверхности хребта.

Нижнекембрийские отложения хребта Восточный Танну-Ола образуют антиклинальную структуру, простирающие оси которой плавно меняются от северо-восточного в западных районах хребта через широтное в центральных районах до северо-западного в восточной части хребта. Эта крупная антиклинальная структура осложнена системой складок высших порядков, структурные элементы которых имеют в общем те же, меняющиеся с запада на восток простираения. Обилие интрузивных массивов, метаморфизующих нижнекембрийские отложения, наличие крупных тектонических нарушений, осложняющих горст-антиклинальную структуру хребта, наложили определенный отпечаток на внешний вид нижнекембрийских пород, которые местами (особенно в центральной и северной частях хребта) довольно сильно изменены. Однако этот локально проявленный метаморфизм нижнекембрийских пород не мешает восстановлению первоначального их состава. На южном склоне хребта Восточный Танну-Ола нижнекембрийские породы отличаются прекрасной сохранностью.

Возрастное положение свиты на первых этапах изучения кембрия Восточного Танну-Ола было несколько неопределенным. Собранные в 1945 г. В. А. Кузнецовым фауна археоциат и трилобитов определялась И. Т. Журавлевой и О. К. Полетаевой. Последняя, изучая трилобиты (из разреза долины р. Шевелик-Хем), определила различные, преимущественно новые, роды и виды из семейства *Corynexochidae*, отметив сходство их с трилобитовой фауной санаштыкгольского разреза северного склона Западного Саяна. Обработанная И. Т. Журавлевой археоциативная фауна из ряда пунктов южного склона хребта Восточного Танну-Ола (северное побережье озера Убсу-Нур, р. Холь-Ежу) привела ее к выводу о наличии там нижних горизонтов среднего кембрия. Более подробное изучение трилобитовой фауны кембрия Восточного Танну-Ола было выполнено Н. В. Покровской, которой вместе с Н. С. Зайцевым удалось установить широкое распространение горизонтов с трилобитовой фауны. Обработка трилобитов дала возможность уточнить возраст пород, который, по заключению Н. В. Покровской, вполне точно определяется как нижний кембрий, соответствующий по времени периоду от верхов алданского до верхов ленского яруса (Н. В. Покровская, 1959); (Н. С. Зайцев, 1960).

Нижнекембрийские отложения хребта Восточный Танну-Ола изучались рядом исследователей. В числе их следует отметить В. А. Кузнецова (1946, 1953), В. П. Маслова (1947, 1949), Л. Н. Леонтьева (1956), Н. С. Зайцева и Н. В. Покровскую (1950), а также П. В. Коростина, Я. С. Зубрилина, Г. Н. Лукашева и др. геологов, проводивших геологическое картирование района хребта Восточный Танну-Ола.

3. Разрез по долине рч. Кадей

Рч. Кадей в нижнем течении имеет узкую долину с крутыми скалистыми склонами. Она течет почти вкрест простирания обнажающихся здесь кембрийских пород. Хорошая обнаженность района и наличие в верхах разреза (среди карбонатных членов его) фауны археоциат и трилобитов, по-видимому, явились причиной того, что разрез кембрия по рч. Кадей довольно подробно изучался рядом геологов. Так, в 1945 г. здесь побывал В. А. Кузнецов (1946), который дал описание разреза и впервые собрал фауну археоциат (в гальке известняков из аллювия рч. Кадей). Позднее состав кембрия по долине рч. Кадей был описан В. П. Масловым (1947). Тщательные поиски и изучение органических остатков в известняках верхней части разреза было выполнено Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1950). Наконец, кембрийские отложения района были описаны П. В. Коростиным и Г. Н. Лукашевым. Нами разрез осадочно-эффузивной свиты нижнего кембрия, вскрытого долиной рч. Кадей, изучался в 1953 г.

Отложения таннуольской свиты нижнего кембрия в бассейне рч. Кадей с юга перекрыты мощным чехлом пролювиальных отложений, распространенных вдоль северной окраины Убсанурской котловины, а на севере трансгрессивно, через базальные конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку подлежащих кембрийских пород, перекрываются осадочной пестроцветной толщей фаунистически охарактеризованного силура. Таким образом, разрез по долине рч. Кадей не представляет полной мощности нижекембрийских отложений таннуольской свиты. Тем не менее мощность нижекембрийских отложений в долине рч. Кадей составляет 2620 м. Породы свиты дислоцированы в северо-восточном (40—50°) направлении, имея моноклиналиное залегание слоев под углом в 30—45°. Лишь на юге, там, где разрез осложнен тектоническим нарушением, углы наклона пластов увеличиваются до 60°.

В основании разреза залегает пачка зеленокаменно-измененных рассланцованных порфиритов, чередующихся с горизонтами агломератных туфов, включающих маломощные прослои темно-серого кристаллического известняка. Местами вулканогенные породы под действием динамометаморфизма превращены в зеленовато-серые тонко рассланцованные, иногда пльчатые, кальцито-эпидото-хлоритовые сланцы. Полоса последних мощностью в 30 м прослежена вдоль нарушения у подножья гор, обрамляющих Убсанурскую котловину. Мощность пачки — 250 м.

Стратиграфически выше выделяется пачка вулканогенных пород, состоящая главным образом из агломератных туфов и залегающих среди них покровов зеленовато-серых диабазовых, авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Среди агломератных туфов встречаются также маломощные горизонты туфосланцев. Основные эффузивы обычно обладают миндалекаменным строением. В диабазах отчетливо видна столбчатая отдельность. Кластический материал агломератных туфов чаще всего представлен обломками основных и средних по основности эффузивов. В низах пачки установлен покров альбитофиров, который подстилается аналогичным по составу обломков прослоем кристаллокластического туфа. Между покровом альбитофиров и подстилающим его покровом порфирита залегает послойное тело роговообманкового микрогаббро мощностью в 30 м. Венчается пачка вторым покровом зеленовато-бурых альбитофиров, залегающим на горизонте агломератного туфа. Мощность пачки — 520 м.

Выше по разрезу залегает пачка яснослоистых осадочных пород, состоящая из чередующихся горизонтов зеленовато-серых глинистых сланцев, песчаников и конгломератовидных песчаников. Общая мощность осадочных пород — 80 м.

Пачка осадочных пород перекрывается серией покровов зеленовато-серых слегка кальцитизированных альбитофиров, сопровождающихся горизонтами агломератных туфов. Мощность пачки вулканогенных пород — 100 м.

Вулканогенные породы сменяются второй пачкой осадочных пород, в основании которой залегает мощный (150 м) риф белых и серых мраморизованных известняков. Известняки перекрываются переслаивающимися между собой горизонтами красных туфосланцев, зеленовато-серых туфопесчаников и темно-фиолетовых туфоконгломератов. Мощность осадочной пачки — 200 м.

Стратиграфически выше следует сложная по строению пачка существенно вулканогенных пород, нижняя, большая часть которой состоит из преобладающих зеленовато-серых и темно-лиловых агломератных туфов (в обломках главным образом андезиновые порфириды, реже альбитофиры) и подчиненных им покровов лиловых андезиновых порфиритов обычно миндалекаменных. Последние, выше по разрезу, сменяются альбитофирами и сопровождающими их горизонтами агломератных туфов. Верхняя часть пачки, отделенная от нижней горизонтом светло-серого мраморизованного известняка мощностью в 20 м, слагается серией слоев зеленовато-серых и фиолетовых агломератных туфов, чередующихся с маломощными покровами андезиновых порфиритов и альбитофиров. Мощность пачки — 540 м.

Далее вверх по разрезу выделяется пачка, существенно состоящая из переотложенного вулканогенного материала. В основании ее обнажается горизонт туфоконгломератов, содержащий гальку подлежащих вулканогенных пород и известняков. За туфоконгломератами следуют перемежающиеся между собой слои бурых и зеленовато-серых туфопесчаников и туфосланцев. В верхах пачки фиксируются два покрова зеленовато-серых альбитофиров, разделенных горизонтом туфов, содержащих 2-метровый прослой белого мраморизованного известняка. Мощность пачки составляет 360 м.

Охарактеризованные отложения вверх по разрезу сменяются пачкой яснослоистых осадочных пород, представленных серыми, зелено-серыми и бордовыми песчаниками, конгломератовидными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями серого известняка, содержащего фауну археоциат. По сборам Г. Н. Лукашева и определению И. Т. Журавлевой здесь были установлены следующие формы: *Retecyathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Ethmophyllum* cf. *karagani* (Vologd.) Мощность пачки — 100 м.

Стратиграфически выше следует пачка, состоящая из потоков темно-лиловых порфиритов, чередующихся с прослоями туфов и горизонтами известняков с фауной археоциат: *Araneocyathus curvus* (Vologd.), *Redlichina tuberaulata* sp. Pokr. и отпечатками брахиопод *Obolella* sp. Мощность пачки — 100 м.

Эти отложения перекрываются пачкой, состоящей из чередующихся горизонтов осадочных и вулканогенных пород: порфириты, туфы, песчаники и известняки. В последних содержится фауна археоциат: *Araneocyathus rackovskii*, *Claruscyathus*, sp. и отпечатки раковин *Obolella* sp. Мощность этой пачки — 150 м.

Венчается разрез мощным рифом серого известняка, содержащего прослой зеленых и фиолетовых агломератных туфов. В известняках

известна фауна археоциат: *Ethmophyllum* cf. *karagani* (Vologd.), *Claruscyathus* sp. n., *Archaeocyathus yavorskii* (Vologd.), *Ethmophyllum grandiperforatum* (Vologd.). Мощность рифа — 220 м.

Упомянутый риф известняка трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием перекрывается базальными конгломератами силура. В составе хорошо окатанной гальки конгломерата преимущественно распространены кварциты черной, серой и белой окраски, а также зеленовато-серые порфириды и туфы подлежащих пород нижнего кембрия. Графическое изображение разреза показано на рис. 4, А.

Для уточнения возрастного положения осадочно-вулканогенного нижнего кембрия, обнажающегося в бассейне рч. Кадей, важно отметить, что в терригенно-карбонатных слоях верхней части разреза Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской из различных горизонтов была найдена фауна трилобитов, в числе которых упоминаются следующие формы: *Kadyella ubsanurica* gen. et sp. nov., *Redlichina tuberculata* sp. nov., *Poliellina* sp., *Olenellus ? problematicus* sp. nov., *Kadyella kadyensis* gen. et sp. nov., *Aldonaia shanganica* sp. nov., *Redlichina angusta* sp. nov., *Tuvaaspis minutus* gen. et sp. nov., *Aldonaia punctuosa* sp. nov., *Lermontoviella shanganica* gen. et sp. nov., *Ynonyina quadratica* Polet.

Наличие таких форм трилобитов, как *Kadyella ubsanurica*, по заключению Н. В. Покровской (1959), определенно свидетельствует о том, что содержащие их породы относятся к алданскому ярусу нижнего кембрия. Другие из приведенных форм трилобитов (*Aldonaia shanganica*, *Lermontoviella shanganica*), обнаруженные в более высоких стратиграфических горизонтах, говорят о принадлежности вмещающих их слоев к ленскому ярусу. Таким образом, большая часть приведенного выше разреза по рч. Кадей относится к алданскому ярусу и лишь самые верхние горизонты его соответствуют ленскому ярусу.

Подсчет мощностей пород, слагающих таннуольскую свиту нижнего кембрия в долине рч. Кадей, показывает, что вулканогенные породы составляют преобладающую часть разреза, занимая более 71% его мощности. При этом среди них главную роль играют пирокластические образования, которые составляют 63% от мощности вулканогенных пород, или почти 45% объема всей свиты. Господствующее положение среди осадочных пород занимают известняки. Суммарная мощность их достигает 500 м, или около 20% мощности изученного разреза.

Особенностью состава вулканогенных образований по сравнению с таковыми в Западной Туве является наличие среди эффузивов представителей кислых лав (альбитофиров), покровы которых составляют примерно третью часть объема всех излившихся пород. Большая часть альбитофировых покровов сконцентрирована вверху разреза вулканогенных отложений, хотя четкой границы между излияниями основных лав и альбитофиров провести нельзя. Отдельные покровы альбитофиров чередуются с основными эффузивами и в нижней части разреза.

Среди эффузивов преобладают андезиновые порфириды. Представители основного ряда (диабазовые порфириды) играют подчиненную роль и зафиксированы только в нижней части разреза.

Переслаивание лавовых потоков и синхронных им пирокластических образований с горизонтами осадочных пород (известняки, песчаники, реже сланцы) и переотложенных продуктов вулканических выбросов говорит о прерывистом характере вулканизма, происходившем большей частью в подводных условиях. Анализ деталей строения разреза свидетельствует о том, что интенсивность вулканических извержений в конце времени формирования свиты значительно уменьшается по сравнению

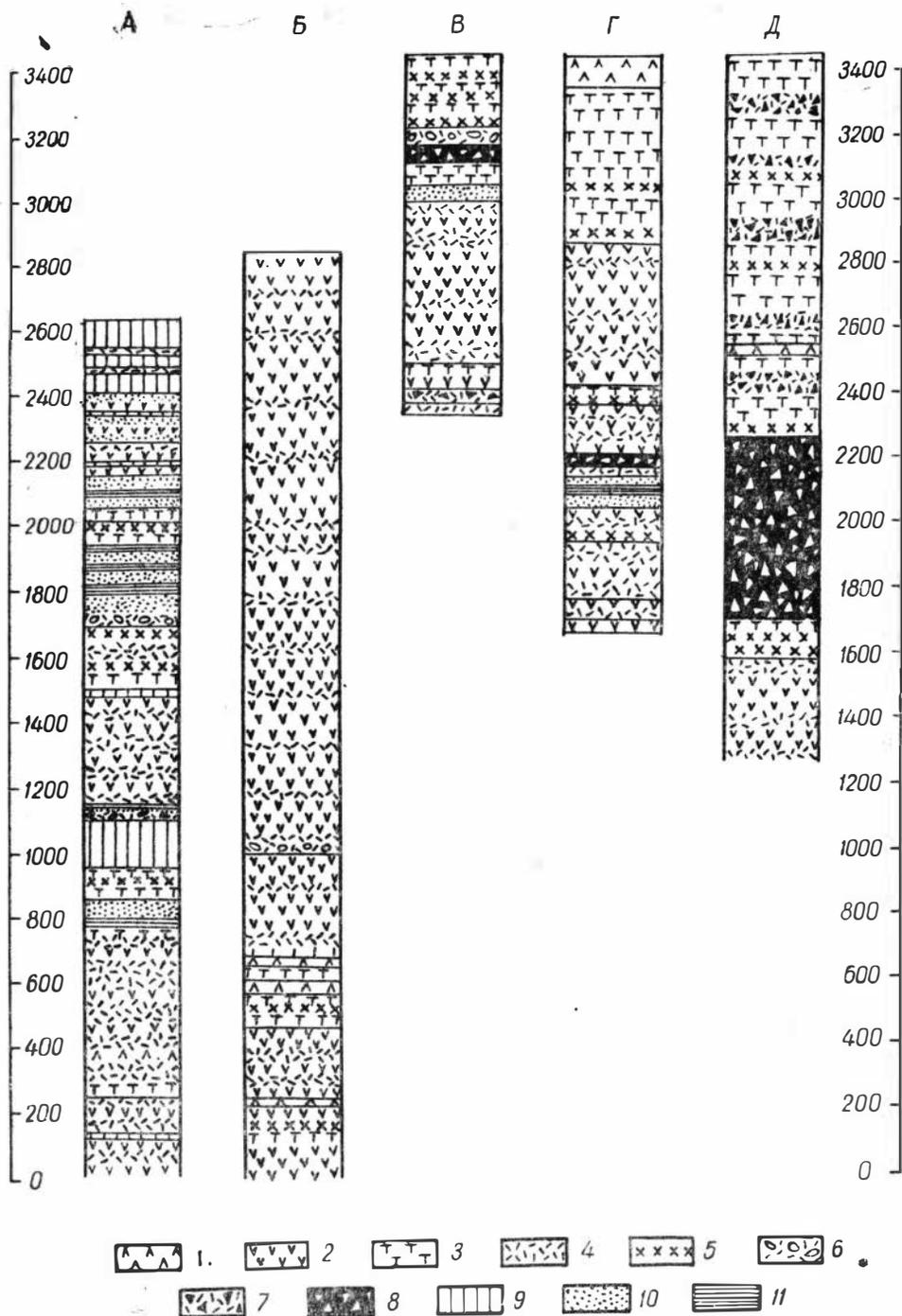


Рис. 4. Разрезы таннуольской свиты нижнего кембрия в районе хребта Восточный Танну-Ола.

А — рч. Кадей; Б — рч. Аптра; В — рч. Деспен; Г — рч. Тытыг-Хем; Д — рч. Хорей.
 1 — диабазы и диабазовые порфириты; 2 — порфириты; 3 — альбитофир; 4 — туфы порфиритов;
 5 — туфы альбитофиров; 6 — туфо конгломераты; 7 — туфобрекчия; 8 — лавобрекчия; 9 — известняки;
 10 — песчаники; 11 — сланцы.

с периодом начала ее седиментации. В этом же направлении меняются и условия излияния лав. В поздний период формирования свиты увеличивается количество лав, излившихся в субаэральной обстановке.

4. Разрез по долине рч. Аптры

Долина рч. Аптры расположена в 35 км к востоку от долины рч. Кадей. На этом интервале состав характеризуемой свиты, как будет показано ниже, претерпевает существенные изменения. До нас разрез кембрия по долине рч. Аптры никем не изучался. Во всяком случае ни в опубликованной литературе, ни в фондовых материалах он не описан. Вместе с тем, разрез этот представляет определенный интерес, так как он прекрасно иллюстрирует фациальную неустойчивость состава таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Вскрытый долиной рч. Аптры комплекс нижнекембрийских пород простирается в северо-восточном направлении по азимуту 70° с падением слоев на северо-запад под углом в среднем 50° . Мощность свиты здесь достигает почти 3000 м. Основание разреза скрыто под пролювиальными отложениями, которые сплошным чехлом прикрывают подошву южного склона хребта Восточный Танну-Ола. Верхние горизонты разреза уничтожены крупным тектоническим нарушением, вдоль которого нижнекембрийские отложения контактируют с массивом катаклазированных авгитовых диоритов Таннуольского интрузивного комплекса.

В основании разреза обнажается пестрая по составу пачка пород, состоящая в нижней части из покровов андезиновых порфиритов (местами афирового сложения), которые сменяются потоками фельзитовых альбитофиров, сопровождающихся горизонтами соответствующих по составу литокластических туфов. Выше следует серия покровов андезиновых порфиритов, между которыми залегает небольшой по мощности силл диабазовых порфиритов. Строение верхней части пачки характеризуется чередованием покровов андезиновых порфиритов с покровами своеобразных крупнопорфировидных лабрадоровых порфиритов и редко встречающимися покровами альбитофиров. Мощность пачки — 460 м (рис. 4, Б).

Вышележащая пачка пород отбивается по наличию в ее низах серии потоков темноокрашенных или ярко-бурых криптокристаллических альбитофиров и фельзит-порфиритов, обладающих в некоторых потоках полосчатой (ленточной) текстурой. Кислые эффузивы пластуются с мало мощными горизонтами агломератных и литокластических туфов. В верхней части потоков этих лав обнаружено несколько небольшой мощности силлов диабазовых порфиритов. Выше следуют многочисленные покровы монотонных зеленовато-серых и темно-лиловых, часто миндалекаменных андезиновых порфиритов и горизонтов агломератных туфов, которые в верхней части пачки чередуются с покровами зеленовато-серых авгитовых порфиритов. Мощность пачки — 530 м.

Выше по разрезу залегает горизонт туфоконгломератов мощностью в 30 м. Галька конгломерата хорошо окатана и состоит исключительно из эффузивов основного и кислого состава, слагающих подлежащую часть разреза. Выше следует мощная, но весьма однообразная по составу пачка вулканогенных пород, состоящая из преобладающих плагиоклазовых (андезиновых) порфиритов, большей частью миндалекаменных, окрашенных в серо-фиолетовый или буровато-лиловый цвет. Сопровождающие лавы туфовые горизонты по количеству и мощности их явно подчинены порфиритам и составляют не более 20% общей мощ-

ности пачки. Горизонты агломератных туфов, как правило, подстилают соответствующие по составу потоки лав. Мощность пачки — 1850 м.

Верхняя часть разреза, как отмечалось, срезана тектоническим нарушением, по которому порфириды находятся в вынужденном контакте с катаклазированными диоритами.

При анализе строения разреза обращает на себя внимание полное отсутствие в составе нижнекембрийских отложений терригенных и иных осадочных пород. Учитывая же значительную мощность толщи, можно говорить о весьма интенсивной вулканической деятельности. В отличие от районов, расположенных западнее (бассейн рч. Кадей), извержения лав происходили здесь главным образом в окислительной обстановке, имеющей место при наземном вулканизме. Об этом свидетельствует высокая насыщенность пород гематитом. Обилие последнего наложило отпечаток на окраску эффузивов, которые обычно окрашены в яркие серо-фиолетовые и буро-лиловые цвета. Характерным является также наблюдаемое по всему разрезу явное преобладание лав над пирокластическими породами, которые в объемном выражении составляют 18% от общей мощности толщи. Четкой закономерности в пространственном распределении петрографических типов лав не намечается. Среди эффузивов преимущественным распространением пользуются плагиоклазовые (андезиновые) порфириды, слагающие более половины мощности всех лавовых потоков. В нижней половине разреза устанавливаются субэффузивные образования, представленные силлами диабазовых порфиритов. Наконец, следует отметить прекрасную сохранность пород, вследствие чего среди эффузивов нет зеленокаменно-измененных разновидностей.

Верхняя часть разреза свиты, срезанная тектоническим нарушением в бассейне рч. Аптры, может быть прослежена в районе рч. Деспен, расположенной к востоку от первой.

5. Разрез по долине рч. Деспен

Рч. Деспен ниже урочища одноименного названия течет в узкой каньонообразной долине, борта которой сложены вулканогенными породами нижнего кембрия, прорванными в верхней части долины массивом розовых гранитов. Почти непрерывные скалистые обнажения в бортах долины реки позволили наблюдать детали строения разреза таннуольской свиты нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии, представленной здесь в нижней части основными, а в верхней — кислыми лавами.

Рч. Деспен, протекающая почти в меридиональном направлении под острым углом, сечет моноклинально залегающую толщу эффузивов и пирокластических пород, простирающуюся по азимуту 65° с падением слоев к СЗ под углом в 35—80°. Верхи разреза, как отмечалось, прорваны гранитной интрузией, а нижняя часть его скрыта под мощным делювиальным шлейфом, прикрывающим южный склон хребта Восточный Танну-Ола при переходе последнего в Убсанурскую котловину. Таким образом, здесь наблюдается лишь фрагмент строения вулканогенной толщи нижнего кембрия мощностью более 1000 м.

Разрез начинается сложной по составу пачкой пород, представленной в нижней части горизонтом бурого агломератно-кристаллического туфа, сменяющегося более мощным пластом туфобрекчий, обломочный материал которой состоит из кусочков плагиоклазовых (андезиновых) порфиритов с интерсертальным базисом и представителей кислых лав — альбитофиринов и флюидальных фельзитов. Туфобрекчия перекрывается выше покровом темно-бурого андезинового порфирита, который, в свою

очередь, уступает место потоку светлоокрашенных альбитофиров с фельзитовым базисом. Любопытно, что в кровле альбитофирового потока заключено множество каплевидных и неправильной формы, окрашенных в черный цвет, лапиллей и вулканических бомб, размеры которых варьируют от 1—2 см до величины головы взрослого человека. Состав этих вулканических выбросов отвечает составу вышележащих покровов плагиоклазовых порфиритов. Мощность охарактеризованной пачки пород — 150 м. Из них на долю лав приходится 60 м.

Стратиграфически выше залегает мощная пачка однообразных по составу вулканогенных пород. Среди последних преобладают покровы зеленовато-серых и буровато-фиолетовых, часто миндалекаменных плагиоклазовых порфиритов, которые чередуются с аналогичными же по цвету и составу горизонтами агломератных туфов. Мощность отдельных покровов порфиритов обычно составляет 15—20 м и лишь в редких случаях увеличивается до 30 м. Соотношение между количеством лав и пирокласт примерно одинаково. В нижней половине разреза пачки, среди порфиритов и сопровождающих их горизонтов агломератных туфов, встречено большое количество эпидотизированных полос мощностью от 0,3 до 1,5—2 м, содержащих местами вкрапленность самородной меди и налеты медной зелени и сини. Простирание эпидотизированных полос согласуется с простиранием порфиритовых покровов. Мощность пачки составляет 500 м.

Выше по разрезу порфириты перекрываются пачкой яснослоистых серых и темно-фиолетовых туфопесчаников с хорошо сортированным обломочным материалом. Мощность пачки — 50 м.

Венчается разрез мощной сложнопостроенной пачкой вулканогенных пород кислого состава. В основании пачки залегает серия потоков ленточных фельзитов с причудливыми узорами флюидальности, обусловленными гофрировкой тончайших (до долей мм) слоев фельзита, окрашенных в различные тона бурых и серых цветов. Кровля одного из потоков сложена брекчиевидным фельзитом, в котором различно ориентированные обломки ленточного фельзита скреплены бурым криптокристаллическим стекловатым базисом. Потоки фельзитов перекрываются мощным горизонтом лавовой брекчии, в которой угловатые обломки альбитофиров скреплены криптокристаллическим кварцево-полевошпатовым цементом. Любопытно, что среди обломков брекчии изредка встречаются кусочки порфиритов, по-видимому, захваченных лавой из жерла вулкана. Над лавобрекчией залегает горизонт туфобрекчии, содержащей обломки плагиоклазовых (андезиновых) и роговообманковых порфиритов. Обращают на себя внимание удивительно правильные кристаллические ограничения фенокристаллов роговой обманки обычно частично опациitizedированных. Выше по разрезу туфобрекчии постепенно переходят в агломератные туфы аналогичного же состава, которые сверху пачки сменяются бурыми альбитофирами с микрофельзитовым и сферолитовым базисом. Лава альбитофиров содержит единичные обломки порфиритов, захваченные, вероятно, при ее излиянии. Альбитофиры контактируют с розовыми гранит-порфирами. Мощность пачки составляет 385 м, а общая мощность вскрытого долиной рч. Деспен разреза — 1085 м.

Стратиграфическая колонка нижнекембрийских отложений по долине рч. Деспен показана на рис. 4, В.

Охарактеризованный выше разрез, как отмечалось, отражает строение стратиграфически более высоких горизонтов таннуольской свиты нижнего кембрия, нежели те, которые вскрыты долиной рч. Аптры. Анализ этой части разреза говорит о широком распространении кислых лав.

Характерной особенностью разреза является также обилие в составе слагающих его пород грубообломочных пирокластических образований (туфо- и лавобрекчий), что может свидетельствовать о близости расположения вулканических аппаратов. Наличие древних вулканических аппаратов подтверждают и такие факты, как присутствие в потоках кислых лав обломков чуждых им основных эффузивов, захваченных, вероятно, при излиянии лав из жерл вулканов, а также наличие в верхней части потока альбитофиров многочисленных лапиллей и вулканических бомб и, наконец, наличие следов фумарольной деятельности в виде полос и линз эпидозитов, содержащих кальцит и пренит, а также вкрапленность самородной меди. Проявление фумарольной деятельности широко распространено не только в порфиритах, обнажающихся в долине рч. Деспен. Обилие эпидозитовых линз с вкрапленностью самородной меди установлено на значительной площади в районе междуречья Деспен — Улуг-Серлиг. Кроме того, верхняя часть разреза нижнего кембрия данного района характеризуется отсутствием эффузивов основного состава типа диабазов и диабазовых порфиритов.

Состав и строение таннуольской свиты нижнего кембрия в восточной части хребта Восточный Танну-Ола могут быть иллюстрированы разрезом по долине р. Тытыг-Хем.

6. Разрез по долине р. Тытыг-Хем

В этом районе осадочно-вулканогенная толща кембрия распространена в нижнем течении р. Тытыг-Хем. На юге, в предгорьях южного склона хребта Восточный Танну-Ола, нижнекембрийские отложения трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются пестроцветной толщей силура, в основании которой в данном месте залегает горизонт светло-серых грубозернистых песчаников. С севера распространение пород нижнего кембрия ограничивается тектоническим нарушением субширотного простирания, вдоль которого осадочно-вулканогенные нижнекембрийские отложения приходят в вынужденный контакт с основными породами первой фазы Таннуольского интрузивного комплекса. С запада нижнекембрийские отложения прорваны крупным массивом биотитовых гранитов среднепалеозойского интрузивного комплекса, которые отчетливо метаморфизуют кембрий и имеют с ним активный, рвуший контакт.

Отложения таннуольской свиты в районе нижнего течения р. Тытыг-Хем собраны в синклиналиную складку, ось которой ориентирована в субширотном направлении и сравнительно полого вздымается к востоку. Углы падения крыльев складки составляют 35—40°. Расшифровке пликкативной структуры существенно эффузивной толщи кембрия способствуют потоки кислых лав, залегающие в верхней части разреза.

В основании разреза залегает покров весьма характерного темно-серого крупнопорфировидного лабрадорского порфирита, который является своеобразным «маркирующим горизонтом» среди вулканогенной толщи нижнего кембрия на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола. Покровы подобных лабрадоровых порфиритов были встречены в ряде пунктов как к западу, так и к востоку от долины р. Тытыг-Хем (бассейны рек Аптры, Улуг-Серлиг, Буланьг-Хем, Кара-Холь-Ежу и др.). Мощность покрова лабрадорского порфирита — 40 м.

Выше по разрезу лабрадоровые порфириты сменяются пачкой вулканогенных пород, существенно состоящей из горизонтов темно-бордовых и темно-фиолетовых агломератных туфов, содержащих мелкие обломочки андезитовых порфиритов, обладающих пилотакситовым,

интерсертальным и микролитовым базисом. Горизонты агломератных туфов чередуются с маломощными покровами андезиновых порфиров, аналогичных тем, которые составляют обломки туфов. Мощность пачки — 60 м.

Стратиграфически выше следует пачка, сложенная из зеленовато-серых агломератных, реже кристаллокластических туфов, горизонты которых чередуются с относительно редкими, небольшой мощности (10—12 м) покровами темно-серых с зеленоватым оттенком авгитовых порфиров. Мощность пачки — 175 м.

Основные эффузивы выше по разрезу сменяются горизонтами вишневыми и фиолетовых витрокластических туфов, обломочный материал которых представлен кусочками альбитофиров с микроаллотриоморфной, криптокристаллической и фельзитовой структурой базиса, часто отчетливо флюидального строения. В меньшем количестве встречаются горизонты агломератных туфов, порфиров и покровы лав андезиновых порфиров. Мощность пачки — 105 м.

Пирокластические породы перекрываются пачкой яснослоистых осадочных пород, представленных пластами туфосланцев, туфопесчаников и конгломератовидных песчаников. Мощность пачки — 100 м.

Выше следует пачка вулканогенных пород, существенно состоящая из пирокластических образований: кристаллокластических и агломератных туфов, лавобрекчий, чередующихся с покровами андезиновых и авгитовых порфиров нередко миндалекаменных. Мощность пачки — 230 м.

Ее перекрывает горизонт буровато-серых альбитофиров, подстилающийся десятиметровым по мощности горизонтом, аналогичного по цвету и составу обломков агломератного туфа. Мощность — 55 м. Далее следует мощная, сложно построенная пачка вулканогенных пород с преобладанием лав над пирокластическим материалом. В низах пачки отмечаются покровы темно-серых авгитовых порфиров с интерсертальным базисом. Выше по разрезу они сменяются лавами миндалекаменных невадитовых андезиновых порфиров серых, фиолетовых и лиловых тонов окраски, обладающих интерсертальным или микролитовым базисом. В верхней части пачки установлен покров сферолитового мандельштейна, в миндалинах которого, наряду с халцедоном, эпидотом, обильным пренитом, обнаружена вкрапленность самородной меди. Мощность покрова — 40 м. Венчается пачка покровом зеленовато-серого миндалекаменного лабрадорного порфирита. Мощность всей пачки — 435 м.

Стратиграфически выше следует пачка, состоящая исключительно из лав кислых эффузивов, многочисленные потоки которых почти не сопровождаются горизонтами пирокластических пород. Последние фиксируются лишь в нижней части пачки, будучи представлены горизонтами агломератных туфов, содержащих обломки альбитофиров. Потоки лав представлены главным образом светлоокрашенными, реже сургучно-красными, нередко флюидалными альбитофирами, обладающими фельзитовым или микроаллотриоморфнозернистым, иногда ортофирновым базисом, лишенным или содержащим небольшое количество порфировых вкрапленников альбита. Характерно резкое изменение мощности потоков по простиранию. Мощность пачки — 470 м.

Разрез венчается тремя потоками зеленовато-серых диабазовых порфиров, сопровождающихся горизонтами агломератных туфов. Мощность пачки — 100 м.

Общая мощность разреза составляет 1870 м (см. рис. 4, Г).

Особенность разреза заключается в обилии кислых лав, которые по объему занимают треть общей мощности толщи. Особенно широко

распространены кислые эффузивы в верхней части разреза, где лавы альбитофирового состава слагают пачку пород почти полукилометровой мощности. Характерно, что извержение кислых лав почти не сопровождалось вулканическими выбросами, в результате чего потоки их обычно лишены пирокластических образований.

В противоположность верхней части разреза нижняя и средняя части его сложены главным образом основными и средней основности эффузивами и пирокластическими их производными. Последние в этих частях разреза явно преобладают над лавами. Среди продуктов вулканических выбросов чаще всего встречаются агломератные туфы и почти полностью отсутствуют грубообломочные туфовые образования. Эффузивы представлены существенно андезитовыми порфиритами. Им подчинены обычно маломощные (2—10—15 м) покровы авгитовых порфиритов. Еще реже встречаются лабрадоровые порфириты. Диабазовые порфириты были обнаружены в небольшом количестве лишь в самой верхней части разреза. Четкой закономерности в смене пород различного химического состава в разрезе не наблюдается, так как в нижней и средней частях его можно видеть чередование лав основного, среднего и кислого состава. В этой связи можно говорить только о том, что завершающая фаза вулканической деятельности характеризовалась преимущественным излиянием кислых лав.

При анализе строения разреза обращает на себя внимание почти полное отсутствие в составе свиты терригенных и биогенных осадочных отложений, что свидетельствует о весьма интенсивной вулканической деятельности, протекавшей главным образом в субаэральной обстановке.

Отложения таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия не менее широко, чем на юге, распространены и в центральной части хребта Восточный Танну-Ола и на его северных склонах. Однако из-за густой насыщенности этих районов большим количеством интрузивных массивов, производных Таннуольского интрузивного комплекса, породы характеризуемой свиты почти по всей площади центральной и северной частей хребта подверглись существенной переработке, часто до такой степени, что первичная природа их распознается с большим трудом. Кроме этого, в указанных районах почти не остается площадей, где бы нижнекембрийские отложения залегали на значительных участках, изучение которых смогло бы дать представление о строении более или менее полного разреза свиты.

Одним из немногих исключений в этом отношении является район бассейна рч. Хорей, стекающей с северного склона хребта Восточный Танну-Ола в котловину озера Чагытай.

7. Разрез по долине рч. Хорей

Долина рч. Хорей сечет под острым углом обнажающиеся здесь вулканогенные нижнекембрийские отложения, которые простираются в северо-северо-западном (азимут 345°) направлении, имея моноклиальное восток-северо-восточное падение слоев под углом в $50—60^\circ$. Речка вскрывает лишь верхнюю часть разреза таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, неполная мощность которой в данном районе составляет примерно 2200 м. Нижняя часть разреза уничтожена внедрившимся крупным массивом гранитоидов, расположенным в верхнем течении речки, а верхи разреза срезаны тектоническим нарушением, проходящим на многие десятки километров вдоль северного фаса хребта Восточный Танну-Ола.

Петрографически породы разреза никем не изучались. Вместе с тем район этот, казалось бы, должен был привлечь к себе пристальное внимание геологов, так как по визуальным наблюдениям А. Л. Додина (1953) именно по рч. Хорей якобы были установлены поля распространения ордовика с базальным горизонтом конгломератов в основании. Как будет показано ниже при описании пород разреза, на всем протяжении долины рч. Хорей отсутствуют песчано-сланцевые отложения. Нет там и выходов конгломератов. Борта долины реки сложены исключительно вулканогенными образованиями, представленными главным образом кислыми лавами и их пирокластическими производными. Таким образом, столь ответственное заявление А. Л. Додина абсолютно лишено фактической базы и должно быть решительно отвергнуто, так как за базальные конгломераты ордовика он мог принять только мощный горизонт туфобрекчий, и выше, и ниже которого залегают потоки кислых эффузивов нижнего кембрия.

Разрез нижнего кембрия здесь с юга на север, или снизу вверх, представляется в следующем виде.

В основании разреза залегает пачка вулканогенных пород средней основности, представленная рядом покровов темно-серого андезинового порфирита афонитового сложения. Покровы порфиритов чередуются с горизонтами аналогичных по составу агломератных и агломератно-кристаллокластических туфов. В верхнем течении правой составляющей рч. Хорей порфириты и туфы под влиянием прорывающей их гранитоидной интрузии превращены в амфиболовые роговики, а местами за счет их образуются гранато-эпидотовые скарны. Покровы порфиритов и сопровождающие их горизонты туфов секутся дайками автотематоморфизованных (эпидотизированных) мелкозернистых диоритов. Мощность пачки — 320 м.

Выше по разрезу эффузивы средней основности и их пирокластические производные сменяются представителями кислых лав. В низах перекрывающей пачки залегает горизонт кристаллокластического туфа, содержащего обломки порфиристых вкрапленников кварца и альбита. Над ним расположен поток светло-зеленовато-серых кварцево-полевошпатовых порфиров, который, в свою очередь, перекрывается мощным горизонтом вулканической брекчий. Обломочный материал брекчий представлен преимущественно светлоокрашенными кварцево-полевошпатовыми порфирами с фельзитовым базисом, а также агломератными туфами кислых эффузивов и в меньшем количестве обломками фельзитов и туфопесчаников. Величина обломков варьирует от долей сантиметра до 15 и более. Цементом служит частично раскристаллизованный криптокристаллический кварцево-полевошпатовый агрегат, содержащий мелкие скопления эпидота, хлорита и тонкую равномерную вкрапленность пирита. Мощность пачки — 670 м.

Стратиграфически выше залегает мощная пачка кислых эффузивов и сопровождающих их пирокластических образований. Характерной особенностью пород пачки является широко распространенные брекчиевидные текстуры кварцево-полевошпатовых порфиров и альбитофиров, а также значительная роль, которую играют грубообломочные пирокластические породы в строении этой части разреза. В низах пачки залегает горизонт темноокрашенного эпидотизированного агломератного туфа, испытавшего контактное воздействие со стороны обнажающегося на левой стороне долины небольшого тела диоритов Таннуольского интрузивного комплекса. Выше по разрезу следуют потоки светло-зеленовато-серых альбитофиров, чередующихся с горизонтами агломератных и агломератно-кристаллокластических туфов и туфобрекчий. Среди кис-

лых лав обнаружен небольшой по мощности силл темно-зеленовато-серого тонкозернистого диабаз. Далее, вверх по разрезу, появляется серия потоков в темно-серых брекчиевидных кварцево-полевошпатовых порфирах, в составе вкрапленников которых, помимо кварца и альбита, присутствует пертитизированный калиевый полевой шпат. Потоки кварцево-полевошпатовых порфирах пластуются с агломератными туфами с тонким пелитовым цементом и горизонтами туфобрекчий. Заканчивается разрез слоем зеленовато-серого агломератного туфа, содержащего обломки кварцево-полевошпатовых порфирах и фельзитов. Мощность пачки составляет 1180 м, а всего разреза — 2170 м (см. рис. 4, Д).

Обращает на себя внимание, что в охарактеризованном выше разрезе совершенно отсутствуют терригенные отложения. Вся более чем двухкилометровая толща его сложена лавами и продуктами вулканических выбросов без признаков перемыва и переотложения последних. Обилие в составе разреза грубообломочных пирокластических пород, быстрое изменение мощности потоков лав по простиранию и брекчиевидные текстуры, свойственные многим потокам кислых лав, свидетельствуют об интенсивных взрывных явлениях, сопровождавших бурную вулканическую деятельность, протекавшую без значительных перерывов. Эти же признаки позволяют предполагать близкое расположение вулканических аппаратов.

Говоря об особенностях данного разреза, нельзя не отметить резкой смены состава лав от эффузивов андезитового ряда, господствующих в низах разреза, к лавам кислого состава, содержащих во вкрапленниках не только альбит и кварц, но и пертитизированный калиевый полевой шпат. Это один из немногих случаев, когда удалось в шлифах проследить процесс альбитизации калиевого полевого шпата, проявляющийся путем появления в них пертитов замещения с переходом последних в антипертиты и далее в характерные шахматные альбиты.

Разрез этот показателен и в том отношении, что здесь можно отчетливо проследить постепенную смену пород от внешне свежих диагенетизированных лав, распространенных в местах, удаленных от гранитоидных массивов, к типичным зеленокаменным разностям монотонных по зеленовато-серой окраске альбитизированных и амфиболитизированных порфиритов, возникающих в экзоконтактных зонах интрузий. Подобное изменение в степени метаморфизма эффузивов наблюдается также по долине р. Ужаралыг-Хем на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола.

Существенно вулканогенный состав нижнекембрийских отложений сохраняется и к западу от охарактеризованного выше разреза. Так, в нижнем течении рек Дурген и Арголик обнажается толща метаморфизованного кембрия, в составе которой преобладают амфиболитизированные и альбитизированные эффузивы основного и среднего состава и пирокластические их производные. Потоки кислых лав встречаются здесь значительно реже. Терригенные отложения в составе толщи играют ничтожную роль.

Исключение составляют нижнекембрийские отложения, обнажающиеся в долине нижнего течения р. Большой Шанган, где наряду с вулканогенными породами широким распространением пользуются карбонатные отложения. По наблюдениям Н. С. Зайцева, они достигают 800 м мощности.

Разрез нижнекембрийских отложений по долине р. Большой Шанган описан в работе Н. В. Покровской (1959). Здесь нет надобности его повторять. Отметим только, что доступные наблюдению нижнекембрийские отложения, вскрытые долиной р. Большой Шанган, представлены

в основном известняками, содержащими фауну археоциат и трилобитов. По заключению Н. В. Покровской (1959), содержащие трилобитовую фауну известняки относятся к первой половине ленского яруса нижнего кембрия.

Анализируя списки фауны, встреченной в разрезе по долине р. Большой Шанган и в верхних слоях терригенной части разреза по рч. Кадей, Н. С. Зайцев (1960) приходит к выводу о их одновозрастности и принадлежности к первой половине ленского яруса. Более высокие стратиграфические горизонты нижнего кембрия хребта Восточный Танну-Ола вскрыты в верховьях рч. Шевелик-Хем. Н. В. Покровская (1959) и Н. С. Зайцев (1960) выделяют там шевеликскую свиту, состоящую существенно из терригенных пород. Содержащаяся в этих слоях фауна трилобитов и археоциат датирует возраст отложений как верхи ленского века нижнего кембрия.

Что касается центральных районов хребта Восточный Танну-Ола, то там о составе нижнекембрийских отложений можно судить лишь по обрывкам полей кембрия, сохранившимся среди громадных площадей, сложенных интрузивными породами. Нижнекембрийские отложения в этих районах хребта в большинстве своем метаморфизованы, и первичный состав их удается установить чаще всего только при микроскопических исследованиях. Как показали наши исследования, нижнекембрийские образования, слагающие относительно большие площади в районе водоразделов рек Арголика — Оругтуг-Хема и Кызылэрика, представлены породами той же таннуольской свиты, сложенной там в основном метаморфизованными (амфиболизированными и частично альбитизированными) основными и средней основности эффузивами, пирокластическими образованиями и подчиненными им терригенными породами, в том числе горизонтами и рифами мраморизованных известняков. Следует отметить, что в верхних частях локальных разрезов, как правило, увеличивается роль терригенных образований.

Заканчивая на этом характеристику состава и строения таннуольской свиты нижнего кембрия, распространенной в пределах хребта Восточный Танну-Ола, отметим следующее.

Анализ фауны свидетельствует о том, что время формирования пород свиты обнимает отрезок времени от верхов алданского до верхов ленского веков нижнего кембрия. Таким образом, нижнекембрийские отложения хребта Восточного Танну-Ола синхронны с отложениями нижнего кембрия Западной Тувы.

Далее, абстрагируясь от деталей строения отложений таннуольской свиты, выявленных в локальных разрезах последней, можно говорить о том, что нижнекембрийские отложения района хребта Восточный Танну-Ола сложены в основном вулканогенными образованиями, причем нижние члены разреза его представлены преимущественно основными и средней основности эффузивами и сопровождающими их пирокластическими образованиями. Выше по разрезу намечается определенное окисление состава эффузивов, вплоть до решительного преобладания кислых лав, и, наконец, в верхах разреза обнаруживается постепенное затухание вулканической деятельности и седиментация терригенных и биогенных морских отложений.

Следует отметить также, что общая характеристика нижнекембрийских отложений хребта Восточный Танну-Ола весьма близка к характеристике таковых, распространенных в Западной Туве. Отличительной особенностью состава нижнекембрийских отложений Западной Тувы является отсутствие в разрезах изученных нами районов представителей кислых лав. Вместе с тем, закономерная тенденция к отчетливому

покислению лав от нижних к верхним частям разреза устанавливается и в районах распространения нижнего кембрия Западной Тувы.

Как будет показано ниже, состав и строение таннуольской свиты нижнего кембрия не претерпевает существенных изменений и в большинстве районов Восточной Тувы.

Нижнекембрийские отложения, объединяемые нами в состав таннуольской свиты в Восточной Туве, слагают значительные площади в междуречье Бий-Хем — Каа-Хем, а также в пределах Годжинской котловины. На остальной части территории Восточной Тувы отложения таннуольской свиты нижнего кембрия сохранились в виде многочисленных, но небольших по размерам пятен среди господствующих там обширных полей гранитоидов.

Характеристику строения таннуольской свиты нижнего кембрия начнем с южных районов Восточной Тувы.

8. Разрез отложений таннуольской свиты нижнего кембрия по долине рч. Кара-Холь-Ежу

Рч. Кара-Холь-Ежу, вытекающая из озера Кара-Холь, расположенного в межгорной котловине водораздельного пространства, отделяющего систему р. Брень от правых притоков р. Тесь-Хем, вскрывает нижнепалеозойский фундамент так называемой Самагалтайской мульды, верхний структурный этаж которой сложен пестроцветными осадочными толщами силура и девона.

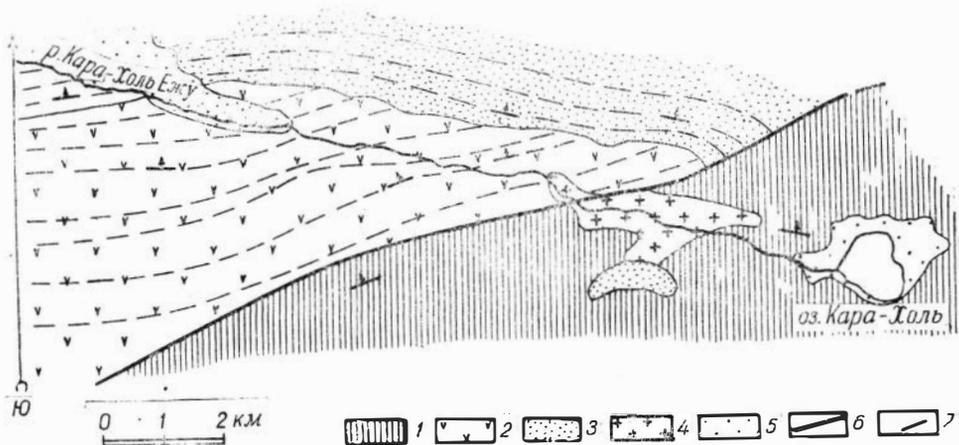


Рис. 5. Геологическая карта бассейна рч. Кара-Холь-Ежу.

1 — курушибинская свита Стг; 2 — таннуольская свита Стг; 3 — пестроцветная свита S; 4 — гранитоиды Таннуольского комплекса; 5 — четвертичные отложения; 6 — дизъюнктивное нарушение; 7 — элементы залегания.

Обнажающиеся в долине среднего течения реки нижнекембрийские отложения прослеживаются из района южного склона хребта Восточный Танну-Ола. Они же распространены и к югу и юго-западу от данного района, выступая в виде изолированных друг от друга небольших полей (группа сопок г. Сайгын, долина р. Тесь-Хем ниже моста) среди мощного покрова четвертичных отложений Убсанурской котловины.

Нижнекембрийские отложения, обнажающиеся в бассейне рч. Кара-Холь-Ежу, собраны в синклиналиную складку субширотного простирания с углами падения крыльев, близкими к 50° . Долина реки вскрывает южное крыло складки. Северное крыло ее трансгрессивно, с угловым:

несогласием, перекрыто пестроцветной осадочной свитой силура, низы которой представлены яснослоистыми, крупнозернистыми и конгломератовидными песчаниками, чередующимися с прослоями бордовых и красных глинистых сланцев и редкими горизонтами известняков (рис. 5). На востоке района, где вскрываются нижние горизонты свиты, последняя по тектонической границе контактирует с метаморфизованными зеленокаменными эффузивно-осадочными отложениями куртушибинской свиты. Таким образом, разрез отложений таннуольской свиты здесь неполный. Мощность его лишь немного превышает 1600 м.

В основании разреза выделяется мощная сложнопостроенная пачка вулканогенных пород, представленных главным образом эффузивами основного состава и сопровождающими их пирокластическими образованиями. Здесь встречаются покровы темноокрашенных авгитовых и лабрадоровых порфиритов, пластующихся с аналогичными по составу и цвету агломератными туфами. Значительно реже в этой части разреза наблюдаются покровы плагиоклазовых (андезиновых) порфиритов. Особенностью характеризуемой пачки является отчетливое преобладание пирокластических пород над лавами, которые занимают не более 25% мощности пачки. В средней части разреза пачки в миндалинах двух покровов андезиновых порфиритов, выполненных пренитом, хлоритом, эпидотом и цеолитами, встречена вкрапленность самородной меди. Самородная медь обнаружена также в пренитовых и кальцито-пренитовых жилках среди агломератных туфов, содержащих обломки известняка (околорифовая фация), сопровождающих верхний порфиритовый покров. Общая мощность медьсодержащих пород составляет примерно 40 м, а мощность охарактеризованной пачки — 1100 м.

Стратиграфически выше залегает пачка вулканогенных пород среднего состава, представленных в основном покровами плагиоклазовых (андезиновых) порфиритов и горизонтами аналогичного состава пирокластических пород, в том числе агломератных, агломератно-кристаллокластических и литокластических туфов и туфобрекчий. Основание пачки отчетливо отбивается по характерному покрову бурых альбитофиров, содержащему крупные фенокристы оранжевого альбита. Выше следует серия покровов темно-бурых и темно-серых, нередко миндалекаменных плагиоклазовых (андезиновых) порфиритов, чередующихся с горизонтами соответствующего состава пирокластических пород. Мощность пачки — 300 м.

Венчает разрез пачка вулканогенных, существенно кислых пород, представленных рядом покровов бурых альбитофиров, часто миндалекаменных, перемежающихся с горизонтами аналогичного состава пирокластических пород. Значительно реже здесь встречаются сравнительно маломощные покровы более основных эффузивов, отвечающих по составу андезиновым порфиритам. Мощность отдельных покровов не превышает 20 м. Мощность пачки — 220 м. Общая мощность всего разреза — 1620 м.

Как это следует из описания приведенного выше разреза, состав и строение таннуольской свиты в этом районе сохраняется примерно таким же, как и в районе хребта Восточный Танну-Ола. И здесь так же, как и в целом ряде локальных разрезов в Восточном Танну-Ола, среди пород таннуольской свиты совершенно отсутствуют терригенные отложения, что свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности, не прерывавшейся длительными периодами осадкообразования. Так же, как и там, отмечается явное преобладание пирокластических образований, говорящее о том, что излияния лав сопровождались мощными взрывными явлениями. Здесь, как и в ряде разрезов в Восточном Танну-

Ола, четко устанавливается закономерное поокисление состава пород от нижней части разреза к его верхам; основные порфириды типа лабрадорных и авгитовых порфиритов сменяются плагиоклазовыми (андезиновыми) порфиритами, а последние, в свою очередь, выше по разрезу уступают место альбитофирам. Особенностью данного разреза можно считать лишь несколько повышенный удельный вес основных эффузивов, суммарная мощность которых только немного меньше эффузивов среднего состава. Следует отметить также небольшую мощность отдельных покровов, которая очень редко превышает 15—20 м, причем более мощными оказываются покровы основных лав, залегающих в низах разреза.

Выше было отмечено, что крупное поле, сложенное породами таннуольской свиты нижнего кембрия, оконтурено в междуречье Каа-Хем—Бий-Хем. Нами состав нижнего кембрия этого района изучен в юго-западной части поля в разрезе по рч. Терехтыг-Хем (правому притоку р. Каа-Хем). Несколько севернее по долине р. Тапсы нижнекембрийские отложения были описаны В. П. Масловым (1947), а к северо-востоку от района наших работ синхронные отложения изучались Я. Д. Шенкманом.

В. П. Маслов при описании разреза по р. Тапсе убедительно показал необоснованность и ошибочность взглядов З. А. Лебедевой (1938), рассматривавшей широко распространенные в нижнем кембрии данного района кислые эффузивы как интрузивные порфиры, залегающие в апикальных частях гранитоидных массивов.

9. Разрез по долине рч. Терехтыг-Хем, правого притока р. Каа-Хем

Нижнекембрийские отложения в бассейне рч. Терехтыг-Хем в основном представлены кислыми эффузивами и сопровождающими их туфами. Породы большей частью в значительной степени изменены, обладают монотонной зеленовато-серой окраской, и поэтому вся толща на первый взгляд кажется однородной. Вулканогенные отложения дислоцированы в СВ направлении и имеют моноклиальное СЗ падение под углом в 50—70°. Следует иметь в виду, что к западу от изученного нами разреза, в бассейне рч. Ондум, среди вулканогенных пород залегают небольшие по мощности и невыдержанные по простижению линзы мраморизованных известняков, несомненно, сингенетичных с эффузивными образованиями. В верхах разреза по долине рч. Терехтыг-Хем обнаружится мощный риф мраморизованных известняков. В. П. Масловым (1947) этот известняковый риф рассматривается как самостоятельная карбонатная толща, отделенная от эффузивной серии несогласием. Нами несогласного залегания между известняками и эффузивами не зафиксировано.

Характер нижней части разреза отложений таннуольской свиты в данном районе остался невыясненным, так как там они прорваны крупным массивом гранитоидов Таннуольского интрузивного комплекса и затем срезаны тектоническим нарушением, прослеживающимся у подножья Ондумских гор.

Строение таннуольской свиты представляется в данном разрезе в следующем виде.

Нижняя часть разреза, вскрытого долиной рч. Терехтыг-Хем, представлена пачкой зеленовато-серых порфиритов и интенсивно рассланцованных туфов. Микроскопические исследования показывают, что породы эти возникли за счет альбитофиринов и чередующихся с ними горизонтов агломератных и витрокластических туфов. Мощность пачки — 300 м.

Динамометаморфизованные вулканогенные образования выше по разрезу постепенно сменяются массивными разностями. Они представлены серией потоков кварцево-полевошпатовых и полевошпатовых порфиров и сопровождающих их горизонтов агломератных туфов и лавобрекчий. Эта монотонная зеленовато-серая пачка пород, претерпевших отчетливые гидротермальные изменения, прослеживается на значительное расстояние вверх по рч. Терехтыг-Хем, долина которой здесь заложена под острым углом к простиранию толщи. Гидротермальное изменение, захватившее всю массу пород, выражается в интенсивном развитии серицита, хлорита и отчасти карбоната и ассоциирующих с ними пирита и апатита. Явно наложенный характер этого процесса устанавливается по многочисленным тончайшим карбонатно-хлоритовым жилкам, секущим эффузивы и туфы. В данной пачке наблюдается некоторое преобладание пирокластических пород над лавами. Мощность пачки — 540 м.

Стратиграфически выше выделяется пачка пород, в составе которой лавы явно преобладают над продуктами вулканических выбросов. Составляющие пачку потоки кислых эффузивов представлены значительно менее измененными гидротермальным метаморфизмом диагнетизированными зеленовато-серыми и темно-серыми массивными кварцево-полевошпатовыми порфирами, в которых идиоморфные вкрапленники кварца и альбита отчетливо выступают на фоне темноокрашенного скрытокристаллического базиса. В верхней части пачки залегает мощный поток светло-зеленовато-серого фельзита. Изредка встречающиеся и, как правило, маломощные горизонты пирокластических пород представлены агломератными и кристаллокластическими туфами и туфобрекчиями. Мощность пачки — 420 м.

Выше по разрезу обособляется пачка существенно пирокластических пород, претерпевших гидротермальную проработку, выразившуюся в интенсивной карбонатизации и хлоритизации пород. В составе пачки преобладают агломератные и кристаллокластические туфы, среди которых изредка фиксируются маломощные потоки гидротермально измененных кварцево-полевошпатовых порфиров. Мощность пачки — 280 м.

В верхней части разреза выделяется сложная по составу пачка вулканогенных пород, в низах которой отмечаются покровы основных зеленовато-серых, зеленокаменно-измененных эффузивов афирового и порфиристового сложения, отвечающих по составу авгитовым и диабазовым порфиритам. В верхних частях лавовых покровов наблюдаются миндалекаменные текстуры. В остальной части пачки преобладают пирокластические образования, которые стратиграфически выше обнаруживают явные признаки перемыва и переотложения вулканогенного материала. Появляются горизонты слоистых туфосланцев и туфопесчаников. Среди них установлен покров зеленовато-серого афирового порфирита, цветные компоненты которого нацело замещены постмагматическим амфиболом. Мощность пачки — 600 м.

Венчается разрез крупным рифом серого мраморизованного известняка мощностью в 300 м. Общая мощность разреза составляет 2020 м.

Анализ приведенного выше описания разреза позволяет наметить некоторые специфические черты строения отложений таннуольской свиты в данном районе. В числе их прежде всего необходимо отметить однородный кислый состав лав и сопровождающих их пирокластических пород, который нарушается лишь в верхней части разреза, где появляются покровы основного состава. Любопытно отметить, что изменение состава излившихся лав совпадает по времени с изменением физико-географической обстановки, когда существенно субаэральные условия

извержений сменяются подводными излияниями основных лав. Разрез этот характерен также в том отношении, что на примере его еще раз можно проследить постепенное изменение хорошо сохранившихся диагенетизированных эффузивов в метаморфизованные породы зеленокаменного облика. Причиной метаморфизма пород в данном случае являются, с одной стороны, последующая за формированием толщи гидротермальная деятельность, а с другой — динамические напряжения, проявившиеся вдоль тектонических структур разрывного характера.

На примере данного района можно проследить неоднородность строения и непостоянство состава вулканогенного нижнего кембрия как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости. Иллюстрацией к сказанному может служить сравнение изученные нами разреза с разрезом вулканогенного нижнего кембрия, составленным В. П. Масловым по долине р. Тапсы, левому притоку р. Бий-Хем. При сравнении этих разрезов прежде всего выявляется непостоянство мощностей. По долине р. Тапсы мощность вулканогенного нижнего кембрия, по данным В. П. Маслова (1947), вдвое меньше, чем в районе рч. Терехтыг-Хем. Резкое различие отмечается также в соотношении мощностей между лавами и пирокластическими породами. В. П. Маслов для района р. Тапсы подчеркивает явное преобладание последних над лавами. При изучении же разреза по рч. Терехтыг-Хем скорее можно прийти к обратному выводу. Наконец, в разрезе по р. Тапсы значительная роль в составе отложений принадлежит переотложенным пирокластическим образованиям, в то время как в изученном нами разрезе породы подобного генезиса встречаются в весьма ограниченном количестве и только в самых его верхах. Однако, несмотря на указанные различия, состав лав в этих районах остается неизменным. Изменения в составе пород отмечаются в восточной и северо-восточной частях того же самого поля нижнекембрийских пород. Так, в бассейнах рек Хопто, Шан, Мерген и Дерзиг, по данным Я. Д. Шенкмана, среди пород преобладают эффузивы среднего состава типа андезитовых порфиритов и их пирокластические производные. Кислые лавы и терригенные отложения, в том числе и рифогенные известняки, играют подчиненную роль и появляются в заметных количествах только в верхних частях разреза. В локальных зонах смятия вулканогенные породы превращены в порфиритоиды, а местами изменены до состояния эпидото-хлоритовых и хлорито-серцитовых сланцев. Мощность отложений таннуольской свиты в этой части района составляет 2500 м.

В рифе известняка в районе приска Проездного, расположенного к востоку от описанного разреза, обнаружена фауна археоциат: *Ajacyathus cf. monokensis* (Vologd.), *Ajacyathus patulus* Born., *Ethmophyllum pseudotichus* (Vologd.), *Ethmophyllum cf. tugarinovi* (Vologd.), *Coscicyathus chomentovskii* (Vologd.), на основании которой время формирования отложений таннуольской свиты в данном районе определяется как нижняя половина ленского века нижнего кембрия.

Примерно аналогичный состав нижнекембрийских отложений отмечается и в многочисленных, изолированных друг от друга полях, расположенных к югу и юго-западу от данного района. По данным В. В. Архангельской, А. В. Ильина и Б. М. Моралева и нашим наблюдениям, там в составе нижнего кембрия так же, как и в уже описанных районах, преобладают вулканогенные образования, среди которых преимущественным распространением пользуются эффузивы среднего состава и пирокластические их производные. Терригенные образования, как правило, подчинены им. Нижнекембрийские отложения в этих районах сильнее метаморфизованы и обычно имеют зеленокаменный облик.

Объясняется это воздействием на них крупных гранитоидных массивов, среди которых и залегают сохранившиеся от денудации участки отложений существенно вулканогенного нижнего кембрия, который нами параллелизуется с отложениями таннуольской свиты характеризуемой серии.

Обширные поля отложений таннуольской свиты нижнего кембрия сохранились на северо-востоке Тувы в пределах Тоджинской котловины. Там, в бассейне р. Хамсары и Бий-Хема, по данным геологов Л. П. Зоненшайна, Я. Д. Шенкмана, В. А. Благонравова, А. А. Ильичева и др., нижнекембрийские отложения представлены относительно слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, которые имеют много общих черт с отложениями таннуольской свиты нижнего кембрия района хребта Восточный Танну-Ола.

На крайнем северо-востоке Тувы (верховья р. Хамсары) мощность нижнекембрийских отложений составляет 2—2,5 км. В составе их преобладают лавы кислых эффузивов, представленных яркоокрашенными фельзитами, фельзит-порфирами, альбитофирами и плагиопорфирами. В значительных количествах, но не повсеместно встречаются представители основных лав — авгитовых, лабрадоровых и андезиновых порфиритов. Еще реже обнаруживаются диабазы, которые залегают чаще всего в виде послойных тел среди более ранних кислых эффузивов и перемежающихся с ними горизонтов туфов, туффигов, яшмокварцитов, прослоев и рифов известняков. В последних встречаются археоциаты, которые, по заключению И. Т. Журавлевой, соответствуют комплексу, характерному для еланского горизонта. Таким образом, седиментация упомянутой осадочно-вулканогенной толщи происходила в первой половине ленского века.

По направлению к западу мощность нижнекембрийских отложений несколько увеличивается, достигая трех и более километров. Изменяется и состав последних. В северных районах, примыкающих к Восточно-Саянскому разлому, в составе нижнекембрийских отложений заметно увеличивается роль карбонатных пород. В нижней части разреза нижнего кембрия этих районов количество известняков и вулканогенных пород примерно одинаково. В верхах разреза преобладают эффузивы и их пирокластические производные. В центральных и южных районах Тоджинской котловины по всему разрезу явно преобладают вулканогенные породы, представленные главным образом эффузивами основного и среднего состава и их туфами, окрашенными в зеленые, серые, реже лилово-серые цвета. В известняках, из северной части района, обнаружены археоциаты, которые, по определению И. Т. Журавлевой, характерны для камешковского горизонта, который, по последним данным И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и В. В. Хоментовского (1959), соответствует верхам алданского яруса нижнего кембрия. Аналогичный состав нижнекембрийских отложений сохраняется и в бассейне нижнего течения рч. Азас. Вместе с тем, в районе, расположенном южнее, по левобережью р. Бий-Хем, выше устья р. Азас, оконтуривается площадь, где преобладают кислые эффузивы. По данным Я. Д. Шенкмана, строение нижнекембрийских отложений для этого района представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Мощная пачка лилово-серых, преимущественно андезиновых порфиритов — 600 м.

2. Потоки яркоокрашенных (красных, бурых и розовых) кварцево-полевошпатовых порфиров, чередующихся с горизонтами соответствующих по составу агломератных туфов. Изредка встречаются покровы плагиоклазовых порфиритов среднего состава — 300 м.

3. Переслаивание покровов фиолетовых и розовых альбитофиров и их туфов с покровами бурых илиловых андезиновых порфиритов — 300 м.

4. Пачка, состоящая из преобладающих горизонтов грубообломочных вулканогенных пород (туфобрекчии, туфоконгломераты, с подчиненными прослоями туффитов), чередующихся с потоками полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых порфиров — 200 м.

5. Горизонты агломератных туфов, содержащих обломки сургучно-красных и темно-бурых кислых эффузивов, пластующихся с потоками яркоокрашенных полевошпатовых порфиров и реже андезиновых порфиритов — 200 м.

Общая мощность разреза составляет 1600 м.

Таким образом, в южной части Тоджинской котловины, ограниченной меридианами 96—97°, выявляется район с сокращенной мощностью нижнекембрийских отложений и со специфическим, существенно кислым составом излившихся яркоокрашенных лав.

Еще далее к западу, в области северо-восточных границ средне-, верхнепалеозойского Тувинского прогиба, нижнекембрийские отложения представлены все той же осадочно-вулканогенной свитой, состоящей существенно из покровов зеленовато-серых андезиновых порфиритов, пластующихся с горизонтами агломератных туфов и переотложенных пирокластических пород. Значительно реже встречаются представители основных и кислых лав. Типичные мелкие линзы рифогенных известняков нередко богаты водорослями и в том числе *Botomia rotunda* Korde, которая, по мнению К. Б. Кордэ, является руководящей формой для верхов алданского яруса Сибирской платформы.

Анализ локальных разрезов осадочно-вулканогенного нижнего кембрия Тоджинской котловины неизменно свидетельствует о явном преобладании в его составе эффузивов средней основности и о постепенном поокислении лав снизу вверх по разрезу. Излияние лав происходило на большей части территории и в подводных условиях, и только на крайнем северо-востоке котловины, а также в южной части последней, ограниченной меридианами 96—97°, и в районе нижнего течения р. Ч. аваш (правый приток р. Хамсары) вулканическая деятельность протекала в субаэральной обстановке островной страны.

Что касается времени формирования осадочно-вулканогенных отложений кембрия Тоджинской котловины, то, как об этом свидетельствуют находки фауны, оно определяется интервалом от верхов алданского до конца ленского века нижнего кембрия. Таким образом, осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия Тоджинской котловины как по составу, так и строению разрезов и времени формирования отложений являются аналогами кембрийских отложений района хребта Восточный Танну-Ола, что и послужило для нас основанием объединить их в одну таннуольскую свиту осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия Тувы.

Глава III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННУЮ СЕРИЮ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Прежде чем перейти к характеристике петрографического состава вулканогенных пород нижнекембрийской серии, следует подчеркнуть морфологические особенности проявления вулканогенных пород.

В строении собственно вулканогенной части пород серии, помимо покровов разнообразных по составу эффузивов и сопровождающих их пирокластических пород, принимают участие различные дайковые образования, которые рассматриваются нами как корни вышележащих покровов эффузивов. Дайковые породы встречаются, по существу, везде, где распространена осадочно-вулканогенная серия нижнего кембрия. Вместе с тем известны районы, где концентрация даек в поле осадочно-эффузивного кембрия значительно превышает среднее количество даек. Имеется в виду поле распространения нижнего кембрия на левобережье р. Тесь-Хем, восточнее гряды Кара-Шат, некоторые районы южного склона хребта Восточный Танну-Ола и ряд других мест. Протяженность даек варьирует от десятков до первых сотен метров при мощности, измеряемой обычно долями метра, реже в 1—3 м. Важно отметить что породы, слагающие дайки, большей частью не отличимы от тех пород, которые слагают покровы. Поэтому в настоящей главе дайковые породы не выделяются и характеристика их приводится вместе с характеристиками соответствующего состава эффузивов.

Породы, аналогичные по составу покровам и потокам эффузивов, наблюдаются иногда также в виде силлов, мощность которых достигает 20—30 м, а протяженность — до 200 и более метров. Надо заметить, что силлы иногда бывает трудно отличить от покровов, так как по условиям обнаженности лежащий и висячий бока их не всегда бывают вскрыты. Достоверно установленные интрузивные залежи сложены, как правило, основными породами и главным образом диабазами, реже лабрадорowymi порфиритами, причем обычно они пространственно приурочены к верхней части разреза серии, где господствуют представители кислых лав. Впрочем, возможно, что отмеченная выше концентрация силлов в верхней половине разрезов осадочно-вулканогенной серии — явление кажущееся, так как в целом ряде пунктов района хребта Восточный Танну-Ола, в долине р. Хемчик, в бассейне р. Каа-Хем и других местах силлы диабазов были зафиксированы и среди покровов основных эффузивов, локализующихся, как это вытекает из характеристики строения осадочно-вулканогенной серии, в нижней ее части. Иных форм интрузивной деятельности, синхронной по времени формированию осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, обнаружено не было. Однако не исключена возможность что при более детальных исследованиях, особенно в тех районах, которые мы не смогли посетить и где широко распространены кислые эффузивы (имеется в виду крайняя северо-восточная часть Тоджинской котловины), могут быть встречены проявления субэффузивной интрузивной деятельности в виде мелких штоков кварцевых и полевошпатовых порфиров. Однако и без допущения этой возможности ясно, что характеризуемая осадочно-вулканогенная серия нижнего кембрия представляет собой весьма сложное геологическое образование. В состав вулканогенной части ее, кроме преобладающих основных, средней основности и менее распространенных кислых эффузивных пород, входят также разнообразные по составу дайки и пластовые интрузивные залежи основных пород.

Изложенные в предыдущей главе материалы, характеризующие строение осадочно-вулканогенной серии, с дополнением только что сделанных замечаний, дают основание выделить из состава вулканогенной части серии нижнего кембрия Тувы следующие группы пород:

1. Диабазы и диабазовые порфириты.
2. Лабрадоровые порфириты.
3. Авгитовые порфириты.
4. Плагноклазовые (андезиновые) порфириты

5. Роговообманково-плагиоклазовые порфириды.
6. Альбитофиры и кератофиры.
7. Кварцево-полевошпатовые порфиры.
8. Фельзиты.
9. Продукты гидротермальной деятельности эффузивов.
10. Пирокластические образования.

Кроме того, в строении осадочно-вулканогенной серии, как это следует из самого названия, принимают участие также и разнообразные осадочные породы — песчаники, сланцы, конгломераты, известняки и др. Учитывая, что состав осадочных пород помогает восстанавливать условия седиментации их и, таким образом, способствует выяснению обстановки формирования вулканогенной части серии, кратко остановимся вслед за петрографической характеристикой изверженных пород на описании осадочных членов нижнекембрийской серии.

1. Диабазы и диабазовые порфириды

Диабазы, диабазовые порфириды, как и пирокластические их производные, широко распространены в нижнекембрийской вулканогенной серии Тувы. Покровы диабазов и диабазовых порфиритов концентрируются главным образом в нижних частях разрезов вулканогенных толщ. В более высоких стратиграфических горизонтах осадочно-вулканогенного комплекса эти породы встречаются реже и обычно не в виде покровов, а в форме силл и даек, наличие которых свидетельствует о том, что завершающие стадии вулканической деятельности в нижнем кембрии ознаменовались поступлением новых порций слабо дифференцированной базальтоидной магмы, не нашедшей выхода на земную поверхность и застывшей в виде субэффузивных интрузий.

Повсеместно наблюдаемая приуроченность покровов диабазов и диабазовых порфиритов к нижней части разреза вулканогенных отложений нижнего кембрия позволяет говорить о том, что первые стадии массового излияния лав в начальные этапы развития кембрийской геосинклинали на территории Тувы характеризуются породами, состав которых отличается наибольшей основностью и близко подходит к составу среднего базальта (А. Н. Заварицкий, 1944), отражающего состав нормальной щелочноземельной базальтовой магмы.

Мы описываем диабазы и диабазовые порфириды совместно потому, что состав их идентичен и все отличие между ними заключается в отсутствии или наличии порфирических вкрапленников. Диабазовые порфириды количественно преобладают над афировыми разностями.

Внешне и те и другие представлены темно-зеленовато-серой массивной тонкозернистой породой, составленной в основном лабрадором, моноклинным пироксеном и магнетитом. Очень редко встречается оливин в виде бедной вкрапленности. Зерна его почти всегда полностью замещены серпентином (антигоритом). В числе аксессуарных можно отметить апатит и сфен. Диабазовые породы не всегда обладают характерной для них тонкокристаллической диабазовой структурой. Нередко, особенно в порфирических разностях, в составе породы заметную роль играют продукты девитрификации стекла. Наличие последнего, цементирующего лейсты плагиоклаза, обуславливает интерсертальную структуру некоторых разностей. Размеры индивидов плагиоклаза основной массы диабазовых порфиритов варьируют от 0,06 до 0,4 мм, а величина обычно немногочисленных порфирических вкрапленников редко превышает 2 мм. Силлы и дайки сложены равномернoзернистыми диабазами, обладающими диабазовой или офитовой структурами. Состав плагиоклаза как основной

массы, так и фенокристаллов соответствует лабрадору, в котором количество анортитовой молекулы подвержено незначительным колебаниям и варьирует в пределах от 50 до 58%. Кристаллы лабрадора всегда sdвойникованы, причем чаще по альбитовому (010) и реже по карлсбадскому (001) законам. Моноклинный пироксен, как правило, не сохраняется. За счет него обычно развивается хлорит, реже кальцит и эпидот. Оптические константы, полученные по замерам реликтов моноклинного пироксена кембрийских диабазов и диабазовых порфиритов из различных районов Тувы, показывают выдержанность состава монопироксена и принадлежность его к авгиту ($2V = 58^\circ$, $cNg = 41^\circ$, $Ng - Np = 0,25$). Магнетит в виде тонкой вкрапленности чаще всего равномерно рассеян

Таблица 1

Химический состав диабазов и диабазовых порфиритов

Оксиды	В е с о в ы е %								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	среднее
SiO ₂	46,70	47,74	45,28	48,10	44,80	47,90	49,58	47,07	47,15
TiO ₂	1,20	2,06	1,50	1,15	2,50	0,90	0,80	2,24	1,54
Al ₂ O ₃	18,28	16,30	11,61	20,36	13,19	17,02	16,77	17,53	16,38
Fe ₂ O ₃	2,72	4,15	3,89	2,65	2,14	0,86	1,50	5,07	2,87
FeO	9,83	9,05	9,00	8,59	9,47	9,29	9,43	6,58	8,91
MnO	0,21	0,22	0,16	0,19	0,18	0,16	0,09	0,16	0,17
MgO	8,50	6,72	10,22	3,92	10,79	11,94	9,49	5,93	8,44
CaO	2,76	10,82	14,30	10,07	8,79	7,39	6,95	8,85	8,74
Na ₂ O	2,81	3,04	1,36	3,03	2,49	2,36	2,46	3,42	2,62
K ₂ O	2,23	0,30	0,77	0,73	1,69	0,22	0,51	0,58	0,80
P ₂ O ₅	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	1,94	—	—	0,04	0,04	0,20	—	—
п.п.п.	4,65	0,16	2,54	1,34	3,50	2,66	2,66	2,99	2,56
Сумма	100,19	99,68	100,63	100,22	99,26	100,80	100,44	100,61	100,40
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
<i>a</i>	8,6	10,0	4,1	8,2	7,1	5,5	6,2	8,7	7,1
<i>c</i>	3,1	6,0	5,5	10,6	5,3	8,7	8,5	8,0	7,7
<i>b</i>	38,2	27,5	39,5	21,2	34,6	30,4	27,1	25,1	29,1
<i>s</i>	50,11	56,5	50,9	60,0	53,0	55,4	58,2	58,2	56,1
<i>f'</i>	28,5	39,8	29,2	54,3	31,6	32,2	38,5	44,6	38,8
<i>m'</i>	34,8	36,8	42,2	33,5	52,7	66,6	60,5	42,0	50,2
<i>c'</i>	—	23,4	28,6	12,2	15,7	1,2	1,0	13,4	11,0
<i>a'</i>	36,6	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	66,2	67,1	70,9	85,7	76,9	95,0	88,8	90,1	82,3
<i>t'</i>	1,8	3,2	2,4	1,8	4,0	1,4	1,2	3,4	2,36
Φ	5,6	13,0	6,0	11,7	5,1	2,7	4,9	18,3	8,6
<i>Q</i>	20,1	—13,0	—11,4	—7,0	—13,5	—8,9	—4,5	—9,0	—9,7
<i>a/c</i>	—2,77	1,66	0,74	0,77	1,34	0,63	0,73	1,09	0,92
GaO/Na ₂ O	1,1	3,1	11,5	3,7	3,9	3,5	3,1	2,9	

Примечание.

- I. Альбитизированный миндалекаменный диабаз. Левый борт долины р. Дурген в 1,5 км ниже устья кл. Проездного. Северный склон хребта Восточный Танну-Ола.
- II. Диабазовый порфирит. Северный склон хр. Восточный Танну-Ола (В. П. Еремев, 1950).
- III. Миндалекаменный оливинсодержащий диабазовый порфирит. Долина рч. Эжмн, правый приток р. Енисей. Западная Тува.
- IV. Альбитизированный диабазовый порфирит Хребет Восточный Танну-Ола, водораздел рек Оругтут-Хем и Арголик.
- V. Миндалекаменный диабаз. Западная часть Уюкского хребта.
- VI. Диабаз актинолитизированный. ЮЗ Тува, бассейн р. Могун-Берень.
- VII. Диабазовый порфирит актинолитизированный. ЮЗ Тува, бассейн р. Могун-Берень.
- VIII. Альбитизированный диабаз. Западная Тува. Хребет Малая Буря.

по всей массе породы. Химическая характеристика пород приведена в табл. 1. Порфиновые и афировые разновидности диабазов часто содержат миндалины, количество и размеры которых, как правило, увеличиваются по направлению к кровле покровов, мощность которых непостоянна и меняется от 2—3 до 40—50 м. Среди минералов, выполняющих газовые полости, установлены хлорит (обычно зеленая низкодвупреломляющая разность лучистого строения $Nm=1,59+0,02$, отвечающая делесситу), кальцит, эпидот, халцедон и пирит. В зависимости от сочетания минералов, выполняющих миндалины, можно различать хлорито-кальцитовые, хлорито-кальцито-эпидотовые с пиритом и без него и хлорито-халцедоновые, причем халцедон всегда расположен в центре миндалины.

Особенностью этой группы пород является обилие в составе их постериорных минералов, в числе которых наиболее распространены хлорит, эпидот, кальцит и альбит. В некоторых разностях в значительных количествах присутствует актинолит, а в оливинсодержащих диабазах — антигорит, кроме того, плагиоклаз диабазов часто бывает замещен сосюритом и иногда по нему развивается серицит. Главная масса постериорных минералов (хлорит, эпидот, кальцит) расположена на месте ранее бывшего моноклинного пироксена и участков, выполнявшихся стекловатым мезостазисом. В меньшей степени они замещают основной плагиоклаз породы.

Особенно характерен процесс альбитизации плагиоклаза, который проявляется или в виде светлой каемки альбита вокруг индивидов обычно измененного (мутноватого) лабрадора, или в виде расплывчатых пятен, внедрившихся с периферии в центральные участки зерна. Дальнейшее развитие процесса приводит к разрастанию альбитовых зон и к появлению среди минерального агрегата породы псевдоморфоз прозрачного альбита по лабрадору. Однако оптическое изучение большой коллекции Тувинских диабазов показывает, что процесс деанортизации основного плагиоклаза обычно до конца не завершается, в связи с чем альбитовые диабазы, равным образом как и диабазы, не затронутые процессом альбитизации, встречаются редко. Степень альбитизации диабазов хорошо выявляется по отношению молекулярных количеств окиси кальция к окиси натрия. Для неизменных разностей величина указанного отношения колеблется обычно между 3,5 и 5. Для альбитизированных диабазов отношение названных окислов уменьшается, доходя до единицы или 1,5 у альбитовых диабазов или спилитов. Как следует из табл. 1, для диабазов Тувы среднее значение этого отношения составляет 3,1 (без учета аномально высокого отношения в оливинсодержащих диабазах западной части Уюкского хребта). Минимальная величина отношения выявлена в миндалекаменном альбитизированном диабазе, который и по своему минералогическому составу и структурным особенностям ничем не отличается от спилита. Надо заметить, что покровы типичных спилитов были установлены нами лишь в двух районах Тувы — по долине р. Дурген, на северном склоне хребта Восточной Танну-Ола, и в Западной Туве, в районе хребта Малая Бура. Кроме того, Н. И. Зайцев отмечает наличие спилитов в бассейне нижнего течения р. Чаваш (правый приток р. Хамсары), а Ю. В. Чудинов указывает на присутствие аналогичных пород в полях распространения нижнего кембрия в районе, расположенном к югу от большой излучины р. Бий-Хем.

Так же, как и в ряде других областей СССР (Урал, Казахстан, Мугоджары) и ряде районов зарубежных стран (В. А. Заварицкий, 1948), в Туве между спилитами и нормальными неизменными диабазами существуют постепенные переходы. На материале Тувы лишней раз можно убедиться в том, что альбит спилитов не является магматическим ми-

нералом, а образуется в результате метасоматического замещения основного плагиоклаза при воздействии на него обогащенных натрием гидротермальных растворов. К такому выводу приводят наблюдения над характером альбитизации плагиоклазов в отдельных покровах диабазов. Так, изучая состав различных частей покровов диабазов, вскрытых ущельем долины р. Тесь-Хем (выше моста), где они совершенно отчетливо переслаиваются с нормальными морскими отложениями, представленными горизонтами известняков и известковистых туфосланцев и туфопесчаников, можно заметить различия в строении и составе пород. Причем различия между характером породы в нижней и средней частях покровов незначительны, тогда как породы, слагающие верхнюю часть покровов, обладают рядом специфических черт. Они значительно хуже раскристаллизованы: вместо полнокристаллической тонкозернистой диабазовой структуры, свойственной породам нижней и средней частей покровов, в верхней части последних мы наблюдали типичную интерсервальную структуру, при которой беспорядочно ориентированные индивиды лабрадора, содержащего 54—56% анортитовой молекулы, скреплены агрегатом из хлорита, эпидота, кальцита и рудного минерала. В породах из верхних частей покровов значительно уменьшено количество порфирировых вкрапленников и наполовину сокращены их размеры, которые там не превышают 1 мм. Однако изменения выражаются не только в структурных особенностях пород. Характерно то, что процесс альбитизации лабрадора, достаточно интенсивно проявленный в породах из нижней и средней частей покровов, в верхней практически не имеет места. Альбитизация лабрадора в почве и средней части покровов выражается в наличии каемки свежего альбита вокруг индивидов лабрадора как основной ткани пород, так и порфирировых вкрапленников, причем бордюр из альбита слагает не менее одной трети объема индивида, а местами мелкие зерна лабрадора почти нацело замещены альбитом с сохранением в них лишь небольших реликтов основного плагиоклаза. Подобные изменения плагиоклаза детально прослежены в покрове альбитизированного диабаза мощностью в 12 м, залегающего в правом борту долины р. Тесь-Хем в 600 м ниже западного контакта серпентинитового массива. В этом покрове основной плагиоклаз альбитизирован до расстояния порядка 8 м от почвы, причем степень альбитизации плагиоклаза явно нарастает книзу. (Образцы были взяты с интервалом в 0,5 м). В 4 м от кровли покрова каемки альбита встречаются не повсеместно, и ширина их ничтожна. Еще ближе к кровле никаких следов альбитизации ни в одном из шлифов обнаружено не было. Аналогичный характер альбитизации был установлен и в ряде других покровов диабаза из этого же и других районов. Следует иметь в виду, что изменение состава диабаза по мощности покрова нами изучалось в таких районах, где посторонние факторы, могущие вызвать альбитизацию плагиоклаза, были исключены.

Таким образом, мы убедились в том, что покровы диабаза альбитизированы неравномерно и что гидротермальные растворы, производившие альбитизацию, поступали со стороны почвы покровов. Следует отметить, что к такому же выводу пришел и Г. Н. Щерба (1957), изучавший девонские спилитизированные диабазы Рудного Алтая.

Нам представляется, что эти факты необходимо учитывать при решении одного из главных вопросов образования альбитизированных диабазов и пространственно тесно с ними связанных спилитов, а именно, о времени альбитизации и источнике агентов последней.

В свете изложенного выше становится очевидным, что для района Тувы нельзя принять гипотезу Г. С. Дзоценидзе, который, изучая спилиты Грузии, пришел к выводу о том, что образование альбита спилитов

происходит в результате альбитизации основного плагиоклаза в жидкостно-магматическую стадию автометаморфизма. Он считает, что и частично альбитизированные диабазы, или как их многие называют «настоящие» спилиты, также возникают благодаря воздействию минерализаторов на верхнюю часть магмы в магматическом очаге и что полной альбитизации в данном случае не наступает только потому, что воздействие минерализаторов было кратковременным и имело место в промежутке между извержением главной массы спилитов и следующего акта извержения, который приводит к образованию частично альбитизированных пород (Г. С. Дзоценидзе, 1948, стр. 334—335). Однако сам автор вынужден признать, что его гипотеза не объясняет всех случаев образования альбитизированных диабазов. В частности, она не объясняет характера альбитизации покровов авгитовых порфиритов эоценового возраста в Боржомском районе, где альбитизация проявляется только в кровле и почве покровов. Для объяснения этого случая он вынужден обратиться к представлениям В. А. Заварицкого (1948), который, как известно, считает, что альбитизация, приводящая к образованию спилитов (в широком смысле этого слова), является процессом автометаморфическим, наложенным на уже раскристаллизованные, но не остывшие породы, и что пополнение гидротерм (производящих альбитизацию) натрием происходит как за счет горячих источников, сопровождающих излияние лав, так и за счет морской воды.

Наблюдавшиеся факты максимальной альбитизации диабазов в почве покровов и постепенного ослабления ее по направлению к кровле покровов, лучше всего согласуются с представлениями F. J. Turner and J. Verhoogen (1951), которые полагают, что гидротермальные растворы появляются в результате уплотнения базальных отложений геосинклинали при ее опускании. Этот процесс приводит к снижению пористости пород и отсюда вытеснению большого количества солей водных растворов, которые до этого удерживались в порах морских отложений. Растворы такого происхождения (двигавшиеся снизу вверх), встречая на своем пути нагретые изверженные покровы, могут способствовать альбитизации пород последних.

Изложенные выше варианты гипотез образования спилитов и пространственно связанных с ними альбитизированных основных эффузивов подтверждают то положение, что проявляющиеся в природе процессы, приводящие к внешне схожему результату, в различных условиях возникают в результате различных причин. Поэтому представляются неправильными попытки отдельных исследователей объяснить генезис тех же спилитов и спилитизированных (альбитизированных) основных эффузивов одной универсальной гипотезой.

Помимо альбитизации, кембрийские диабазы Тувы в ряде районов претерпели значительную амфиболитизацию. Например, в центральной части и на северном склоне хребта Восточный Танну-Ола этот процесс местами проявился настолько интенсивно, что некоторые исследователи (Л. Н. Леонтьев, 1953) выделяли в составе кембрийского вулканического комплекса упомянутого района роговообманковые диабазы (амфиболитизированные), ошибочно принимая за магматический минерал вторичный актинолит, явно наложенный на уже измененные породообразующие минералы диабаза. Между тем, кембрийские диабазы Тувы, особенно в их дайковой и силловой фации, тем и отличаются от диабазов жильной фации Таннуольского интрузивного комплекса, что они не содержат в своем составе магматический амфибол. Появление же вторичной актинолитовой роговой обманки здесь связано с воздействием интрузии Таннуольского комплекса на вмещающие их кембрийские основные эффузивы,

2. Лабрадоровые порфириты

Эти породы выделены из группы диабазовых порфиритов благодаря своим структурным особенностям.

Очень выдержанные покровы лабрадоровых порфиритов, прослеживаемые на большие расстояния, наблюдаются на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола, в районе рч. Аптры и к востоку от урочища Деспен. В этих же местах, в нижних частях разрезов осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, установлены протяженные дайки лабрадоровых порфиритов, которые следует рассматривать как подводящие каналы трещинных излияний, образовавших упомянутые выше покровы.

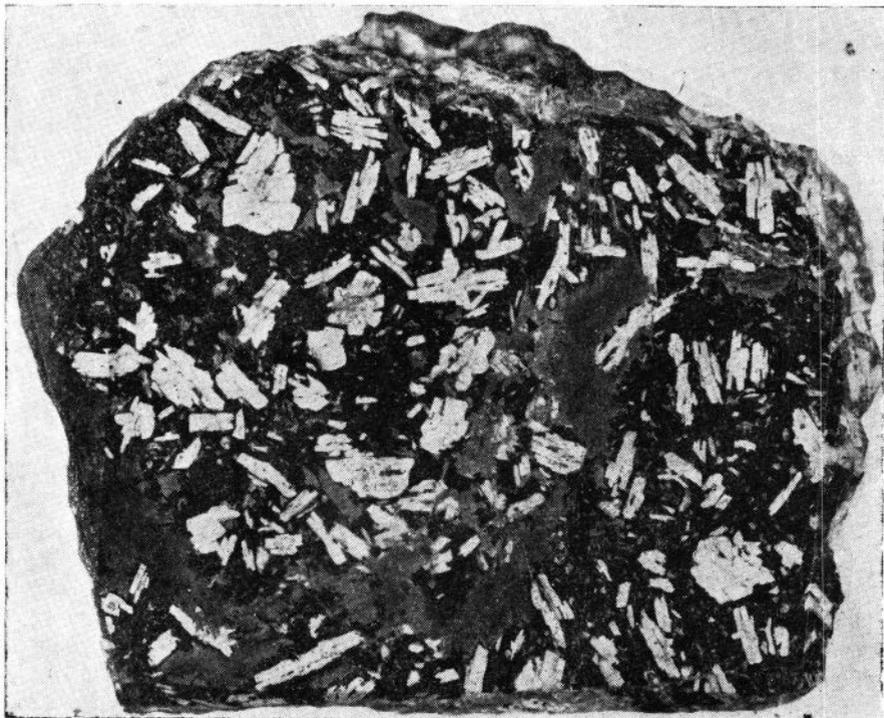


Рис. 6. Характер порфировых выделений лабрадорового порфирита. Натуральная величина.

Покровы и дайки лабрадоровых порфиритов были обнаружены также в составе вулканогенного кембрийского фундамента Самагалтайской мульды, по долине рч. Кара-Холь-Ежу, в районе, расположенном к югу от нее, и на левобережье р. Тесь-Хем.

Отличительной чертой лабрадоровых порфиритов является резко выраженная порфировая структура, обусловленная наличием крупных (до 18 мм) идиоморфных призматических фенокристаллов лабрадора или основного андезина (№№ 46—54, закон двойникования альбитовый), расположенных без видимой ориентировки среди зеленовато-серого тонко раскристаллизованного, а иногда и стекловатого базиса. Количество вкрапленников достигает 25—30% от объема породы. Все это придает лабрадоровым порфиритам своеобразный внешний вид, резко выделяя их из массы других порфировых пород вулканогенной серии (рис. 6). Среди лабрадоровых порфиритов встречаются миндалекаменные разности. Обычно небольшие по размерам газовые полости выпол-

нены хлоритом, эпидотом и кальцитом. Отдельные миндалины имеют концентрически зональное строение. В этом случае периферическая часть миндалин слагается зеленым чешуйчатым или радиально-лучистым, низкодвупреломляющим делесситом. За ним следует зона из эпидота, а в центральной части миндалин обычно располагается равномернoзернистый агрегат кальцита. Иногда от миндалины в основную массу породы отходят червевидные жилки хлорита.

Состав основной массы лабрадорových порфиритов близок составу диабазовых порфиритов, о чем свидетельствует химический состав этих пород (см. табл. 1 и 2). Кроме основного плагиоклаза, состав которого идентичен составу плагиоклаза вкрапленников, в основной массе присутствует авгит и рудный минерал, образующий мелкую, но довольно густую и равномерную вкрапленность. В хуже раскристаллизованных разностях присутствуют продукты девитрификации стекла — слабо индивидуализированный землистый эпидот, подчиненный ему хлорит, иногда кальцит и рудное вещество. Структура основной массы диабазовая или интерсертальная. В породах дайковой фации обнаруживается и пойкилоофитовая структура. Плагиоклаз породы обычно частично разложен, замещаясь агрегатом соссюрита, карбонатом, эпидотом, а также пренитом. Цветной минерал более устойчив, хотя и он почти всегда замещен хлоритом и эпидотом.

3. Авгитовые порфириты

Авгитовые порфириты распространены значительно шире лабрадорových порфиритов. Покровы их установлены почти во всех изученных нами разрезах осадочно-вулканогенной серии. Вместе с тем, суммарная мощность этих лав в разрезах уступает мощности не только плагиоклазовых порфиритов, но и группе диабазовых пород. Августовые порфириты концентрируются чаще всего в нижней части стратиграфической колонки осадочно-вулканогенного комплекса, хотя встречаются и отклонения от этого правила. Так, в разрезах по долинам рек Аптры и Тытыг-Хем (южный склон хр. Восточный Танну-Ола), а также по долине рч. Терехтыг-Хем (Восточная Тува), отдельные покровы августовых порфиритов были обнаружены в средней и даже верхней частях разрезов.

По внешнему виду августовые порфириты представляют собой темно-серую с зеленоватым, реже буроватым оттенком породу, на темном фоне которой хорошо заметны порфиритовые вкрапленники призматических кристаллов то серовато-голубоватого, то мутно-белого плагиоклаза, размеры которых обычно не превышают 2—3 мм. Фенокристаллы авгита, благодаря небольшим размерам (от 0,3 до 1,5 мм) и темной окраске, макроскопически различаются хуже. Миндалекаменные разности содержат изометричной или неправильной формы, часто сплюснутые параллельно простиранию покрова миндалины, количество которых заметно увеличивается к кровле тел. Размеры газовых полостей варьируют от микроскопических до 10—15, а иногда и 30 мм. Выполнены они разнообразным комплексом минералов, в числе которых отметим хлорит, эпидот, кальцит, пренит, альбит и халцедон. Обычно наблюдается сочетание ряда минералов в одной миндалине, реже встречаются миндалины, выполненные каким-нибудь одним минералом, чаще всего хлоритом или кальцитом. Наиболее характерными парагенезисами в миндалинах являются хлорит, кальцит, эпидот; хлорит, кальцит; пренит, хлорит; пренит, альбит. В одном из покровов августовых порфиритов (среднее течение рч. Кара-Холь-Ежу) в миндалинах, выполненных лучистым аг-

регатом белого пренита, обнаружены зерна самородной меди, размеры которых варьируют от сотых долей мм до 1,5 мм.

Под микроскопом порфиновые вкрапленники авгита выявляются очень четко. Соотношение между фенокристаллами авгита и плагиоклаза непостоянно, но чаще преобладает плагиоклаз. Авгит в порфириновых выделениях образует идиоморфные кристаллы, иногда с характерными для него восьмиугольными сечениями. В шлифах авгит совершенно бесцветен и прозрачен. Лишь местами центральная часть зерен его несколько мутновата. Ясно видна спаянность в двух направлениях. Оптические свойства авгита определяются следующими константами: $Ng = 1,557$; $Np = 1,547$; $2V = 57^\circ$; $cNg = 42^\circ$. Встречаются двойники. Вторичные изменения сводятся к частичной хлоритизации зерен. Прямолинейные контуры фенокристаллов плагиоклаза часто бывают нарушены вследствие коррозии со стороны основной массы. В противоположность обычно хорошо сохранившимся вкрапленникам авгита порфиновые выделения плагиоклаза чаще всего сильно разложены и замещены агрегатом кальцита, хлорита и эпидота. В периферических частях зерен, а иногда и в центре нередко наблюдаются осветленные полоски и пятна замещающего плагиоклаза альбита. Несмотря на обилие постериорных минералов, замещающих плагиоклаз, двойниковая структура последнего в большинстве случаев в шлифах устанавливается отчетливо. Исследования показали, что содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе колеблется в пределах от 45 до 52%. Закон двойникования чаще всего альбитовый.

Степень раскристаллизации базиса породы как в различных покровах, так и в различных частях одного и того же покрова непостоянна. Размеры плагиоклазовых лейст варьируют в пределах 0,05 до 0,3 мм, а зерна авгита основной массы не превышают 0,1 мм. В связи с этим наблюдается разнообразие структур основной массы. Типичными структурами являются микродиабазовая, интерсертальная и пилотакситовая. В основной массе, кроме лейст плагиоклаза, которые по составу не отличаются от вкрапленников, фиксируются зернышки бесцветного авгита.

Таблица 2

Химический состав авгитовых и лабрадоровых порфиритов

Оксиды	Весовые %			Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
	IX	X	XI		IX	X	XI
SiO ₂	50,72	51,20	53,70	<i>a</i>	4,3	8,7	10,8
TiO ₂	0,62	1,10	1,59	<i>c</i>	7,2	9,0	7,3
Al ₂ O ₃	14,10	18,52	18,13	<i>b</i>	30,7	18,4	17,0
Fe ₂ O ₃	1,32	6,18	4,47	<i>s</i>	57,8	63,9	64,9
FeO	6,79	3,25	4,02	<i>f'</i>	24,7	50,4	47,7
MnO	0,11	0,18	0,14	<i>m'</i>	64,5	40,0	41,0
MgO	11,77	4,02	3,96	<i>c'</i>	10,8	9,6	11,3
CaO	8,68	8,22	7,26	<i>a'</i>	—	—	—
Na ₂ O	1,43	2,76	3,33	<i>n</i>	71,8	76,3	86,8
K ₂ O	0,80	1,31	2,06	<i>t'</i>	0,9	1,6	1,6
P ₂ O ₅	0,18	—	—	<i>e</i>	3,5	31,2	23,4
H ₂ O	—	0,44	0,12	<i>Q</i>	-0,2	1,4	0,9
п.п.п.	3,21	2,20	1,02	<i>a/c</i>	0,6	0,6	1,5
Сумма	99,73	99,38	99,80	—	—	—	—

Примечание.

- IX. Авгитовый порфирит. Западная Тува, хребт Малая Бугра.
 X. Авгитовый порфирит. ЮВ Тува, долина рч. Кара-Холь-Ежу.
 XI. Лабрадоровый порфирит. Хр. Восточный Танну-Ола, долина рч. Анатыг-Оруг.

ассоциирующие с агрегатом, состоящим из зерен хлорита, эпидота и кальцита. Кроме того, в составе основной массы всегда принимает участие рудный минерал (магнетит или ильменит), образующий мелкую, но равномерную вкрапленность. В разностях, подвергшихся более глубоким преобразованиям, прежде всего исчезает авгит. Он замещается агрегатом хлорита, эпидота, иногда актинолитом. Плаггиоклаз же, несмотря на полное разложение, обычно сохраняет свои кристаллические формы и поэтому даже в зеленокаменно-измененных породах нередко можно распознать структурный узор последних.

Химический состав двух образцов авгитовых порфиритов приведен в табл. 2.

4. Плаггиоклазовые порфириты

Плаггиоклазовые порфириты отличаются непостоянством минералогического и химического составов. Среди них можно найти разновидности, которые будут иллюстрировать постепенные переходы от группы основных эффузивов (диабазовые, лабрадоровые и авгитовые порфириты) через представителей средних по составу лав, являющихся палеотипными аналогами андезитов, к группе кислых пород, эквивалентов дацитам, и еще более кислым разностям. Таким образом, они являются промежуточным звеном в общем ряду щелочноземельных дифференциатов базальтовой магмы, крайними представителями которой в нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии Тувы являются диабазы и кварцево-полевошпатовые порфиры. Это подтверждается и стратиграфическим положением лав плаггиоклазовых порфиритов, потоки которых располагаются, главным образом, в средней и верхней частях разрезов.

Плаггиоклазовые порфириты являются наиболее широко распространенной разновидностью эффузивов в разрезах осадочно-вулканогенной серии, слагающих Центральную-Тувинскую структурно-фациальную зону кембрийской геосинклинали Тувы. Суммарная мощность плаггиоклазовых порфиритов в подавляющем большинстве изученных разрезов значительно превышает мощность лав всех других порфиритов и составляет от 35 до 80% общей мощности эффузивных пород. Значительно менее они распространены в зонах глубокого погружения кембрийской геосинклинали, где господствующее положение среди эффузивов занимают основные разности типа диабазов и диабазовых порфиритов.

Внешний вид плаггиоклазовых порфиритов весьма разнообразен. Это объясняется как различной окраской пород, так и структурными и текстурными их особенностями. Чаще всего плаггиоклазовые порфириты окрашены в различные тона серого цвета с зеленоватым или буроватым оттенком. Однако встречаются разности, окрашенные в темно-бурый, серо-фиолетовый, темно-вишневый и темно-лиловый цвета. Количество призматических вкрапленников белого или мутно-белого, иногда слегка зеленоватого (бледно-фисташкового) плаггиоклаза подвержено резким колебаниям и изменяется от почти лишенных их афировых разновидностей до невадитов, в которых фенокристаллы слагают более половины объема породы. В наиболее типичных порфиритах количество порфировых вкрапленников составляет 10—15% объема породы. Размер вкрапленников колеблется от долей мм до 10 мм, причем намечается прямая зависимость между количеством и величиной порфировых выделений. Чаще всего величина их составляет 1—3 мм. Нередко фенокристаллы группируются в небольшие скопления, образуя гломеропорфировые структуры. Большинство плаггиоклазовых порфиритов обладает минда-

лекаменной текстурой. Величина, форма и количество газовых полостей в породе также непостоянны. Встречаются потоки миндалефир, в которых объем газовых полостей превышает 50% объема лавы, а величина их достигает размеров куриного яйца. Форма миндалин чаще всего округлая, сплюснутая, реже неправильная с заливами. Миндалины выполняются кальцитом, хлоритом, эпидотом, пренитом, альбитом, халцедоном. В них встречаются также единичные зерна пирита, гематита и сфена. В ряде потоков в миндалинах в ассоциации со снежно-белым лучистым пренитом была обнаружена самородная медь. Пожалуй, чаще всего встречаются мономинеральные миндалины, выполненные либо кальцитом, либо хлоритом, либо пренитом. Нередко наблюдается зональное строение миндалин, когда внутренняя полость ее выполнена одним минеральным видом, а центральная часть другим. Значительно реже фиксируется ассоциация трех минералов в одной миндалине. Нами наблюдались следующие сочетания минеральных компонентов, которые расположены в порядке частоты встречаемости, причем в случае зонального строения миндалины первый из названных минералов составляет внутренний бордюр, а другие — центральную часть газовой полости: хлорит, кальцит; хлорит, эпидот; эпидот, кальцит; хлорит, пренит; хлорит, эпидот, кальцит; хлорит, эпидот, пренит; альбит, кальцит; альбит, хлорит; хлорит, халцедон; халцедон, эпидот.

Порфиновые вкрапленники, как отмечалось, принадлежат исключительно плагиоклазу. Однако состав последнего подвержен значительным колебаниям, изменяясь от основного олигоклаза № 28 до основного андезина № 45 (табл. 3). Индивиды плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы обычно по альбитовому, реже карлсбадскому и альбит-EstereI законам. Нередко зональны с колебаниями состава между ядром и периферией кристалла в 10—12% аортитовой молекулы. Часто наблюдаются разъедания фенокристаллов со стороны основной массы.

Таблица 3

Плагиоклазы из плагиоклазовых порфиритов

№ шлифов	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>N</i> плагиоклаза	Двойниковый закон
56	10	88	88	29	Альбитовый
109-в	11,5	79	87	30	"
67	16	74,5	86,5	35	"
23-в	8,5	82	87	28	"
176-г	22	69	84	43	"
51-е	22,5	69	82,5	45	"
19	88,5	86,5	4	28	Альбит-EstereI
63-а	68	23	84	38	Карлсбадский
64-в	13	77,5	87	32	Альбитовый
175-е	11,5	79	87	30	"
40	15	76	86	35	"

Степень раскристаллизации основной массы плагиоклазовых порфиритов различна. Однако в ней почти всегда присутствует некоторое количество стекла или продуктов его девитрификации. Типичной микроструктурой базиса является интерсертальная, реже встречается пилатакситовая и микролитовая. Еще реже обнаруживается полная раскристаллизация базиса и образование микродиабазовой структуры основной массы. В составе последней, кроме преобладающих лейст или микролитов плагиоклаза (размеры варьируют от 0,02 до 0,3 мм), состав которых либо идентичен составу вкрапленников, либо несколько кислее их, всегда присутствуют продукты девитрификации стекла, представленные

агрегатом хлорита, эпидота и тонкой сыпи рудного минерала. Нередко с ними ассоциирует постериорный кальцит. Изредка встречаются призмочки апатита (размером до 0,2 мм) и единичные клиновидные кристаллики сфена. В зависимости от обстановки извержения рудный минерал представлен либо магнетитом, либо (что реже) гематитом, листочки или иголки которого с краев просвечивают красным цветом. Иногда рудный компонент содержит титан и принадлежит ильмениту. В этом случае вокруг зерен его обычно можно видеть каемку из замещающего его титаноморфита или лейкоксена.

Плагиоклазовые порфириды всегда в той или иной степени затронуты вторичными изменениями. Последние выражаются обычно в частичном, а иногда и полном замещении андезина серицитом, эпидотом, кальцитом и хлоритом. Характерен также процесс пренинизации плагиоклаза, особенно для порфиритов, содержащих в миндалинах самородную медь. Альбитизация плагиоклаза проявлена слабее, чем в основных эффузивах. Процессу альбитизации плагиоклаза часто сопутствует появление среди хлорито-эпидотового агрегата основной массы тончайших иголок бледно-зеленоватого актинолита. В зеленокаменно-измененных разностях постериорные минералы достигают своего максимального развития. Особенно широко в зеленокаменных порфиритах распространены хлорит, землистый эпидот и кальцит.

Характеристика химического состава плагиоклазовых порфиритов приведена в табл. 4.

5. Роговообманково-плагиоклазовые порфириды

Роговообманково-плагиоклазовые порфириды были встречены лишь в одном месте при изучении состава осадочно-вулканогенной серии, обнажающейся в группе небольших сопков по левобережью р. Тесь-Хем ниже моста.

Роговообманково-плагиоклазовые порфириды окрашены в темно-лилово-серый цвет. Среди плотной скрытокристаллической массы порфириды отчетливо видны многочисленные слегка оплавленные призматические вкрапленники полисинтетически сдвойникового по альбитовому закону андезина, содержащего 40% анортитовой молекулы. Порфириды выделения роговой обманки встречаются реже и микроскопически на темном фоне породы плохо различимы. Бледно-зеленоватые кристаллы роговой обманки обладают идиоморфными ограничениями и нередко в сечении шлифа дают характерные для амфибола шестиугольники, иногда двойникового строения. Роговая обманка отчетливо плеохроирует; по Ng — бледно-зеленая, по Np — почти бесцветная. Двупреломление ее колеблется между 0,021 и 0,023, с $Ng = 13-14^\circ$. Порфириды вкрапленники заключены в интерсертальном базисе, состоящем из беспорядочно ориентированных призмочек андезина и слабо индивидуализированных плохо просвечивающих зерен эпидота, ассоциирующих с хлоритом и дисперсной пылью рудного вещества. Здесь же встречается и более крупная вкрапленность зерен магнетита. Вторичные изменения сводятся к замещению роговой обманки хлоритом и эпидотом, а также к серицитизации и эпидотизации андезина. В основной массе породы роговая обманка не обнаружена.

Обломки роговообманково-плагиоклазового порфириды были встречены, кроме того, в составе лавобрекчии, обнажающейся в правом борту долины рч. Деспен, примерно в километре от выхода ее в Убсанурскую котловину. Удивительно правильные по форме фенокристаллы зеленой роговой обманки в данном случае интенсивно опацифицированы и вмес-

те с призматическими зернами зонарного андезина заключены среди криптокристаллической плохо поляризующей основной массы, забитой хлоритом и скоплениями слабо индивидуализированного эпидота. Представление о химическом составе породы дает анализ XVII, помещенный в табл. 4.

у Ивачевои у Кал. Владимироко
Таблица 4
Химический состав плагиоклазовых порфиритов

Оксиды	В е с о в ы е %									
	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	Сред- нее
SiO ₂	50,52	51,62	52,26	53,06	53,10	56,71	57,96	51,04	65,50	54,64
TiO ₂	2,72	1,18	0,85	1,28	0,90	1,07	0,59	1,12	1,12	1,20
Al ₂ O ₃	17,80	16,78	19,05	16,41	19,17	17,05	17,50	18,77	14,79	17,48
Fe ₂ O ₃	3,57	7,97	8,65	6,27	2,70	3,62	2,92	4,89	4,81	3,93
FeO	7,01	2,74	3,02	3,45	9,07	4,66	6,46	2,60	0,40	4,38
MnO	0,09	0,31	0,11	0,16	0,42	0,14	0,15	0,10	0,09	0,17
MgO	3,13	4,74	2,42	4,30	5,91	3,63	0,84	6,23	1,00	3,59
CaO	8,59	7,41	8,30	7,40	0,20	6,00	4,58	7,55	2,89	5,88
Na ₂ O	1,47	2,50	2,12	3,13	2,04	3,00	2,61	4,09	4,87	2,87
K ₂ O	2,19	1,10	1,39	2,14	1,30	1,94	3,73	0,19	1,55	1,73
P ₂ O ₅	0,22	—	0,21	—	—	0,25	0,32	—	—	0,11
H ₂ O	—	0,64	сл.	—	—	0,26	0,20	0,34	0,17	0,17
п. п. п.	2,36	2,14	0,60	1,82	4,84	1,45	2,10	3,04	2,43	2,31
Сумма	99,74	99,13	99,20	99,42	99,25	99,50	99,76	99,96	99,62	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,5	7,6	7,2	10,3	5,9	9,7	11,7	9,8	13,2
<i>c</i>	9,2	8,2	10,4	6,3	0,3	7,1	5,9	8,4	3,5
<i>b</i>	18,5	20,4	16,5	19,7	37,1	14,9	12,1	19,5	6,5
<i>s</i>	64,8	63,8	65,9	63,7	56,7	68,3	70,3	62,3	76,8
<i>f'</i>	57,6	50,9	48,6	45,8	28,5	53,8	76,6	35,8	71,3
<i>m'</i>	30,8	42,3	27,3	38,4	24,9	42,9	12,6	57,2	26,2
<i>c'</i>	11,6	6,8	4,11	15,8	—	3,3	—	7,0	2,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	46,6	—	10,8	—	—
<i>n</i>	54,9	76,9	70,8	69,9	70,2	70,6	51,9	97,0	82,1
<i>t</i>	3,9	1,7	1,2	1,8	1,2	1,5	0,8	1,6	1,3
φ	18,4	35,8	49,1	27,9	58,0	21,9	21,6	22,1	63,8
<i>Q</i>	5,4	4,2	7,0	0,5	1,3	10,1	11,3	-3,4	23,7
<i>a/c</i>	0,81	0,93	0,7	1,63	20,0	1,37	1,98	1,2	3,8

Примечание.

- XII. Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит, Западная Тува. Хр. Малая Бура.
- XIII. Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит. ЮВ Тува, рч. Кара-Холь-Ежу.
- XIV. Плагиоклазовый порфирит. Южный склон хр. Восточный Танну-Ола.
- XV. Плагиоклазовый порфирит. Юго-Восточная Тува. Ущелье р. Тесь-Хем.
- XVI. Плагиоклазовый порфирит. ЮЗ Тува, р. Могун-Берень.
- XVII. Роговообманково-плагиоклазовый порфирит. Р. Тесь-Хем, ниже моста.
- XVIII. Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит. Западная Тува. Хр. Малая Бура.
- XIX. Плагиоклазовый порфирит. Южный склон хр. Восточный Танну-Ола, долина рч. Улуг-Серлиг.
- XX. Плагиоклазовый порфирит. Южный склон хр. Восточный Танну-Ола, долина рч. Аптры.

6. Кварцево-полевошпатовые порфиры

Эти породы имеют сравнительно ограниченное распространение в составе осадочно-вулканогенной серии. Там, где последняя выполняет зоны глубоких прогибов геосинклинали, кислые эффузивы, за исключе-

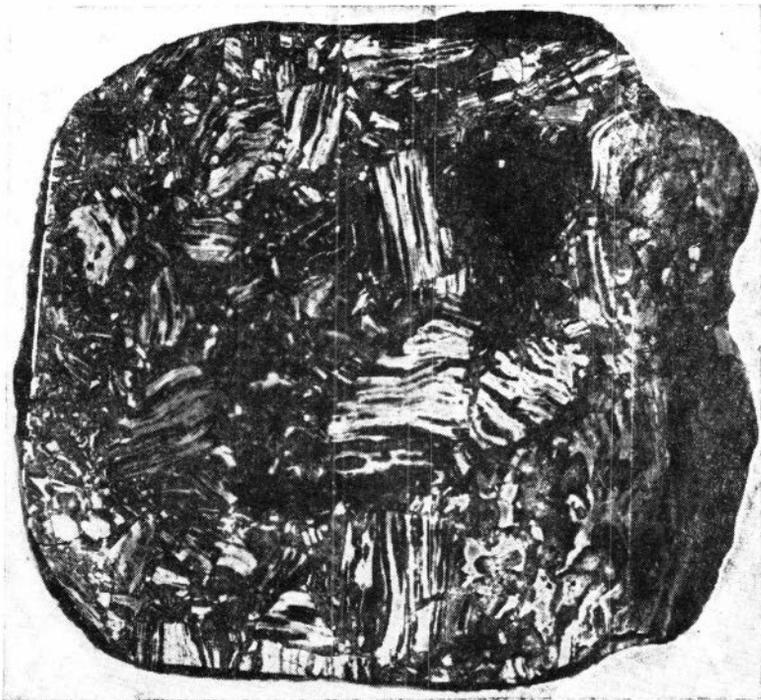


Рис. 7. Брекчиевидная текстура фельзита. Натуральная величина.

нием кератофигов, вообще не встречаются. Кварцево-полевошпатовые порфиры были обнаружены на южном и северном склонах хребта Восточный Танну-Ола по долинам речек Деспен и Хорей. Гораздо шире кварцево-полевошпатовые порфиры распространены в бассейне р. Тапсы и по правобережью р. Каа-Хем в ее нижнем течении, а также в восточной части Тоджинской котловины.

Наиболее типичной разновидностью кварцево-полевошпатовых порфиров являются темно-серые, почти черные породы, на фоне литоидного базиса которых хорошо заметны порфировые вкрапленники призматических по форме кристаллов альбита № 5—10, sdвойникованных по карлсбадскому закону, и изометрических зерен серого со стекляннм блеском кварца. Калиевого полевого шпата во вкрапленниках не обнаружено. Прямолинейность границ кристаллов порфировых выделений часто нарушена в результате оплавления их основной массой породы. Количество вкрапленников варьирует в пределах 10—30% от объема породы, а величина их чаще всего не превышает 1—2 мм, хотя в отдельных разновидностях достигает 5—8 мм. Иногда наблюдаются небольшие по величине скопления вкрапленников, благодаря чему порода приобретает гломеропорфировую структуру. Темная окраска пород вуалирует характерную особенность строения многих порфиров, обнажающихся в долинах рек Тапсы, Терехтыг-Хем (Каахемского) и Хорей. Особенность эта заключается в брекчиевидной текстуре порфиров, в которых и обломки, и цемент состоят из лавы одного и того же состава. Возникновение подобных текстур, вероятно, следует объяснять поступлением новых порций лав во внутренние части застывших лавовых потоков, взламыванием остывшей части потока и цементации полученных обломков лавой, под давлением которой они образовались. Аналогичного происхождения

брекчиевые текстуры наблюдаются также в верхних частях потоков фельзитов по долине рч. Деспен (рис. 7). В отдельных потоках по долине рч. Хорей среди кварцево-полевошпатовых порфиров наблюдались обломки чуждых по составу пород (порфириды и агломератные их туфы). В этом случае появление обломков, очевидно, связано с транспортировкой их лавой из жерловых частей вулканических аппаратов. Таким образом, и в том и в другом случае наличие брекчиевых текстур порфиров свидетельствует о близости расположения вулканических аппаратов.

Степень раскристаллизации основной массы кварцево-полевошпатовых порфиров различна. Она меняется не только в разных потоках, но и в различных частях одного и того же потока. В лучшем раскристаллизованном состоянии обнаруживается микроаллотриоморфнозернистая и микрогранитная структуры. Однако типичной для порфиров является криптокристаллическая, фельзитовая структура базиса, нередко флюидальная, со следами течения, выражающимися в обтекании заключенных в основной массе обломков и порфировых вкрапленников. Кварцево-полевошпатовый базис порфиров содержит тонко распыленное рудное вещество, обуславливающее темную окраску породы, редкую более крупную вкрапленность магнетита, и небольшое количество мелких скоплений дисперсного эпидота, чешуйки серицита, хлорита и кальцит.

В верхних частях некоторых потоков наблюдаются небольшие (до 2 мм) обычно округлой формы миндалины, выполненные хлоритом и кальцитом. Первый чаще всего располагается по периферии, а второй — в центральной части газовых полостей. Здесь же фиксируются пластинчатые и игольчатые индивиды гематита или кубики пирита. Иногда близ миндалины в основной массе породы наблюдается концентрация призмочек апатита. Комплекс минералов, выполняющих газовые полости породы, свидетельствует о наличии в составе фумарол фтора, хлора, углекислого газа и серы.

Особенностью состава кварцево-полевошпатовых порфиров, обнажа-

Таблица 5

Химический состав кислых эффузивов

Оксиды	Весовые %			Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
	XXI	XXII	XXIII		XXI	XXII	XXIII
SiO ₂	72,48	70,94	72,30	<i>a</i>	13,4	16,1	14,6
TiO ₂	0,24	0,57	0,20	<i>c</i>	1,4	0,9	0,9
Al ₂ O ₃	13,66	14,49	12,68	<i>b</i>	6,1	3,6	5,0
Fe ₂ O ₃	0,85	2,66	1,50	<i>s</i>	79,1	79,4	79,5
FeO	3,13	0,16	3,30	<i>f'</i>	59,1	68,5	85,5
MnO	0,04	0,06	0,06	<i>m'</i>	17,2	1,9	7,9
MgO	0,64	0,04	0,26	<i>c'</i>	—	—	6,6
CaO	1,08	0,74	1,07	<i>a'</i>	23,7	29,6	—
Na ₂ O	3,01	5,41	3,19	<i>n</i>	47,1	71,9	46,8
K ₂ O	5,09	2,95	5,61	<i>t</i>	0,3	0,6	0,2
P ₂ O ₅	0,07	—	0,04	<i>φ</i>	12,9	62,6	23,7
H ₂ O	0,40	0,26	0,1	<i>Q</i>	30,0	15,7	28,9
п.п.п.	—	1,16	—	<i>a/c</i>	9,6	18,0	16,2
Сумма	100,40	99,44	100,21	—	—	—	—

Примечание.

- XXI. Кварцево-полевошпатовый порфир. Долина рч. Деспен, южный склон хр. Восточный Танну-Ола.
 XXII. Кварцево-полевошпатовый порфир. Долина рч. Тытыг-Хем, южный склон хр. Восточный Танну-Ола.
 XXIII. Фельзит. Долина рч. Деспен, южный склон хр. Восточный Танну-Ола.

ющихся в правобережье нижнего течения р. Каа-Хем, является широкое развитие в них постериорных минералов и в том числе зеленого низко-двупреломляющего хлорита, скоплений дисперсных зерен кальцита, реже эпидота и ассоциирующего с ними пирита, а иногда и мелких призмочек апатита и характерных двойничков бурого рутила. Постмагматическая природа перечисленных минералов доказывается наличием густой сетки тонких хлорито-кальцитовых жилочек, содержащих вкрапленность пирита. Химический состав кварцево-полевошпатовых порфиров приведен в табл. 5.

7. Фельзиты

По химическому составу — фельзиты являются аналогами кварцево-полевошпатовых порфиров (см. табл. 5). Отличие между ними заключается в структурных особенностях пород. Поэтому вполне естественна распространенная ассоциация этих представителей кислых лав. Потоки фельзитов были обнаружены в тех же районах, где были встречены кварцево-полевошпатовые порфиры. Кроме того, фельзиты были встречены среди альбитофировых потоков в разрезе по долине рч. Аптры, стекающей с южного склона хребта Восточный Танну-Ола.

Окраска фельзитов разнообразна и зависит от тех условий, при которых происходило излияние лав. При подводном характере извержений (в обстановке кислородной недостаточности) содержащееся в породе железо находится обычно в форме магнетита. В зависимости от концентрации магнетита в породе она бывает окрашена либо в светлые серые, зеленоватые и буроватые тона, либо в темно-серый цвет. Наоборот, в субаэральных условиях или при наземном извержении (район бассейна рч. Тытыг-Хем, рч. Деспен, северо-восточная часть Тоджинской котловины) отмечаются яркие сургучно-красные, лиловые и вишневые цвета окраски пород. Красящим пигментом и в данном случае является железо, которое в этой обстановке находится в виде гематита.

Фельзиты обычно обладают флюидальной (ленточной) текстурой, часто с причудливым рисунком плейчатости и гофрировки (рис. 8). Обращает на себя внимание удивительная выдержанность мощности отдельных полосок разноокрашенной лавы, несмотря на то, что мощность флюидальных полосок фельзита меняется от 2—3 мм до микроскопической, измеряемой десятками долями мм. Оптическое исследование показывает, что более мощные полоски фельзита, как правило, обладают микропикелитовой структурой, характеризующейся наличием более или менее изометричных по форме пятнистых участков кварца, содержащих пойкилитовые вростки беспорядочно ориентированных микролитов полевого шпата, по-видимому, альбита. Размеры расплывчатых с краев пятен кварца не превышают 0,3—0,4 мм. В кварцево-полевошпатовой массе равномерно рассеяны пылевидные зерна рудного минерала, чешуйки серицита и бледно-зеленого хлорита. Более тонкие полоски чаще обнаруживают фельзитовую структуру и состоят из слабо индивидуализированного кварцево-полевошпатового вещества, содержащего тончайшую пыль рудных зерен и иногда дисперсный эпидот. На границе между широкими и узкими полосками в последних иногда обнаруживается сферолитовая структура, обусловленная наличием сферолитов из радиально расположенных волокон неопределимого микрофельзитового вещества. Местами целая сфера не образуется, и наблюдаются лишь ее сегменты. Возникновение сферолитов, по-видимому, связано с процессом раскристаллизации вулканического стекла, как это имеет место при образовании вариолой в основных лавах (А. А. Чу-

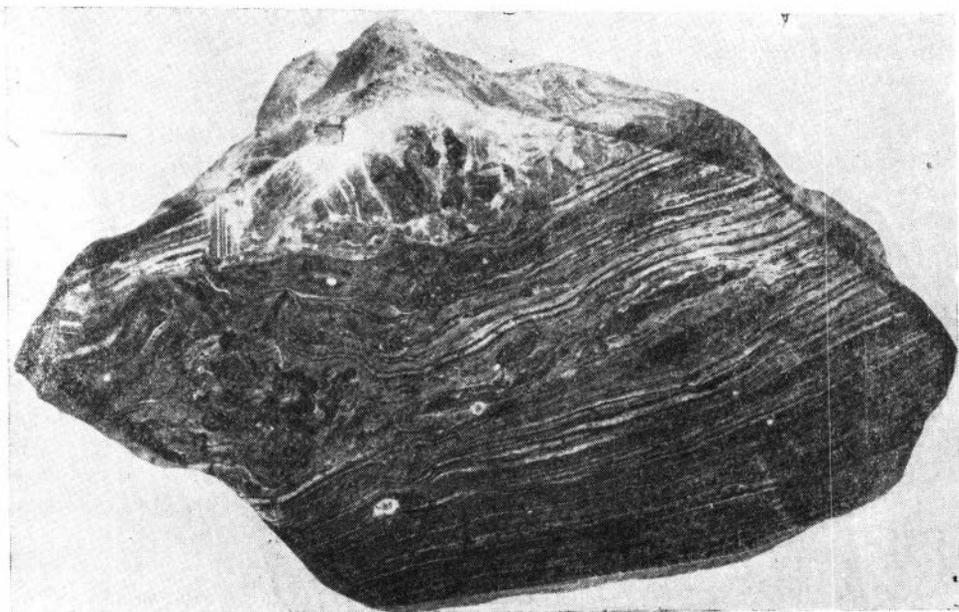


Рис. 8. Флюидальная текстура фельзита. Натуральная величина.

маков, 1940; В. А. Заварицкий, 1948). Различные оттенки в окраске полос объясняются различным содержанием в них рудных компонентов. В фельзитах местами наблюдаются также вытянутые линзочки или быстро выклинивающиеся жилки, ориентированные согласно с направлением флюидалности. Такие участки состоят из более раскристаллизованного (размеры зерен составляют 0,2—0,8 мм) кварцево-полевошпатового агрегата, среди которого, помимо кварца и альбита, устанавливается наличие ксеноморфных зерен ортоклаза. Здесь же встречается вкрапленность эпидота, чешуйки серицита, хлорита и зерна рудного минерала. Лучшая степень раскристаллизации отмеченных участков, вероятно, объясняется скоплением в них летучих.

8. Альбитофиры и кератофиры

Среди группы кислых эффузивов альбитофиры являются преобладающей разновидностью. Потоки их были встречены во всех изученных нами разрезах осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия хребта Восточный Танну-Ола. Значительная роль принадлежит им и в составе аналогичных толщ, распространенных в междуречье Каа-Хем — Бий-Хем (в их нижнем течении). Они же входят в состав отложений нижнекембрийского фундамента Самагалтайской мульды, а также на востоке Тоджинской котловины. Альбитофиры не были встречены только в разрезах осадочно-вулканогенной серии в Западной Туве и в ряде районов восточной части области. Однако наличие обломков альбитофиров среди туфопесчаников района правобережья Енисея (хр. Малая Бура) свидетельствует о том, что и в Западной Туве имело место извержение кислых лав, особенно в период затухания вулканической деятельности. Чаще всего потоки альбитофиров, как и вообще кислых эффузивов, концентрируются в верхней части разрезов вулканогенного нижнего кембрия Тувы. Вместе с тем, отдельные потоки их наблюдались

и в стратиграфически более низких частях разрезов, где альбитофиры и их пирокластические производные чередуются с покровами преобладающих основных и средней основности эффузивов. Это обстоятельство можно рассматривать как одно из доказательств происхождения кислых эффузивов Тувы путем дифференциации базальтовой магмы. Зеленокаменно-измененные эквиваленты альбитофиров встречаются иногда и в составе отложений, выполняющих глубокие прогибы ложа кембрийской геосинклинали. Единичные потоки кератофиров наблюдались, в частности, среди вулканогенных отложений кембрия, слагающих западную часть Уюкского хребта.

Внешний вид альбитофиров весьма разнообразен. Это объясняется как различной окраской пород, так и структурными особенностями их. Чаще всего альбитофиры обладают светло-серой, зеленовато-серой или буроватой окраской, но встречаются разности темно-бурого, коричнево-бурого и красно-бурого цветов. Количество призматических вкрапленников белого или розоватого альбита варьирует от 2—3 до 10 и редко более процентов от общего объема породы. Нередко встречаются и афировые разности. Величина порфировых выделений не превышает 2—3 мм. Очень часто они корродированы, причем иногда настолько интенсивно, что от кристалла сохраняются неопределенной формы реликты. Вкрапленники принадлежат альбиту, состав которого варьирует от чистых разностей до альбита, содержащего 8—10% анортитовой молекулы (закон двойникования альбитовый). В ряде шлифов из альбитофиров (район бассейна рч. Хорей) удалось установить последовательные стадии замещения калиевого полевого шпата альбитом. Процесс альбитизации калиевого полевого шпата начинается с появления в последнем пертита замещения. Дальнейшее развитие процесса приводит к возникновению антипертита и появлению шахматного альбита. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что альбитофиры образуются в результате альбитизации полевошпатовых порфиров. Натриевому метасоматозу подвергаются не только фенокристаллы порфиров, но и полевошпатовая составная часть основной массы. Широкое распространение альбитофиров среди кислых лав кембрийских эффузивов Тувы говорит о том, что альбитизация порфиров носила массовый характер и что процесс натриевого метасоматоза в большинстве случаев проходил до конца — до полного замещения калиевого полевого шпата альбитом. Об этом же достаточно убедительно свидетельствует и соотношение щелочей в составе породы (см. величину параметра «*n*» в табл. 6).

Структура основной массы породы ввиду тонкой раскристаллизации базиса и последующих изменений главного породообразующего минерала — альбита, не всегда четко устанавливается. Чаще других выявляются фельзитовая и микроаллотриоморфнозернистая структуры. Значительно реже встречаются микропойкилитовая и микропризматическзернистая структуры. В составе базиса, помимо альбита, присутствуют кварц и пылевидные зерна магнетита (или гематита), а также единичные призмочки апатита и часто вкрапленность пирита. В числе перстериорных минералов распространены серицит, реже хлорит, кальцит, эпидот и иногда сфен.

В ряде альбитофировых потоков из разреза кембрия по долине рч. Кара-Холь-Ежу наблюдались миндалекаменные разности. Миндалины, величина которых достигает 3—4 мм, выполнены кальцитом или кальцитом и альбитом. По периферии миндалин, в основной массе породы, устанавливается повышенная концентрация рудных зерен.

Кератофиры западной части Уюкского хребта отличаются от охарактеризованных выше альбитофиров более основным составом (коэф-

фициент кислотности варьирует от -3 до $+7$) и наличием в составе базиса значительного количества хлорита и других постериорных минералов, из которых главное значение имеют эпидот и кальцит. Кроме того, кератофиры из этого района почти всегда содержат небольшие по размерам миндалины, выполненные кальцитом, эпидотом и альбитом.

Представление о химическом составе пород дает табл. 6.

Таблица 6

Химический состав альбитофиров и кератофиров

Оксиды	Весовые %			Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому			
	XXIV	XXV	XXVI		XXIV	XXV	XXVI
SiO ₂	75,20	61,04	60,78	<i>a</i>	12,7	19,4	15,1
TiO ₂	0,33	0,06	0,50	<i>c</i>	0,9	0,6	3,7
Al ₂ O ₃	11,88	18,70	17,15	<i>b</i>	4,0	11,7	10,8
Fe ₂ O ₃	1,84	0,87	0,71	<i>s</i>	82,4	68,3	70,4
FeO	1,49	6,98	4,68	<i>f'</i>	72,1	62,3	46,8
MnO	0,12	сл.	сл.	<i>m'</i>	8,2	4,6	45,5
MgO	0,22	0,34	2,87	<i>c'</i>	—	—	—
CaO	0,81	0,49	3,02	<i>a'</i>	19,7	33,1	7,7
Na ₂ O	5,96	4,62	6,31	<i>n</i>	98,9	51,0	93,6
K ₂ O	0,07	6,67	0,72	<i>t'</i>	0,3	0,1	0,6
H ₂ O	0,16	—	—	φ	36,1	6,8	5,1
п.п.п.	1,16	0,80	3,46	<i>Q</i>	38,5	-2,8	+6,9
Сумма	99,24	100,57	100,20	<i>a/c</i>	14,1	32,3	4,1

Примечание.

XXIV. Альбитофир. Рч. Терехтыг-Хем, правый приток р. Каа-Хем.

XXV. Кератофир. Бассейн рч. Эжим, правый приток р. Енисей.

XXVI. Кератофир. Верхнее течение р. Эжим.

Данные анализов свидетельствуют, что натриевому метасоматозу подвергались различные по составу породы от ультракислых порфиров с относительно невысоким содержанием щелочей до умереннокислых эффузивов, пересыщенных щелочами, состав которых почти аналогичен трахитам.

9. Продукты гидротермальной деятельности эффузивов

В эту группу пород включены разнообразные продукты, в основном гидротермальной деятельности, проявившейся в связи с активной вулканической деятельностью в нижнем кембрии Тувы. Помещенная ниже краткая характеристика продуктов гидротермальной деятельности не претендует на полное и всестороннее освещение этой сложной проблемы. Однако было бы неправильно совсем опустить характеристику тех пород, которые возникли в тесной взаимосвязи с постмагматическими процессами нижнекембрийского вулканизма, так как породы эти являются закономерными членами осадочно-вулканогенной серии.

Среди наиболее типичных продуктов гидротермальной деятельности следует выделить эпидозиты, а также кварцевые, кварцево-карбонатные и кварцево-пренитовые жилы и линзы. В эту же группу пород по существу можно было бы включить альбитофиры и альбитовые диабазы или спилиты, но поскольку при образовании их исходная порода изменяется лишь частично, мы сочли более правильным процесс альбитизации эффузивов описать при петрографической характеристике последних.

Эпидозиты. Надо отметить, что эпидотизация нижнекембрийских эффузивов — явление довольно распространенное, особенно в районах, где эффузивы являются вмещающими породами для массивов гранитоидов второй фазы Таннуольского интрузивного комплекса. Однако нас сейчас интересуют не эпидотизированные породы, а эпидозиты и при том возникшие в связи с процессом образования нижнекембрийских эффузивов. Такого рода эпидозиты наблюдались нами в ряде районов распространения осадочно-вулканогенной серии и, в частности, на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола, в бассейнах рек Улуг-Серлиг и Деспен, а также в бассейне реки Кара-Холь-Ежу и других местах.

В свое время некоторые геологи (Я. С. Зубрилин и др.) высказывали предположение о том, что появление эпидозитов в районе водораздельного пространства рек Улуг-Серлиг — Деспен связано с внедрением более поздних гранитных интрузий. Исследования в этом районе показали несостоятельность данной концепции и привели к выводу о генетической связи эпидозитов с нижнекембрийскими эффузивами. Подтверждением справедливости этого вывода может служить хотя бы наличие апоэффузивных эпидозитов в районах, где проявление более поздней интрузивной деятельности отсутствует, например, в районе среднего течения рч. Кара-Холь-Ежу.

Какой-либо закономерности в проявлении эпидотизации вулканогенных пород характеризуемой серии за исключением того, что ей подвергаются основные и средней основности эффузивы, установить не удалось. Участки эпидотизированных эффузивов и эпидозитов обнаруживаются в различных морфологических элементах покровов. Обычно тела эпидозитов не имеют резких границ и через частично эпидотизированные эффузивы сменяются неизменными разностями. В частично измененных эффузивах замещение мелкозернистым агрегатом эпидота начинается с полевошпатовой части породы. При нарастании процесса на фоне частично эпидотизированной породы обособляются неправильные по форме пятна, где порода целиком замещена агрегатом эпидотовых зерен. Затем пятна эти увеличиваются в размерах, сливаясь друг с другом, образуя почти мономинеральный эпидотовый агрегат, содержащий небольшую примесь кварца, пренита, кальцита, хлорита и иногда альбита. В эпидозитах встречаются небольшие кварцево-эпидотовые или кальцит-пренитовые жилки, иногда содержащие незначительную вкрапленность самородной меди. Участки, сложенные эпидозитами, имеют в плане линзообразную или округлую форму. Размеры их обычно невелики и измеряются первыми метрами. Однако местами эпидозиты и сопровождающие их эпидотизированные эффузивы слагают площади в несколько десятков квадратных метров.

Кварцевые жилы, равным образом как и карбонатнокварцевые и реже встречающиеся кварцево-пренитовые жилы, пространственно тесно связаны с полями распространения эпидозитов и эпидотизированных эффузивов. В перечисленных жилах нередко встречаются небольшие скопления и прожилки хлорита и эпидота, а в кварцево-пренитовых жилах, кроме того, вкрапленность зерен самородной меди. Таким образом, комплекс минералов, слагающих жилы, аналогичен таковому, выполняющему газопустоты в покровах основных и средней основности эффузивов. Это обстоятельство, очевидно, следует рассматривать как подтверждение существования генетической связи между излившейся магмой и гидротермальными жилами. Протяженность жил небольшая. Чаще всего длина их измеряется метрами, реже десятками метров, при мощности от долей сантиметра до 0,5—1,0 м. Кроме жил, встречаются мелкие гнезда и линзы.

10. Пирокластические образования

В составе осадочно-вулканогенной серии пирокластические образования почти повсеместно занимают господствующее положение, слагая более половины мощности всей серии. Они, как правило, преобладают над лавами. Лишь в отдельных районах (бассейн рч. Аптры) продукты вулканических выбросов подчинены лавам. Местами можно заметить обилие пирокластических производных в нижних частях разрезов толщ и постепенное уменьшение роли этих образований в верхней части локальных стратиграфических колонок (разрезы по долинам рек Тесь-Хем и Терехтыг-Хем). Детальное изучение разрезов показало, что активная деятельность кембрийских вулканов в Туве, как правило, начиналась мощными эксплозионными процессами, в результате которых происходило накопление пирокластических отложений, которые обычно подстилают потоки и покровы аналогичных им по составу лав. Иногда же довольно мощные пачки вулканогенных образований совершенно не содержат лав. В этом случае извержения древних вулканов ограничивались лишь эксплозионными процессами. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что извержения лав среднего состава сопровождались особенно обильными продуктами вулканических выбросов. Этого нельзя сказать об извержениях основных и особенно кислых лав. Известны районы, где мощные излияния кислых лав (несколько сот метров мощности) почти не сопровождались накоплением пирокластического материала (бассейны рек Тытыг-Хем и Терехтыг-Хем).

Среди пирокластических образований наибольшим распространением пользуются агломератные и агломератно-кристаллические туфы. Витрокластические туфы имеют подчиненное значение. В ряде районов отмечено обилие грубообломочных пирокластических пород различного состава туфо- и лавобрекчий. Туфогенные породы, содержащие в своем составе примесь терригенного материала, количественно подчинены пирокластическим образованиям.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика выделенных разновидностей пирокластических пород.

Агломератные туфы. Этот широко распространенный тип пирокластических образований обладает весьма разнообразным внешним видом, который определяется цветом, составом и размерами содержащихся в агломератных туфах обломков лав и порфирировых вкрапленников последних. Обычно это серые с зеленоватым, лиловатым или буроватым оттенком неравномернозернистые породы, кластический материал которых представлен главным образом неокатанными обломками тех лав, покровы которых сопровождают горизонты агломератных туфов. Впрочем, иногда в них встречаются обломки и чуждых по составу лав. Обломки порфирировых вкрапленников в породах встречаются в меньшем количестве. Наличие последних в тонкозернистых разностях туфов создает трудности при макроскопическом определении породы, и в полевых условиях агломератные туфы нередко принимаются за порфириты. Это обстоятельство при беглом знакомстве с составом вулканогенных толщ может привести к неправильным выводам относительно количественных соотношений между пирокластическими образованиями и лавами. Размеры обломков эффузивов в агломератных туфах варьируют от микроскопических до 2—3—5 мм. При увеличении размеров обломков агломератные туфы переходят уже в мелкообломочные туфобрекчии. Правда, никакой строгой границы между понятием этих двух групп пород не существует, поэтому максимальный размер обломков в агломератных туфах здесь показан условно. Следует иметь в виду, что

кластический материал характеризуемых туфов в большей своей части образован в результате взрывов твердых масс и выброса их наружу во время извержения, т. е. они принадлежат к так называемым эксплозионным обломкам. Однако в составе туфов обнаруживаются обломки и иного происхождения. Эти последние возникают путем отрыва их из незастывшей лавы (вулканический песок). В такого рода обломках по периферии нередко обнаруживаются закаленные каемки. В составе связующей массы, цементирующей обломочки эффузивов, помимо тонкой фракции того же материала, всегда присутствуют такие минералы, как хлорит, эпидот, кальцит и тонкая пыль рудного вещества. В туфах кислых эффузивов в составе цемента обычен серицит.

Агломератно-кристаллические туфы. Эти породы отличаются от охарактеризованных выше агломератных туфов лишь количеством входящих в их состав обломков порфириновых вкрапленников. Если в агломератных туфах обломки вкрапленников всегда находятся в подчиненном количестве по отношению к обломкам эффузивов, то в агломератно-кристаллических туфах это соотношение приобретает обратное значение. Замечено, что агломератно-кристаллические туфы характерны для кислых лав и для тех лав, которые содержат большое количество порфириновых выделений. Агломератно-кристаллические туфы были встречены в разрезах по долинам рек Хорей, Деспен и Терехтыг-Хем. Они же сопровождают потоки альбитофиров в бассейне рч. Кара-Холь-Ежу.

Витрокластические туфы в составе пирокластических образований характеризуемого осадочно-вулканогенного комплекса имеют весьма ограниченное распространение. Они сопровождают отдельные потоки кислых лав в разрезах по долинам рек Хорей, Деспен и Терехтыг-Хем. Характерно, что они чаще всего обладают яркой бурой, темно-вишневой или темно-лиловой окраской, что может свидетельствовать об образовании их в субаэральных условиях. Витрокластические туфы представляют собой массивные, литоидного сложения породы, обладающие характерным плоскораковистым изломом. На темном фоне породы видны многочисленные мелкие кусочки фенокристаллов и обломков эффузивов. Под микроскопом выясняется, что связующая масса породы имеет пепловую структуру и состоит из мельчайших осколков вулканического стекла, образующих характерные рогульчатые и серповидные формы, и участков раскристаллизованного стекла, представленного криптокристаллическим слабо индивидуализированным кварцево-альбитовым агрегатом, содержащим пылевидные зерна гематита. Заключенные в цементе обломки порфириновых выделений принадлежат альбиту и кварцу. Альбит обычно свежий, водянпрозрачный, иногда слегка серицитизирован или почти нацело замещен кальцитом. Среди обломков эффузивов чаще всего встречаются альбитофиры с микропиклитовым и фельзитовым базисом. При преобладании в цементе туфов участков спекшегося раскристаллизованного стекла витрокластические туфы можно рассматривать как палеотипные аналоги игнимбритов.

Туфовые и лавовые брекчии, как и прочие крупнообломочные пирокластические образования, имеют большое значение для определения центров вулканических извержений при реконструкции палеогеографической обстановки. Они накапливаются вблизи вулканических аппаратов центрального типа. Характер же обломочного материала, его размеры, а также состав обломков позволяют судить об интенсивности эксплозионных процессов. При изучении состава кембрийских вулканогенных толщ Тувы намечаются районы, где грубообломочные пирокластические образования имеют особенно широкое распростране-

ние. В числе таких районов можно указать на районы Западной Тувы, где в составе отложений осадочно-вулканогенной серии туфо- и лавобрекчии пользуются большим развитием. Породы эти широко распространены также среди вулканогенных отложений южного склона хр. Восточный Танину-Ола и в отдельных районах северного склона хребта (бассейн рч. Хорей), на водоразделе рек Дерзиг — О-Хем и в других местах. Обращает на себя внимание, что для начальных фаз деятельности кембрийских вулканов Тувы, изливавшим главным образом лавы основного состава (диабазы, диабазовые и лабрадоровые порфиры), грубообломочный пирокластический материал не характерен. Видимо, это следует объяснить тем, что в ранние стадии активной вулканической деятельности извержения имели более спокойный трещинный тип. Наоборот, последующие фазы вулканической активности характеризовались усиленной эксплозионной деятельностью, в кульминационные периоды которой близ вулканических аппаратов центрального типа формировались горизонты, состоящие из крупных обломков лав. Любопытно отметить, что цемент лавобрекчий чаще всего представлен кислыми лавами, а обломочный материал, заключенный среди цемента, характеризуется более или менее однородным составом, но несколько отличным от состава цемента породы. Так, например, среди фельзитовой кварцево-полевошпатовой лавы были обнаружены обломки альбитофинов и кварцево-полевошпатовых порфиров или, наоборот, цементом брекчии является кварцево-полевошпатовый порфир, а среди обломков преобладают фельзиты, нередко флюидальной текстуры. Очень часто цвет обломков и скрепляющей их лавы различен, благодаря чему внешний вид лавобрекчий бывает очень эффектный, и они могут быть использованы в качестве красивого облицовочного материала. В районе Актовракского месторождения хризотил-асбеста были встречены лавобрекчии авгитовых порфиров, в которых и обломки, и цементирующая их лава по своему составу неотличимы. То же можно сказать и о фельзитовых лавобрекчиях в долине рч. Деспен. Вместе с тем, не раз приходилось наблюдать лавобрекчии, среди обломочного материала которых присутствовали обломки чуждого состава. Как правило, они концентрируются в нижней части горизонтов лавобрекчий. Характерной особенностью лавобрекчий является также значительная мощность потоков, достигающая 40 и более метров (речки Деспен, Хорей и др.), что, видимо, объясняется вязкостью кислой лавы.

Что же касается туфобрекчий, то, как уже было отмечено, принципиально они ничем не отличаются от охарактеризованных выше агломератных туфов. Все различие между ними заключается лишь в величине обломочного материала.

Лапилли и вулканические бомбы были обнаружены в большом количестве в верхней части потока светлоокрашенного полевошпатового фельзит-порфира, обнажающегося в правом борту долины рч. Деспен в расстоянии 1 км от выхода долины речки в Убсанурскую котловину. Лапилли и вулканические бомбы имеют округлую или неправильную, но со сглаженными углами форму. С поверхности они покрыты черной коркой. Размер их варьирует от 1—2 до 30—40 см в диаметре. Оптическое изучение показало, что все они образованы из афирового порфирита, состоящего из беспорядочно ориентированных лейст (размерами в 0,2—0,3 мм) альбитизированного с краев и интенсивно разложившегося в центральной части андезина, интерстиции между которыми выполнены тонкозернистым агрегатом хлорита, эпидота, кальцита и пылевидных зерен рудного минерала, сопровождаемого бурыми гидроокислами железа.

11. Терригенно-пирокластические и другие осадочные породы

Они изучались попутно и только в тех разрезах, где с ними переслаиваются вулканогенные образования.

Туфогенные кластолиты, образующиеся в результате смешения пирокластического и терригенного материала, местами пользуются довольно широким распространением, слагая мощные пачки пород, чередующиеся с потоками лав и сопровождающих их туфов, а также с морскими отложениями, не содержащими примесей вулканогенного материала. Такое переслаивание позволяет фиксировать периоды вулканического покоя, во время которых происходил размыв и переотложение продуктов деятельности древних вулканов. В отдельных районах наблюдались толщи нижнекембрийских отложений, в составе которых почти совершенно отсутствуют эффузивы и их пирокластические производные. В этом случае основная часть разреза сложена осадочными породами. Такое строение разреза можно наблюдать в тех участках древней геосинклинали, где вулканическая деятельность проявлялась слабо. В качестве примера можно указать на район, расположенный к востоку от рч. Эжим (правый приток Енисея), на район северного склона хребта Восточный Танну-Ола близ реки Шанган и на ряд районов Восточной и Юго-Восточной Тувы.

Осадочные породы, содержащие примесь вулканогенного материала, представлены полимиктовыми песчаниками, сланцами, своеобразными околорифовыми конгломератами и карбонатными породами, загрязненными туфовым материалом.

Песчаники характеризуются зеленовато-серой, серой и реже лиловой окраской, слабой окатанностью кластического материала и преобладанием последнего над цементом. В составе песчаника господствуют обломочки эффузивов, иногда чуждых по природе тем, которые распространены в данном районе, и зерна плагиоклаза. Значительно реже встречаются зерна кварца, авгита, калиевого полевого шпата и других минералов. Цемент состоит из глинистого материала, хлорита, землистого эпидота, дисперсного кальцита и бурых окислов железа, а также небольшого количества рудных минералов, чаще всего магнетита. Местами хорошо заметна слоистость, обусловленная чередованием слоев то более грубого, то более тонкого материала.

Пелитовые породы встречаются реже. Туфогенное происхождение их устанавливается по наличию среди тонкого глинистого материала мелких обломочков эффузивов и осколков их порфирировых вкрапленников. Большей частью это темноокрашенные серые, бурые или черные сланцы, нередко отчетливо слоистые.

Несколько подробнее следует остановиться на известняках, загрязненных туфовым материалом. Подобные породы были обнаружены в ряде разрезов (долин рек Тесь-Хем, Холь-Ежу, Кадей, Шевелик-Хем и др.) и обычно там, где рифы известняков залегают среди вулканогенных пород. В этом случае нередко отдельные участки известняков и целые рифы обнаруживают примесь пирогенного материала, состоящего из обломочков эффузивов, фенокристаллов их, глинистого материала, магнетита, гематита и гидроокислов железа. Известняки, загрязненные туфовым материалом, отличаются от чистых разновидностей своей розоватой или буроватой окраской. Примесь пирогенного материала в известняках, очевидно, следует объяснять периодическим оседанием на поверхность растущих рифов синхронных им продуктов вулканических выбросов и намывом вулканического песка и пыли на рифовые постройки.

В этом свете стоит напомнить интересное наблюдение, описанное В. А. Кузнецовым (1940) при характеристике кембрийских известняков Кузнецкого Алатау. Он видел там, как внутренняя полость кубков археоциат была выполнена пирогенным материалом. Указанный факт заставил В. А. Кузнецова усомниться в известном положении А. Г. Вологодина (1934) о том, что археоциаты всегда связываются исключительно с чистыми, лишенными всяких и особенно пирогенных примесей, белыми известняками. Еще одним доказательством несостоятельности этого вывода А. Г. Вологодина является наличие обильной археоциатовой фауны среди загрязненных туфовым материалом розовых известняков, обнажающихся у подножья южного склона хребта Восточный Танну-Ола в междуречье Холь-Ежу и Арасканнг-Хема и в других местах.

Типичные морские отложения в составе осадочно-вулканогенной серии распространены главным образом в верхних частях разрезов, формирование которых проходило в то время, когда активная деятельность кембрийских вулканов заметно ослабла и когда созданные этой деятельностью среди кембрийского моря вулканические острова подверглись интенсивной денудации. Именно размыв и переотложение вулканогенного материала обусловили накопление мощных толщ грауваковых песчаников, которые фиксируются, например, в районе бассейна рч. Баин-Гол, где активная вулканическая деятельность, по-видимому, была ослаблена. В других районах верха осадочно-вулканогенного комплекса характеризуются глинистыми и карбонатными отложениями, как это имеет место, например, в хребте Восточный Танну-Ола, в разрезе по рч. Шевелик-Хем и других местах.

Исключением, пожалуй, являются известняки, которые встречаются обычно по всему разрезу осадочно-вулканогенного кембрия, однако и они более широко распространены в верхней части разреза нижнего кембрия Тувы.

Для состава осадочных членов характеризуемой серии отложений, выполняющих зоны глубоких прогибов кембрийской геосинклинали Тувы, весьма характерными являются выдержанные горизонты черных или стально-серых пиритизированных глинистых сланцев, содержащих примесь углеродистого вещества. Подобные сланцы встречаются почти повсеместно в верхней части разреза зон глубоких прогибов, и, наоборот, они совершенно не известны в составе толщ, слагающих относительно приподнятые участки древней геосинклинали.

То же самое можно сказать и относительно горизонтов осадочных кварцитов, локализующихся в нижней части разреза зон прогибов в тесной ассоциации с покровами основных лав и их пирокластических производных.

Характерной формой залегания карбонатных пород в осадочно-вулканогенной серии являются линзообразные тела, размеры которых варьируют от 1—3 м по мощности до нескольких сот метров. Значительно реже они слагают маломощные, но выдержанные горизонты. Кембрийские известняки Тувы изучались В. П. Масловым (1949). Он пришел к выводу, что главная масса их имеет рифогенное происхождение. Позднее специальное исследование карбонатных пород произвела А. Е. Первухина (1955). Многочисленные анализы, выполненные ею, позволяют сделать заключение, что в Западной и Центральной Туве, равным образом как и в хребте Восточный Танну-Ола, карбонатные породы представлены чистыми известняками, в которых содержание окиси кальция колеблется от 43,58% до 55,80% при среднем значении окиси кальция (по данным 62 анализов) в 53,44%. Примесь окиси магния в известняках в среднем составляет всего лишь 0,67%. В Восточной

Туве, наряду с чистыми известняками, встречаются доломитизированные известняки и доломиты, причем местами они по мощности явно преобладают над известняками (Ондум, Байсут, Дерзик и в других местах). В доломитах среднее содержание MgO составляет 20,23%, а $CaO = 28,75\%$, т. е. состав их приближается к теоретическому составу доломита.

Известняки представлены обычно светло-серыми или белыми, реже темно-серыми, иногда желтыми, розовыми и красными, чаще всего в той или иной степени мраморизованными (вплоть до мраморов) разностями тонко- и среднезернистого сложения. Большой частью известняки массивные, но встречаются яснослоистые, иногда даже косослоистые (перевал Чээрэнг-арт) разности. Нередко также обнаруживаются органогенно-обломочные, брекчиевидные известняки и известняковые конгломераты. В ряде мест среди массивных известняков устанавливаются небольшие линзы оолитовых известняков с радиально-лучистым и концентрически-скорлуповатым строением оолитин. Степень метаморфизма при прочих равных условиях значительно сильнее выражена в известняках, входящих в состав толщ, выполняющих прогибы в ложе кембрийской геосинклинали Тувы. Что касается генезиса известняков, то очевидно, следует согласиться с мнением В. П. Маслова, что основная масса их имеет рифогенное происхождение, однако, как это следует из предыдущего описания, имеются явные доказательства, что часть из них относится к хемогенным образованиям.

Наряду с песчаниками, сланцами и известняками, в составе осадочных пород характеризующихся отложений выделяются еще конгломераты и кремнистые породы. Горизонты внутриформационных конгломератов, иногда в несколько десятков метров мощности, встречаются в различных частях локальных стратиграфических колонок. В составе конгломератов преобладает галька вулканогенных пород, главным образом эффузивов, но встречаются и другие породы, в том числе кварциты (г. Утук-Гая, Хаирхан, р. Тесь-Хем и др.). Следует упомянуть еще о так называемых околорифовых конгломератах (с галькой и валунами известняков и эффузивов), на которые обращали внимание В. А. Кузнецов (1946) и В. П. Маслов (1949) и которые З. А. Лебедева (1938) в свое время принимала за базальные горизонты силура. В работах первых двух исследователей приводятся убедительные данные, подтвержденные и нашими наблюдениями, которые свидетельствуют о размытых известняковых рифов и рядом залегающих вулканогенных пород как во время отложения известняков, так и вскоре после их образования.

Яшмовидные кремнистые породы бурого и сургучно-красного цвета иногда встречаются среди туфов около покровов порфиритов. Эти осадочные образования, генетически связанные с эффузивами, наблюдались в ряде пунктов Западной Тувы, в частности, в горах Аргалыкты, в сопках Утук-Гая, Актыврака и других пунктах. Галька этих пород нередко встречается в составе внутриформационных конгломератов кембрия (г. Хаирхан; бассейн рч. Баин-Гол и в других местах). Наряду с указанными яшмовидными породами, в составе осадочно-вулканогенного комплекса встречаются кремнистые образования хемогенного генезиса. Мы имеем в виду светлоокрашенные кремнистые породы, которые тонко переслаиваются с известняками в верхней части разреза, составленного по долине р. Тесь-Хем в месте прорыва ею юго-западной оконечности хребта Улуг-Хаирхан-Даг.

В заключение следует упомянуть об оригинальных магнетитовых песчаниках, обнаруженных у подножья южного склона хребта Восточ-

ный Танну-Ола между долинами рек Холь-Ежу и Арасканныг-Хем. В этом районе был установлен шестиметровый по мощности пласт тонкозернистого магнетитового песчаника, согласно залегающего на светлых известняках и перекрытого горизонтом темно-фиолетового агломератового туфа порфирита. Характерно, что туфы в непосредственной близости от песчаника обогащены окатанными зернами магнетита. Главная масса кластического материала песчаника принадлежит тесно соприкасающимся друг с другом мелким (0,1—0,35 мм), хорошо окатанным и отсортированным зернам магнетита. В качестве примеси присутствуют зернышки эпидота, кварца, реже плагиоклаза, апатита и циркона. Цементов немного, и он представлен главным образом тонкой

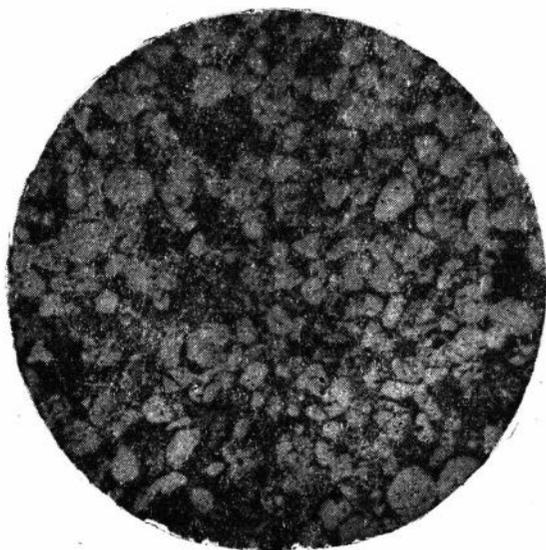


Рис. 9. Нижнекембрийский магнетитовый песчаник. Полированный шлиф. Ув. 24.

фракцией эпидота и бурыми гидроокислами железа (рис. 9). По данным химического анализа, количество общего железа в песчанике составляет 38,9%, что при значительных размерах пласта может представлять определенный промышленный интерес. Магнетитовый песчаник в данном случае, очевидно, следует рассматривать как древний шлик, отложившийся на берегу известнякового рифового острова. Подобного генезиса железные осадочные руды до сих пор в Алтае-Саянской складчатой области не обнаруживались.

Глава IV

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ЭФФУЗИВОВ ТУВЫ

В предыдущей главе охарактеризован петрографический состав осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия Тувы. Здесь приводятся данные, отражающие особенности химизма вулканогенной части серии,

Химический состав нижнекембрийских эффузивов Тувы

Название породы	В е с о в ы е %													п.п.п.	Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O			
Миндалекаменный диабаз	46,70	1,20	18,28	2,72	9,83	0,21	8,50	2,76	2,81	2,23	0,21	—	4,65	100,19	
Диабазовый порфирит	47,74	2,06	16,30	4,15	9,05	0,22	6,72	10,82	3,04	0,30	—	0,16	1,94	99,68	
Миндалекаменный диабазовый порфирит	45,28	1,50	11,61	3,89	9,00	0,16	10,22	14,30	1,36	0,77	—	—	2,54	100,63	
Диабазовый порфирит	48,10	1,15	20,36	2,65	8,59	0,9	3,92	10,07	3,03	0,73	—	—	1,34	100,22	
Миндалекаменный диабаз	44,80	2,50	13,19	2,14	9,47	0,18	10,79	8,79	2,49	1,09	—	0,04	3,50	99,26	
Диабаз актинолитизированный	47,90	0,90	17,02	0,86	9,29	0,16	11,94	7,39	2,36	0,2	—	0,04	2,66	100,80	
Диабазовый порфирит	49,58	0,80	16,77	1,50	9,43	0,09	9,49	6,95	2,46	0,51	—	0,20	2,66	100,44	
Диабаз	47,07	2,24	17,53	5,07	6,58	0,16	5,93	8,55	3,42	0,58	—	—	2,99	100,61	
Авгитовый порфирит	50,72	0,62	14,10	1,32	6,79	0,11	11,77	8,68	1,43	0,80	0,18	—	3,21	99,73	
Авгитовый порфирит	51,20	1,10	18,52	6,18	3,25	0,18	4,02	8,22	2,76	1,31	—	0,44	2,20	99,38	
Лабрадоровый порфирит	53,70	1,59	18,13	4,47	4,02	0,14	3,96	7,26	3,33	2,06	—	0,12	1,02	99,80	
Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит	50,52	2,72	17,80	3,57	7,01	0,09	3,13	8,59	1,47	2,19	0,22	—	2,36	97,74	
Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит	51,62	1,18	16,78	7,97	2,74	0,31	4,74	7,41	2,50	1,10	—	0,64	2,14	99,13	
Плагиоклазовый порфирит	52,26	0,85	19,05	8,65	3,02	0,11	2,42	8,30	2,12	1,39	0,21	—	0,60	99,20	
Плагиоклазовый порфирит	53,06	1,28	16,41	6,27	3,45	0,16	4,30	7,40	3,13	2,14	—	—	1,82	99,42	
Плагиоклазовый порфирит	53,10	0,90	19,17	2,70	9,07	0,42	5,91	0,20	2,04	1,30	—	—	4,84	99,25	
Рогообманково-плагиоклазовый порфирит	56,71	1,07	17,05	3,62	4,66	0,14	3,63	6,00	3,00	1,94	0,25	0,20	1,45	99,50	
Миндалекаменный плагиоклазовый порфирит	57,96	0,59	17,50	2,92	6,46	0,15	0,84	4,58	2,61	3,73	0,32	0,20	2,10	99,76	
Плагиоклазовый порфирит	51,04	1,12	18,77	4,89	2,60	0,10	6,23	7,55	4,09	0,19	—	0,34	3,04	99,96	
Плагиоклазовый порфирит	65,50	1,12	14,79	4,81	0,40	0,09	1,00	2,89	4,87	1,55	—	0,17	2,43	99,62	
Кварцево-полевошпатовый порфир	72,48	0,24	13,66	0,86	3,23	0,04	0,64	1,08	3,01	5,09	0,07	0,40	—	100,40	
Кварцево-полевошпатовый порфир	70,94	0,57	14,49	2,66	0,16	0,06	0,04	0,74	5,41	2,95	—	0,26	1,16	99,44	
Фельзит	72,30	0,20	12,68	1,50	3,30	0,06	0,26	1,07	3,19	5,61	0,04	0,10	—	101,21	
Альбитофир	75,20	0,33	11,88	1,84	1,49	0,12	0,22	0,81	5,96	0,07	—	0,16	1,16	99,24	
Кератофир	61,04	0,06	18,70	0,87	6,98	—	0,34	0,49	4,62	6,67	—	—	0,80	100,57	
Кератофир	60,78	0,50	17,15	0,71	4,68	—	2,87	3,02	6,31	0,72	—	—	3,46	100,02	

и делается попытка анализа последних с целью выяснения закономерностей изменения химизма лав в зависимости от состава и времени их излияния. Кроме того, приводятся сравнительные данные по химическому составу нижнекембрийских и посткембрийских (нижнедевонских) продуктов вулканизма, опираясь на которые автор приходит к некоторым общим выводам, касающимся эволюции химизма магм, питавших древние вулканы Тувы.

Для петрохимической характеристики нижнекембрийских эффузивов были использованы данные 26 полных силикатных анализов, отражающих химический состав типичных представителей их из различных районов Тувы. Результаты анализов, сведенные в табл. 7, были получены в аналитических лабораториях Химико-металлургического института ЗСФАН, Института геологии АН СССР и Центральной химической лаборатории Западно-Сибирского геологического управления аналитиками А. Поповой, К. Соковой, М. А. Куперштейн и З. И. Астопович.

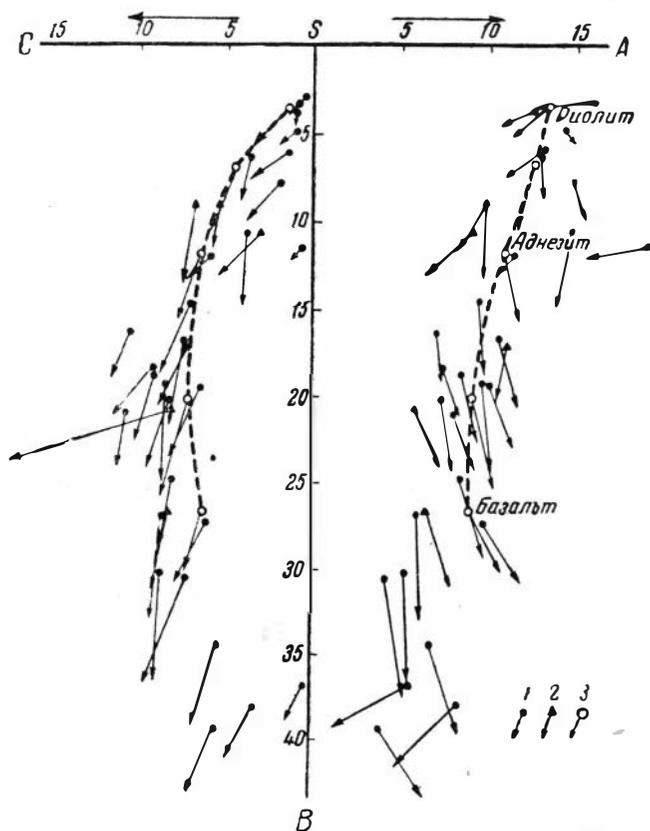


Рис. 10. Векторная диаграмма состава нижнекембрийских эффузивов Тувы.

1 — нижнекембрийские эффузивы; 2 — нижнедевонские эффузивы; 3 — вариационная линия состава средних типов эффузивов щелочноземельного ряда (по Дели).

По данным этих анализов нами построена векторная диаграмма по методу, предложенному академиком А. Н. Заварицким (1944) (рис. 10).

Диаграмма показывает, что анализируемые нижнекембрийские эффузивы Тувы по своему составу весьма близки к типичным представителям лав щелочноземельной ассоциации горных пород и, таким об-

Разом, являются производными щелочноземельной магмы. Анализируя детали диаграммы, можно заметить некоторые отклонения роя фигуративных точек, отражающих состав кембрийских эффузивов Тувы, от вариационной линии типичных представителей лав щелочноземельной ассоциации. В нижней части диаграммы на обеих ее проекциях фигуративные точки нижнекембрийских эффузивов Тувы в своей массе ложатся влево от вариационной линии, а в верхней части диаграммы склоняются вправо от последней. Такое положение начальных точек векторов свидетельствует о том, что в составе основных эффузивов исследуемой серии несколько уменьшено содержание щелочей и, наоборот, увеличено количество полевошпатовой извести по сравнению с типичными представителями вулканогенных пород щелочноземельной ассоциации. При увеличении содержания кремнекислоты в нижнекембрийских эффузивах Тувы картина становится прямо противоположной, т. е. в кислых эффузивах нижнего кембрия количество щелочных алюмосиликатов увеличено, а содержание полевошпатовой извести уменьшено по отношению к кислым щелочноземельным лавам. Далее, если проследить в правой части диаграммы характер наклона векторов от основных разностей к кислым, то в ряде случаев отсутствует характерный постепенный поворот векторов влево, особенно резко выражающийся в верхней части проекции *ASB* для типичных щелочноземельных лав. Это говорит о том, что увеличение содержания глинозема в зависимости от увеличения степени кислотности в нижнекембрийских эффузивах Тувы выражено менее отчетливо, чем в ряде типичных представителей лав щелочноземельной ассоциации. В заключение можно отметить еще одну особенность состава кембрийских эффузивов Тувы, нашедшую отражение в крутом наклоне векторов в левой части диаграммы, что говорит о резком преобладании натрия над калием, особенно в эффузивах основного и среднего состава.

Принадлежность нижнекембрийских эффузивов Тувы к единому дифференциационному ряду, возникшему из общего магматического очага, доказывается как условиями их пространственного размещения (чередование кислых, средних и основных лав), о чем подробно было сказано в предыдущих разделах работы, так и данными, которые помещены в табл. 8.

Анализ таблицы показывает закономерное изменение химического состава пород в процессе дифференциации породившей их исходной

Таблица 8

Средний химический состав кембрийских эффузивов Тувы

	CaO	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O:K ₂ O	FeO:MgO	SiO ₂
Диабазы и диабазовые порфири- ты (8 анал.)	8,74	3,42	4,66	0,76	47,15
Авгитовые и лабрадоров. пор- фириты (3 анал.)	8,05	3,89	2,66	0,70	51,87
Плагиоклазовые порфириты (9 анал.)	5,88	4,60	2,55	1,24	54,64
Альбитофиры и кератофиры (3 анал.)	1,44	8,12	3,37	2,66	65,67
Кварцево-полевошпатовые порфи- ры, фельзиты (3 анал.)	0,96	8,42	1,27	7,29	71,91

Примечание. Отношение окислов приведено в молекулярных количествах, остальные данные — в весовых процентах.

базальтовой магмы. По мере увеличения кислотности пород происходит заметное уменьшение содержания окиси кальция, наблюдается возрастание суммарного количества щелочей при постепенном возрастании роли калия. Исключением является резко повышенное содержание натрия в альбитофирах и кератофирах, которое объясняется процессом постмагматической альбитизации. Важным показателем дифференциации исходной базальтовой магмы является отношение окиси железа к окиси магния. Из табл. 8 отчетливо видно возрастание роли железа и уменьшение магния в ряду диабазы — кварцево-полевошпатовые порфиры.

Таким образом, закономерное изменение химического состава пород от основных разновидностей эффузивов к кислым с учетом пространственного размещения их дает достаточно оснований для утверждения о существовании в нижнем кембрии единого магматического очага и о базальтовом составе исходной магмы, породившей в процессе дифференциации все разнообразие вулканогенных пород нижнего кембрия Тувы.

Следует отметить, что средний состав нижнекембрийских диабазов и диабазовых порфиритов Тувы несколько отличается от состава среднего диабазы (по Дели), о чем свидетельствуют данные, помещенные в табл. 9.

Таблица 9

Породы	Окислж									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Диабаз средний (по Дели)	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	5,79	8,94	3,07	0,97
Средний состав тувинского диабазы (из 8 анал.)	47,15	1,54	16,38	2,87	8,91	0,17	8,44	8,74	2,62	0,8

Как видно из таблицы, разница выражается в пониженном коэффициенте кислотности Тувинских диабазов (—9,7 против —3,6), несколько повышенном содержании глинозема и особенно окиси магния при почти равном содержании общего железа и несколько пониженном содержании щелочей. Отсюда следует, что наиболее основные различия нижнекембрийских эффузивов Тувы, которые концентрируются обычно в нижних частях стратиграфических разрезов нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии, характеризуются высокой степенью основности и кристаллизовались, по-видимому, из слабо дифференцированной базальтовой магмы.

До сих пор при характеристике петрохимических особенностей нижнекембрийских эффузивов мы ограничивались рассмотрением поведения ограниченного числа главных химических элементов и их соотношений. Для более полного анализа состава нижнекембрийских эффузивов и выявления дополнительных закономерностей в их составе небезынтересно будет обратиться к распределению в эффузивах элементов-примесей. Для этой цели было выполнено 156 полуколичественных спектральных анализов на следующий комплекс элементов: Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, Be, Sc, P, Li, Sr, Ba, Au, Pt, Tl, Te. Анализы были выполнены в спектрографическом кабинете Института геологии ЗСФАН аналитиками Н. В. Арнаутовым и Л. Д. Шипиловым. Полуколичественные определения элементов производились методом оценки концентраций, основанной на появлении и усилении линий, по методике, предложенной В. К. Про-

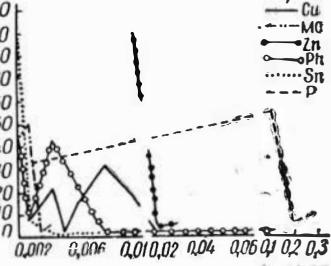
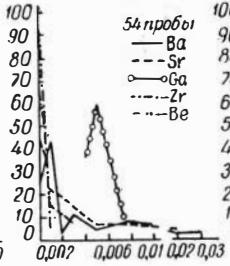
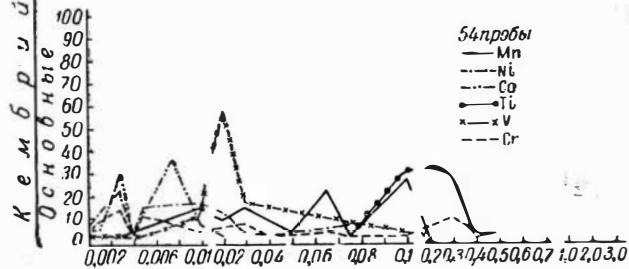
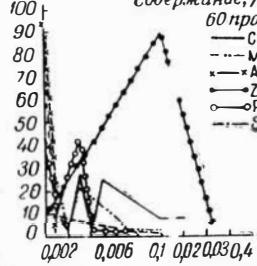
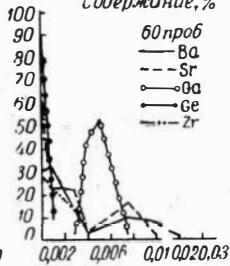
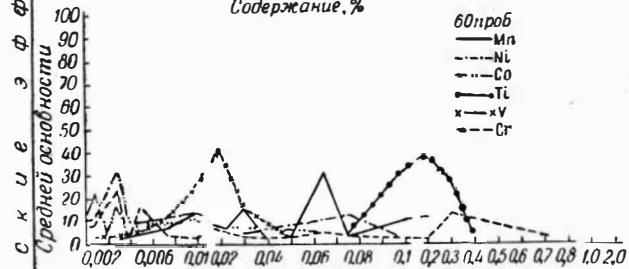
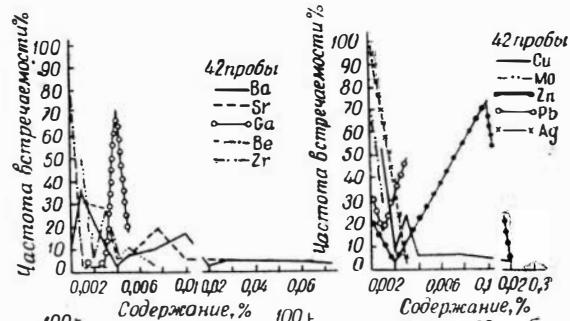
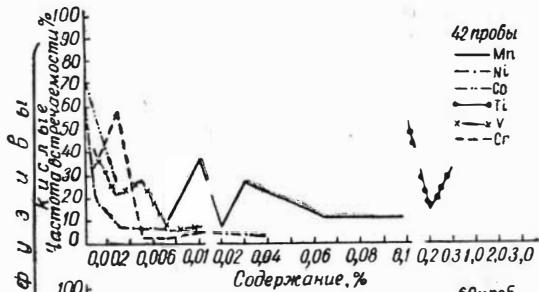
Средневзвешенное содержание элементов-примесей, ϵ/m

Элементы		Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Zn	Pb	Mo	Zr	Ga	Ba	Sr	P	Be	Ge	Sn	Ag
Нижний кембрий	кислые	299,4	13,5	7,9	1809,5	36,5	30,0	26,4	105,2	15,9	2,9	22,9	39,3	72,5	50,5	23,8	0,95	—	—	0,7
	средн. осн.	396,6	70,9	51,1	1941,6	170,6	518,6	235,1	100,0	23,4	9,2	6,3	46,2	32,0	39,8	583,3	—	0,8	3,4	0,2
	основные	573,8	90,2	77,2	2104,6	218,2	977,4	66,2	114,8	44,1	7,0	3,1	47,9	30,2	21,1	925,9	0,4	—	0,5	—
Нижний девон	кислые	533,6	5,7	12,8	928,1	42,9	18,6	40,0	61,9	24,3	5,7	22,0	46,2	70,7	29,3	—	0,5	—	0,5	0,5
	средн. осн.	795,5	43,2	20,0	1454,5	94,1	53,6	23,6	72,7	16,3	5,4	11,8	50,0	38,6	22,2	636,3	—	—	1,8	—
	основные	820,8	53,7	47,1	1312,5	138,3	546,6	53,7	108,3	2,5	6,6	2,5	50,0	6,6	8,3	777,7	—	0,1	2,5	—

кофейным (1937). Таблица появления и усиления линий была составлена по эталонным смесям, приготовленным на силикатной основе, и по литературным данным (С. К. Калинин, В. П. Марзуванов и Э. Е. Файн, 1957). Испарение материала навеской 20 мг производилось из кратера угольного электрода в активизированной дуге переменного тока. Сила тока поддерживалась равной 8—9 А, напряжение 220 в, расстояние между электродами составляло 4 мм. Фотографирование спектров осуществлялось на спектрографе *Hilger* средней дисперсии при ширине щели 0,02 мм.

Из перечисленных 33 элементов — 14 (W, Nb, Ta, Sb, Bi, Cd, In, Sc, Li, Au, Pt, Tl, Te и As) не были обнаружены ни в одной пробе. Наличие Sn, Ag, Be, и Ge было выявлено в единичных пробах. Остальные элементы присутствуют в большинстве подвергшихся анализу пробах, причем такие элементы, как Mn, Ti, Cu и Ga, обнаружены во всех без исключения пробах. Содержание отдельных элементов-примесей в нижнекембрийских эффузивах иллюстрируется графиками (рис. 11). В табл. 10 показаны средневзвешенные содержания отдельных элементов в граммах на тонну в различных по степени основности нижнекембрийских и нижнедевонских эффузивах Тувы.

Анализ таблицы и графиков устанавливает определенные закономерности в содержании элементов-примесей в зависимости от степени основности нижнекембрийских эффузивов. Содержание элементов группы железа закономерно возрастает от кислых к основным эффузивам, причем концентрация таких элементов, как Ni, Co, V и Cr, повышается в 6—32 раза. Аналогичным образом ведет себя и фосфор. Содержание его в основных эффузивах по сравнению с кислыми увеличивается в 37 раз. То же самое можно сказать и про Pb, Mo и Ga, однако разница в содержании этих элементов, находящихся в кислых и основных эффузивах, не столь значительна. Содержание галлия, например, увеличивается всего лишь на 18%. Обратная зависимость содержания от степени кислотности эффузивов выявлена по отношению к таким элементам, как цирконий, барий и стронций. Концентрация этих элементов в кислых эффузивах увеличивается в 2—7 раз. Следует иметь в виду, что наиболее резкий скачок в содержании элементов-примесей наблюдается между кислыми



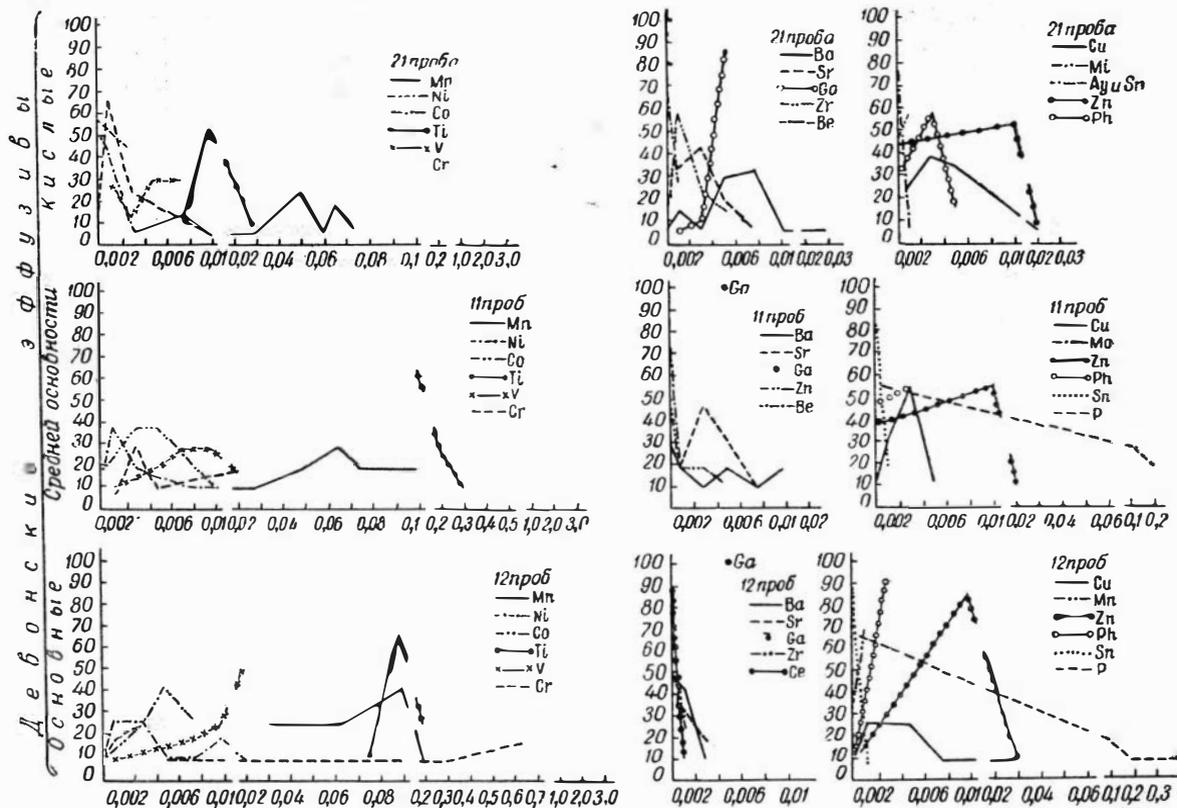


Рис. 11. Вариационные кривые частоты встречаемости и содержания элементов-примесей в нижнекембрийских и нижнедевонских эффузивах Тувы.

эффузивами и эффузивами средней основности. Разница в концентрации элементов между последними и основными эффузивами сравнительно невелика. Распределение меди и цинка в нижнекембрийских эффузивах не подчинено отмеченным выше закономерностям. В кислых эффузивах количество меди в среднем всего лишь в 2,5 раза меньше, чем в основных. Содержание меди резко увеличено в эффузивах средней основности. Характерно, что именно с эффузивами андезитового ряда в Туве генетически связан ряд рудопроявлений самородной меди. Что касается цинка, то содержание его во всех трех группах эффузивов примерно одинаковое. В кислых эффузивах содержание цинка на 5%, а в основных — на 15% выше, чем в эффузивах средней основности. Примесь бериллия установлена в отдельных пробах кислых и основных разностей, причем содержание его в первых не превышает 0,003%, а в основных эффузивах — 0,001%. Олово, как и германий, в кислых эффузивах не установлено. Последний не установлен и в основных разностях. Содержание олова в единичных пробах достигает 0,02%, хотя в большинстве проб концентрация его составляет 0,001%. Серебро установлено в отдельных пробах кислых и средней основности эффузивах. Максимальное содержание его достигает 0,003%.

Таблица 11

Элементы	Кислые		Средние		Основные	
	эффузивы Тувы	среднее в земной коре	эффузивы Тувы	среднее в земной коре	эффузивы Тувы	среднее в земной коре
Mn	$3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$
Ni	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Co	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$
V	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cr	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Mo	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Zr	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Ga	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ba	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$
P	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$

Наличие единого спектра элементов-примесей в различных по составу нижнекембрийских эффузивов Тувы является еще одним доказательством общности источника их происхождения, а закономерное изменение содержания в сопряженных группах химических элементов от основных эффузивов к кислым свидетельствует о явлениях дифференциации исходной магмы.

Интересные данные получены при попытке сравнить содержание химических элементов, входящих в состав нижнекембрийских эффузивов Тувы, со средним содержанием аналогичных элементов в кислых, средних и основных горных породах Земной коры, помещенных в работе А. П. Виноградова (1956). Эти данные приведены в табл. 11.

Как следует из таблицы, наши данные дают удовлетворительную сходимость результатов, особенно, если учесть, что при подсчете сред-

Химический состав девонских эффузивов Тувы

Название породы	Весовые %											сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O		п.п.п.
Авгитовый порфирит	47,14	2,27	16,35	5,72	5,28	0,22	6,88	9,48	2,33	0,76	0,62	2,38	99,43
Миндалекаменный лабаз	50,76	2,90	13,43	2,05	8,43	0,25	3,77	7,23	0,58	2,81	0,53	7,34	100,08
Лабрадоровый порфирит	48,50	2,24	17,68	6,69	3,59	0,17	3,04	5,18	3,12	2,27	0,48	6,36	99,32
Роговообманково-плаггиоклазовый порфирит	63,27	0,40	17,05	1,28	3,71	0,08	2,48	5,29	3,79	1,02	0,04	1,96	100,37
Плаггиоклазовый порфирит	65,11	0,40	16,04	3,80	2,00	—	1,33	4,08	3,92	0,91	0,22	2,54	100,35
Полевошпатовый порфирит	66,61	0,52	13,32	3,82	2,00	0,12	1,46	2,29	2,10	3,08	0,16	4,08	99,56

него содержания элементов в отдельных группах пород в земной коре учитывались результаты анализов как эффузивных, так и интрузивных пород, которые, как известно, несколько разнятся между собой. Материалы табл. 11 до некоторой степени могут служить критерием точности спектральных анализов, результатами которых мы руководствовались в своих подсчетах.

Остается теперь провести сравнение состава нижнекембрийских эффузивов Тувы с вулканогенными породами нижнего девона, которые достаточно широко распространены в пределах средне-верхнепалеозойского Тувинского прогиба. Химический состав девонских эффузивов Тувы приведен в табл. 12. Выявление особенностей состава нижнекембрийских и нижнедевонских эффузивов имеет не только общий интерес, но и определенное практическое значение, так как в отдельных районах Тувы, в результате особых условий формирования сравниваемых серий, вулканогенные породы нижнего кембрия и нижнего девона практически различны между собой.

На векторной диаграмме (см. рис. 10) наряду с данными, отражающими состав кембрийских эффузивов, показаны векторы, соответствующие составу типичных представителей девонских лав. Сопоставляя расположение векторов, отражающих состав нижнекембрийских и нижнедевонских эффузивов Тувы, можно заметить следующие черты их различия: 1) основные различия нижнедевонских эффузивов по сравнению с их нижнекембрийскими аналогами значительно беднее элементами, входящими в состав фемической части породы; 2) фемическая составная часть основных представителей нижнедевонских эффузивов более обогащена железом, содержит меньше магнезии и отличается относительно более высоким содержанием свободной извести, чем аналогичные по основности эффузивы нижнего кембрия. Эти различия в составе находят отражение на диаграмме в несколько укороченной длине и более пологом направлении векторов, характеризующих состав нижнедевонских эффузивов в нижней правой части диаграммы; 3) нижнедевонские эффузивы менее богаты щелочами, а представители кислых лав нижнего де-

Вона содержат больше глинозема, чем аналогичные лавы нижнего кембрия. Указанные особенности лав нижнего девона отражены на диаграмме в смещении фигуративных точек векторов на проекции *ASB* влево и в резком повороте векторов кислых лав нижнего девона в том же направлении.

Состав элементов-примесей в нижнедевонских лавах (см. рис. 11 и табл. 10) показывает, что последние содержат тот же комплекс элементов, что и нижнекембрийские эффузивы. Кроме того, обнаруживается одинаковая с нижнекембрийскими эффузивами тенденция изменения концентрации элементов при увеличении кислотности пород. Отличие по сравнению с нижнекембрийскими эффузивами заключается лишь в меньшем содержании элементов-примесей в нижнедевонских лавах. Последние, как это следует из данных табл. 10, характеризуются меньшей концентрацией элементов железа (за исключением марганца), а также и большинства других выявленных анализами элементов. И только лишь содержание галлия в нижнедевонских эффузивах является несколько завышенным по сравнению с эффузивами нижнего кембрия, что полностью согласуется с представлениями Ранкамы и данными Г. Г. Воробьева (1957) об относительной обогащенности галлием более молодых изверженных пород.

Таким образом, анализ сравнительных данных по химизму нижнедевонских и нижнекембрийских эффузивов свидетельствует о близости их химического состава. Отличия между ними, на которые было обращено внимание выше, в частности, относительная бедность нижнедевонских лав фемическими минералами, увеличение роли железа и соответственно пониженное содержание магния в составе их темноцветных компонентов, могут быть объяснены тем, что источником нижнедевонских эффузивов была более дифференцированная базальтовая магма, нежели та, которая питала кембрийские вулканы нижнего кембрия.

В заключение кратко сформулируем основные выводы, которые можно сделать из анализа химизма исследованных серий пород.

1. Эффузивы нижнего кембрия Тувы по своему химическому составу принадлежат к группе известково-щелочных пород. Они являются производными базальтовой магмы, излияния которой происходили на ранних этапах развития каледонской геосинклинали Тувы.

2. В процессе дифференциации базальтовой магмы возникли лавы, давшие после кристаллизации ряд пород, меняющихся от диабазов до альбитофиров и кварцево-полевошпатовых порфиров. Однако этот процесс не в полной мере соответствовал нормальной магматической эволюции, так как общая тенденция изменения состава лав от основных к кислым осложнялась чередованием лав различной степени основности, что объясняется прерывистым характером эруптивных актов, когда после периода вулканического покоя в локальных очагах происходили излияния продуктов дальше зашедшей дифференциации, а затем по более глубоким магматическим каналам подымалась магма более основного состава.

3. Нижнекембрийские эффузивы Тувы характеризуются определенным комплексом элементов-примесей, в числе которых почти всегда присутствует вся гамма элементов группы железа, а также медь, цинк, цирконий, галлий, стронций и барий. Характерно закономерное изменение количественного содержания элементов-примесей в процессе дифференциации магмы. В ходе нормальной эволюции магмы уменьшается содержание элементов группы железа, а также галлия и, наоборот, возрастает концентрация циркония, стронция и бария.

4. Сравнение химизма нижнедевонских и нижнекембрийских эффузивов Тувы свидетельствует о том, что источником их была базальтовая магма. Однако состав нижнедевонских лав отражает большую степень дифференциации базальтовой магмы.

Глава V

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СЕРИИ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Попытка решить эту сложную проблему связана прежде всего с необходимостью реконструкции основных структурных элементов каледонской геосинклинали Тувы на ранних этапах ее развития и выяснения связи вулканических процессов с тектонической «жизнью» геосинклинали. И та и другая из поставленных частных задач может быть удовлетворительно решена лишь методом тщательного анализа фаций и мощностей нижнекембрийских отложений. Применение этого метода в конкретной обстановке, с которой пришлось встретиться в Туве, вызывает ряд трудностей, связанных не только с тем, что изучавшиеся отложения формировались на заре палеозойской эры и с тех пор, естественно, претерпели существенные изменения, завуалировавшие первоначальный состав их, но и главным образом с тем, что фактический материал, которым мы располагали, неравноценен для различных районов обширной территории Тувы. Учитывая сказанное, можно было бы отказаться от решения этой проблемы. Однако нам представляется, что это было бы неправильно, так как материал, накопленный в течение ряда лет целенаправленной работы, требует обобщения хотя бы в предварительной форме. Поэтому нашу попытку восстановить условия формирования сложной по составу серии осадочных и вулканогенных образований следует рассматривать не больше, как первое приближение к той реальной обстановке, которая существовала в Туве в начале палеозойской эры.

Изучение разрезов осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия Тувы показывает, что наряду с элементами сходства состава и строения выделенных нами условно куртушибинской и таннуольской свит, слагающих характеризуемую серию отложений, каждая из них имеет свои специфические черты строения и фациальные особенности, резко проявляющиеся при прослеживании свит вкrest их простирания. Выше, при описании разрезов свит, неоднократно подчеркивались эти различия, которые находят свои отражения главным образом в фациальном профиле свит и заключаются в более глубоководных условиях седиментации отложений куртушибинской свиты и, наоборот, в большинстве районов — мелководном, порой типично эпиконтинентальном, характере отложений таннуольской свиты. Такое отличие фаций синхронных по возрасту свит, формировавшихся в конце алданского и в ленском веках нижнекембрийского периода, — явление не случайное. Это объясняется, вероятно, неодинаковой чувствительностью полей распространения указанных свит к вертикальным движениям, обусловившим появление в пределах каледонской геосинклинали Тувы на ранних этапах ее развития качественно отличных структурных форм, проявившихся в обособлении двух структурно-фациальных зон в период, предшествовавший седиментации свит. Первая из них, назовем ее Центрально-Тувинской, занимает большую часть территории области, а вторая — Перифериче-

ская — окаймляет относительно узкой, прерывистой полосой Центрально-Тувинскую структурно-фациальную зону.

Для выяснения характера существовавших на ранних этапах развития каледонской геосинклинали Тувы упомянутых выше структурно-фациальных зон, напомним главные фациальные различия в составе отложений куртушибинской и таннуольской свит нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии. Специфическая особенность состава осадочной части куртушибинской свиты заключается в наличии кремнистых пород и характерных черных углеродистых пиритизированных сланцев, несомненно, представляющих собой отложения более углубленных частей морского бассейна по сравнению с характерными осадочными членами таннуольской свиты, в числе которых особенно следует отметить многочисленные рифы известняков, горизонты грубообломочных пород, чередующихся с другими кластическими отложениями. Эти признаки свидетельствуют, что образование отложений таннуольской свиты происходило в условиях мелкого, вероятно, богатого островами морского бассейна. Эти различные условия седиментации, выявляемые по характеру отложений осадочной части разрезов свит, подтверждаются и условиями излияния лав, которые, как известно, играют существенную роль в составе осадочно-вулканогенной серии. В самом деле, при анализе строения разрезов куртушибинской свиты неизменно подчеркивался подводный характер и трещинный тип извержений, породивших многочисленные покровы основных эффузивов. Напротив, из характеристики строения и состава вулканогенных образований таннуольской свиты в целом ряде разрезов можно было видеть явные признаки, указывающие на то, что излияние лав происходило в субаэральной обстановке в условиях островной страны и что наряду с господствовавшим трещинным типом подводных извержений, давшим серию покровов основных и средних по составу эффузивов, обнаруживаются признаки вулканов центрального типа, некоторые из которых, несомненно, выступали из-под уровня моря.

Сказанное дает основание предполагать существование в нижнем кембрии на месте отложений таннуольской свиты подводного поднятия ложа кембрийской геосинклинали Тувы, которое обусловило особенности фациального профиля отложений свиты, отличающихся от характера отложений куртушибинской свиты, формировавшихся в окаймляющих это поднятие синклиналиных прогибах. Следует иметь в виду, что границы между выявленными структурно-фациальными зонами Тувы не были резкими. В областях переходных зон можно наблюдать разрезы, в которых сочетаются признаки, характеризующие специфику формирования отложений как куртушибинской, так и таннуольской свит. Примером может служить характер строения и состав отложений нижнего кембрия в западной части Уюкского хребта (см. описание разреза). Эти переходные зоны от приподнятого ложа геосинклинали к ее прогибам представляются как области флексурного перегиба геосинклинали ложа. Именно к этим тектоническим напряженным зонам флексурного перегиба приурочены крупные, регионального плана разломы, носящие в ряде случаев все признаки длительно существующих глубоких разломов. К числу таких разломов можно отнести Саяно-Тувинский, Агардагский, Восточно-Саянский и ряд других. Эти разломы являлись вторым крупным структурным фактором, оказавшим существенное влияние на обстановку, в которой происходило формирование осадочно-вулканогенной серии. Наконец, следует учесть еще один важный структурный фактор, роль которого нельзя игнорировать при реставрации палеотектонической обстановки, существовавшей в Туве в нижнем кемб-

рии. Мы имеем в виду наличие в то время в Туве платформенных выступов, сложенных метаморфическими образованиями протерозоя, которые следует рассматривать как осколки допалеозойского фундамента, сохранившиеся в виде континентальных (срединных) массивов среди каледонской геосинклинали. Один из них, известный в литературе (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов, 1955; А. В. Ильин, 1958) под названием Сангиленского срединного массива, расположен в крайней юго-восточной части Тувы. Его южное продолжение уходит за пределы государственной границы на территорию Монгольской Народной Республики. Второй платформенный выступ протерозоя расположен на крайнем востоке Тувы, заходя в пределы последней лишь своей западной частью. Это так называемый Прикосогольский срединный массив. На территории Монгольской Народной Республики этот срединный массив известен как Западнокосогольское антиклинальное поднятие (В. Г. Васильев, В. С. Волхонин, А. Х. Иванов и др., 1959). Наконец, в северной

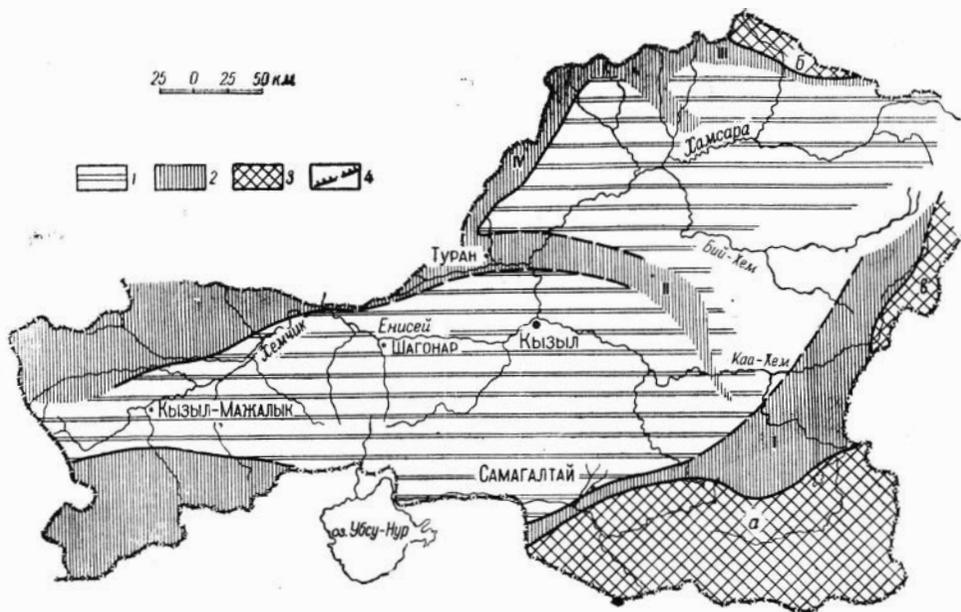


Рис. 12. Схема основных структурных элементов раннекаледонской геосинклинали Тувы для середины (?) алданского века нижнего кембрия.

1 — области подводных антиклинальных поднятий; 2 — области синклинальных прогибов (I — Юго-восточный; II — Каахемский; III — Восточно-Саянский; IV — Западно-Тувинский); 3 — срединные массивы (a — Сангиленский; б — Восточно-Саянский; в — Прикосогольский); 4 — основные разломы.

части Тувы выделяется еще один массив, которому можно придать название Восточно-Саянского. Характерно, что прогибы геосинклинального ложа и развивавшихся по краям их зоны глубинных разломов, как правило, обрамляют срединные массивы. Так, Сангиленский срединный массив с северо-запада и севера оконтуривается Восточно-Тувинским синклинальным прогибом и проходящим вдоль его южного борта Агардагским глубинным разломом. Северо-восточное продолжение этого же синклинального прогиба обрамляет с запада Прикосогольский срединный массив. Вдоль южной границы Восточно-Саянского срединного массива прослеживается одноименный глубинный разлом, южнее которого следует глубокая впадина геосинклинального ложа, выполненная отложениями куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия (рис. 12).

Таковы те главные структурные формы, которые представляется возможным установить среди каледонской геосинклинали в период, предшествовавший формированию осадочно-эффузивной серии. По времени этот период соответствует концу алданского века нижнего кембрия.

Теперь, после уточнения палеотектонической обстановки, существовавшей на территории Тувы до начала седиментации сложной осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, попытаемся проследить дальнейший ход развития геосинклинали. Для этого надо будет обратиться к анализу частных разрезов отдельных структурно-фациальных зон. Характер строения этих разрезов, отражающих конкретные условия формирования свит в различных районах структурно-фациальных зон, поможет восстановить детали морфологии последних за период, отвечающий по времени примерно середине ленского века нижнего кембрия, т. е. на тот момент исторического развития геосинклинали, после которого, как увидим ниже, фиксируются новые важные события в ее жизни. Указанные события несколько сnivelировали ощущавшиеся до этого момента различия в направленном развитии Центрально-Тувинской и Периферической зон.

Выше, при описании разрезов таннуольской свиты, можно было убедиться в том, что характер строения их в различных районах распространения свиты неодинаков и каждый из разрезов обладает своими особенностями строения. Неоднородность состава и строения свит, сложенных существенно вулканогенными образованиями, наблюдаемая как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, — явление обычное и объясняется, с одной стороны, сравнительно ограниченной площадью распространения продуктов извержения вулкана, а с другой — различным характером самих извержений. Однако не только спецификой формирования вулканогенных толщ можно объяснять различия в строении разрезов таннуольской свиты. Ближайшее знакомство с ними свидетельствует о том, что поверхность подводного вала Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны обладала сложным рельефом. На это обстоятельство, кстати, уже давно справедливо обращал внимание Н. С. Зайцев (1950).

Теперь это положение подтверждается большим фактическим материалом.

Так, на западе Тувы южнее Саяно-Тувинского глубинного разлома, довольно отчетливо намечается вытянутая в субширотном направлении подводная гряда, прослеживаемая вдоль разлома до меридиана 93° , где она сменяется областью погружения. Наличие в этом районе подводной гряды устанавливается, в частности, по присутствию в составе отложений таннуольской свиты многочисленных прослоев внутриформационных конгломератов, обилию грубообломочных пирокластических пород и в том числе околорифовых туфоконгломератов и туфобрекчий. Об этом же свидетельствует пестрая окраска большей части излившихся пород, возникающая в том случае, когда извержения вулканов происходят в окислительной обстановке. Надо отметить также, что район этот отличался высокой степенью мобильности, что, вероятно, можно объяснить тем, что расположен он в непосредственном соседстве с зоной глубинного разлома. На фоне общего воздымания района происходили ритмичные вертикальные движения обратного знака, запечатленные в чередовании покровов лав и сопровождающих их грубообломочных пирокластических пород с осадочными образованиями открытого морского бассейна. Явное преобладание среди вулканогенных образований продуктов вулканических выбросов, говорит об интенсивности эксплозионных процессов в периоды вулканических извержений.

Восточнее 93° меридиана и к югу от р. Енисея, в области современного распространения средне- и верхнепалеозойских отложений Тувинского прогиба, как об этом можно судить по составу нижнекембрийских отложений бассейна рч. Баингол и выходов нижнего кембрия по левобережью Енисея (район гор Оттуг-Таш, Хаирхан и др.), ясно намечается зона погружения морского дна. Характерно, что в разрезах этого района эффузивы либо отсутствуют, либо встречаются крайне редко. Главная масса отложений представлена мощной толщей граувакковых песчаников. Анализируя состав отложений нижнего кембрия долины рч. Баингол, В. А. Кузнецов (1953) приходит к выводу, что они представлены здесь продуктами перемыва синхронных эффузивных образований. Кластический материал поступал сюда, вероятно, из западных районов области, где, как было отмечено выше, существовало поднятие геосинклинального ложа. Областью сноса служили, очевидно, вулканические острова. Следует отметить, что скорость опускания морского дна в отдельные периоды формирования прогиба компенсировалась интенсивностью процесса осадконакопления, о чем свидетельствует наличие в отдельных местах разреза среди терригенных отложений известняковых рифов, образование которых, как известно, происходит в условиях небольших глубин. Южная граница упомянутой зоны погружения, по видимому, проходила около северных отрогов хребта Восточный Танну-Ола, где фациальный профиль разрезов пород таннуольской свиты нижнего кембрия вновь резко меняется.

В районе хребта Восточный Танну-Ола на протяжении конца алданского и большей части ленского веков нижнего кембрия существовало обширное поднятие, южная часть которого простиралась значительно дальше современных контуров хребта. Оконтурировать район поднятия с юга не представляется возможным, так как в настоящее время кембрийские отложения здесь скрыты под мощным чехлом рыхлых отложений Убсанурской котловины. И здесь так же, как и на западе Тувы, существовала цепь вулканических островов, образованных в результате активной, частично подводной, частично наземной деятельности вулканов. Сопоставляя между собой разрезы таннуольской свиты нижнего кембрия южного и северного склонов хребта Восточный Танну-Ола, можно восстановить некоторые детали палеогеографической обстановки района, существовавшей в нижнем кембрии.

Так, интенсивная вулканическая деятельность, которая имела место в западной части хребта Восточный Танну-Ола во второй половине алданского века (бассейн рч. Кадей), к концу алданского века затухает. В ленском веке в этом районе вулканическая деятельность также не отличалась особенной интенсивностью. В это время на месте современного хребта Восточный Танну-Ола существовал морской бассейн с явными признаками обмеления с запада на восток. В этом же направлении происходило нарастание вулканической активности. В западной части хребта Восточный Танну-Ола вулканические извержения носили преимущественно подводный характер. В периоды затухания ее происходила седиментация терригенного и биогенного материала, состав которого отвечает отложениям неглубокого открытого морского бассейна. По направлению к востоку роль морских отложений в разрезах свиты уменьшается, а в ряде мест они полностью отсутствуют (бассейны речек Аптры, Татыг-Хем, Хорей). Резко увеличивается количество крупнообломочного пирокластического материала в виде туфо- и лавобрекчий. Среди эффузивов во все большем количестве появляются кислые разности, особенно в верхних частях разрезов. Яркая бурая и лиловая окраска лав свидетельствует об окислительной обстановке, в которой проис-

ходили вулканические извержения. В отдельных районах (бассейны рек Улуг-Серлиг, Деспен, Хорей) установлены признаки наличия поблизости древних вулканических аппаратов центрального типа. О близком расположении последних, помимо обилия крупнообломочных туфобрекчий и агломератных лав, свидетельствуют и такие факты, как присутствие в потоках кислых лав крупных обломков чуждых им основных эффузивов, захваченных, вероятно, из жерл вулканов при излиянии лав, а также наличие в верхних частях потоков многочисленных лапиллей и вулканических бомб и следов фумарольной деятельности вулканов в виде полос и линз эпидозитов, содержащих пренит, кальцит и вкрапленность самородной меди. Об этом же говорит и увеличенная против обычного мощность потоков лав.

Следующее поднятие очерчивается в районе бассейнов рек Терехтыг-Хем (приток Каа-Хема) и Тапсы (приток Бий-Хема), где отложения таннуольской свиты имеют сокращенную мощность порядка 1,5—2 км. В составе отложений свиты этого района отмечается наличие грубообломочных вулканогенных образований и, что особенно бросается в глаза, почти исключительное распространение кислых лав и сопровождающих их пирокластических образований. В бассейне рч. Тапсы вулканические извержения характеризовались весьма интенсивной эксплозивной деятельностью. К востоку от упомянутого района обстановка меняется. Мощность отложений свиты резко увеличивается, значительно возрастает роль терригенных, главным образом переотложенных вулканогенных образований, что свидетельствует о погружении геосинклинального ложа в указанном направлении. Вместе с изменением палеотектонической обстановки меняется и состав лав. В бассейне среднего и нижнего течения рек Хопто и Дерзик кислые эффузивы встречаются редко. Главная масса вулканогенных образований представлена покровами эффузивов средней основности.

К северу и востоку от описываемого района фациальный состав нижнекембрийских отложений претерпевает еще более резкие изменения. Отложения таннуольской свиты сменяются комплексом пород, характерных для куртушибинской свиты. Узкая полоса последних фиксируется в районе верхнего течения рек Хопто и Дерзиг, прослеживаясь далее в юго-восточном направлении, примерно параллельно долине р. Ужеп. В западном направлении полоса отложений куртушибинской свиты уходит в район выходов Оджинской гранитоидной интрузии, где обнаружены обрывки отложений куртушибинской свиты и далее в этом же направлении в сторону Западного Саяна, где она сливается с отложениями куртушибинской свиты, обнажающимися в одноименном хребте. Таким образом, в этом районе Тувы Центрально-Тувинская структурно-фациальная зона узким геосинклинальным прогибом, вероятно, разделялась на две части. Северное ее продолжение устанавливается в районе современной Тоджинской котловины и примыкающей к ней с запада территории бассейнов правых притоков р. Бий-Хем — рек Ситиг-Хем, Хут и Сейба.

Как следует из анализа материала, характеризующего состав и строение отложений таннуольской свиты нижнего кембрия, распространенных в пределах Тоджинской котловины, условия седиментации последней и здесь не были однородны. Поверхность подводного поднятия так же, как и в большей южной части Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны, отличалась сложным рельефом. Сравнение мощностей отложений таннуольской свиты в различных районах Тоджинской котловины показывает закономерное уменьшение мощности свиты в восточном и юго-восточном направлениях, что, очевидно, является

следствием подъема ложа геосинклинали в указанных направлениях. Этот вывод полностью согласуется и с наблюдаемыми изменениями фациальных особенностей отложений. По данным Л. П. Зоненшайна, в районе верховьев р. Хамсары среди преобладающих в разрезе свиты вулканогенных пород господствуют представители кислых лав, окрашенных в яркие бурые, лиловые и фиолетовые цвета. Столь яркая окраска эффузивов обусловлена пигментацией их тонкораспыленным гематитом, который, как известно, является индикатором окислительной среды, существовавшей во время активной вулканической деятельности.

Некоторая тенденция к подъему геосинклинали ложа намечается также по направлению к северной границе современной Тоджинской котловины. На воздымание геосинклинали ложа в этом районе указывают многочисленные известняковые рифы, залегающие среди вулканогенных отложений таннуольской свиты, представленных в основном эффузивами средней основности и их пирокластическими производными.

Таким образом, можно прийти к выводу о том, что поверхность подводного вала каледонской геосинклинали Тувы, контуры которого определили границы Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны в районе современной Тоджинской котловины в период с конца алданского и до середины ленского веков, была осложнена внутренним прогибом второго порядка, простиравшимся в субширотном направлении. С севера, востока и юга прогиб этот был окружен поднятиями геосинклинали ложа. На западе он, видимо, тоже прерывался поднятием, которое фиксируется по левобережью р. Бий-Хем, выше устья р. Азас и в районе, расположенном несколько западнее нижнего течения рч. Чаваш, правого притока р. Бий-Хем. Не исключена возможность, что это было единое поднятие, ориентированное в северо-западном направлении под острым углом к оси прогиба. Однако отсутствие данных о строении и составе таннуольской свиты в средней части предполагаемого поднятия позволяет пока лишь ставить этот вопрос.

Из анализа описания разреза таннуольской свиты по левобережью р. Бий-Хем выше устья р. Азас следует, что разрез свиты в этом районе обладает рядом специфических черт. Во-первых, в составе пород свиты нет типичных морских отложений и состоят они исключительно из продуктов вулканической деятельности; во-вторых, преобладающая часть мощности разреза сложена потоками кислых эффузивов, окрашенных в яркие бурые и красные цвета; в-третьих, среди сопровождающих эффузивы пирокластических образований встречаются многочисленные горизонты грубообломочных пород. Наконец, мощность отложений таннуольской свиты сокращена здесь более чем вдвое по сравнению с центральными участками прогиба. Весь этот перечень признаков совершенно однозначно указывает на существовавшее в этом районе во время формирования свиты поднятие геосинклинали ложа. Характер отложений таннуольской свиты района нижнего течения р. Чаваш, по данным В. А. Благоданова, весьма близок к только что охарактеризованным отложениям.

Расшифровать рельеф геосинклинали ложа к западу от района Тоджинской котловины, к сожалению, невозможно, так как отложения таннуольской свиты нижнего кембрия перекрыты там мощной толщей более молодых образований, выполняющих средне-верхнепалеозойский Тувинский прогиб.

Заканчивая на этом описание Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны каледонской геосинклинали в период, обнимающий отрезок времени с конца алданского до середины ленского веков, сле-

дует констатировать сложный характер ее развития. Созданный еще до отложения таннуольской свиты подводный вал, определивший особенности седиментации в пределах Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны, в процессе дальнейшего развития усложнился. На его поверхности возникли поднятия и прогибы второго порядка, которые в совокупности со специфическими особенностями проявления вулканической деятельности и обусловили различные условия формирования отложений таннуольской свиты и фациальную неустойчивость состава ее в различных районах этой зоны. Основные палеотектонические элементы Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны и распределение в пределах ее вулканогенных отложений для середины ленского века нижнего кембрия показано на рис. 13.

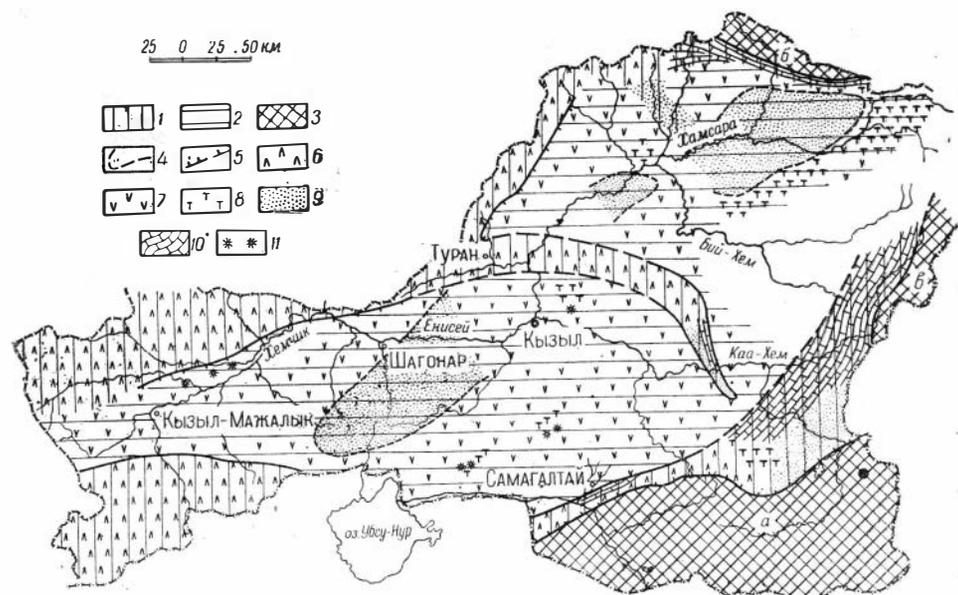


Рис. 13. Палеотектоническая схема раннекаледонской геосинклинали Тувы для середины (?) ленского века нижнего кембрия с нанесенными областями преимущественного распространения различных эффузивных и осадочных пород.

1 — глубокие синклиналильные прогибы (Периферическая структурно-фациальная зона); 2 — антиклиналильные поднятия (Центрально-Тувинская структурно-фациальная зона); 3 — древние континенты (срединные массивы): а — Сангиленский; б — Восточно-Саянский; в — Прикосогольский; 4 — контуры прогибов второго порядка; 5 — глубинные разломы; 6 — области преимущественного распространения основных эффузивов; 7 — области преимущественного распространения эффузивов средней основности; 8 — области преимущественного распространения кислых эффузивов; 9 — области преимущественного распространения терригенных (в том числе перемытых вулканогенных) отложений; 10 — области преимущественного распространения карбонатных пород; 11 — предполагаемые местонахождения древних вулканических аппаратов центрального типа.

Иной характер направленности в развитии приобрела Центрально-Тувинская зона со времени, примерно отвечающего середине ленского века и до конца нижнекембрийского периода. Анализ строения верхней части разрезов отложений таннуольской свиты во всех районах зоны свидетельствует о постепенном общем погружении территории и затухании вулканической деятельности, которая вскоре полностью прекратилась. В этот период времени происходила седиментация отложений открытого моря. Небольшая мощность осадочных отложений, венчающих разрезы таннуольской свиты, и обилие в составе этих отложений рифогенных известняков свидетельствует о том, что прогибание геосинклиналильного ложа было медленным и что море отличалось небольшими глубинами.

Переходя к характеристике Периферической структурно-фациальной зоны каледонской геосинклинали Тувы, отличавшейся от только что рассмотренной Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны своим более однообразным и простым развитием, отметим прежде всего свойственную этой зоне общую тенденцию прогибания, прослеживающуюся на протяжении всего периода ее исторического развития.

Характер строения разрезов куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии в большинстве районов Тувы дает основание предполагать, что в начальные стадии формирования прогибов в них происходил непрерывный и достаточно выдержанный процесс опускания ложа геосинклинали, сопровождавшийся массовыми излияниями лав основного состава. Извержения трещинного типа происходили в подводных условиях. При этом относительно жидкая основная магма растекалась на большие расстояния от подводящих каналов, которые концентрировались по окраинам зон синклинальных прогибов в районах флексурного перегиба и следующего за ним антиклинального поднятия соседней Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны. На глубинный характер подводного вулканизма указывают кремнистые отложения и горизонты тонкокластического материала, которые чередуются с покровами основных эффузивов. Характерной особенностью Периферической структурно-фациальной зоны в описываемый период развития ее являлась значительная скорость прогибания геосинклинального ложа, которая в это время не компенсировалась скоростью процесса осадконакопления.

Последующий этап развития Периферической структурно-фациальной зоны характеризуется затуханием, а в дальнейшем и прекращением вулканической деятельности. В этот период в большинстве синклинальных прогибов происходит седиментация терригенного материала и, в частности, очень характерных для отложений куртушибинской свиты черных и темно-серых углеродистых пиритизированных сланцев, выдержанные на больших расстояниях горизонты которых формировались на значительных глубинах в обстановке кислородной недостаточности. Лишь в самом конце формирования свиты в составе ее отложений изредка встречаются рифы известняков, наличие которых свидетельствует об обмелении отдельных участков бассейна, происшедшего, вероятно, как за счет некоторого замедления опускания прогибов, так и за счет усиленного накопления в них терригенных отложений.

Таким представляется общий характер развития Периферической структурно-фациальной зоны нижнего кембрия Тувы. Однако изложенная выше схема развития зоны не во всех районах области согласуется со строением разрезов куртушибинской свиты, и это прежде всего относится к северо-восточной части юго-восточного синклинального прогиба, где характер строения разреза и состав отложений свиты свидетельствуют об иной обстановке развития синклинального прогиба. В этом районе Восточной Тувы в разрезах куртушибинской свиты, например, почти полностью отсутствуют вулканогенные образования. Значительно отличается и состав осадочной части разреза, которая в противоположность большей части нижекембрийских отложений синклинальных прогибов представлена в основном карбонатными породами. Все это, естественно, заставляет предполагать иную обстановку развития указанных выше синклинальных прогибов, на эволюции которых, как нам представляется, не могла не сказаться непосредственная близость древних континентов в виде Сангиленского и Прикосогольского срединных массивов. Нельзя не отметить также, что в непосред-

венном соседстве с Восточно-Саянским срединным массивом существенно вулканогенные отложения куртушибинской свиты, сменяются карбонатными.

Таким образом, в ряде районов области намечается резкая смена состава отложений, выполняющих синклинальные прогибы при приближении последних к континентальным массивам. Широко распространенные во внутренних частях раннекаледонской геосинклинали Тувы вулканогенные образования сменяются осадочными, преимущественно карбонатными отложениями. Этот факт полностью согласуется с подмеченной Н. М. Страховым закономерностью, что эффузивы «...почти без исключения локализируются во внутренних частях геосинклинальных зон, избегая более или менее широких краевых участков, смежных с платформами» (Н. М. Страхов, 1946, стр. 45).

Распространенные в рассматриваемых частях прогибов карбонатные отложения отличаются от биогенных рифовых известняков. Они нередко содержат примесь глинистого материала, часто битуминозны. Фауна в них не обнаружена. Все это очень напоминает карбонатные отложения, которые объединяются в группу пелитоморфных известняков, отлагающихся в депрессиях геосинклинального ложа.

Поэтому смену фаций, которая наблюдается по простиранию юго-восточного и других синклинальных прогибов, следует объяснять не изменением рельефа геосинклинального ложа, а сменой палеотектонической обстановки, выразившейся в том, что синклинальные прогибы открытого геосинклинального бассейна приобретают характер краевых прогибов.

Заканчивая на этом анализ строения и состава конкретных локальных разрезов нижнекембрийских отложений, попытаемся сформулировать основные выводы, касающиеся геотектонического режима каледонской геосинклинали Тувы в начальные этапы ее развития.

1. Геосинклинальный режим характеризовался интенсивными дифференцированными и противоположно направленными колебательными движениями, в результате которых в пределах Тувинской геосинклинали еще в первой половине алданского века нижнего кембрия обособились две отличные по направленности развития структурно-фациальные зоны, одна из которых — Центрально-Тувинская — отвечала крупному антиклинальному подводному валу, а вторая — Периферическая — окаймляющим этот вал синклинальным прогибам.

2. С момента возникновения упомянутых структурно-фациальных зон и, примерно, до середины ленского века нижнего кембрия различие в направленности развития этих зон продолжало сохраняться. В пределах Периферической зоны по-прежнему происходили вертикальные движения отрицательного знака, тогда как в районах Центрально-Тувинской зоны развитие шло более сложным путем. На фоне общего воздымания подводного вала, в отдельных участках поверхности последнего, происходили движения обратного знака, что привело к осложнению рельефа геосинклинального ложа в этом районе, чему, надо сказать, способствовала еще и вулканическая деятельность, особенно интенсивно проявившаяся в зонах поднятий второго порядка. В результате всего этого, среди открытого морского бассейна местами возникла островная страна. Вся же Центрально-Тувинская структурно-фациальная зона по-прежнему окаймлялась глубоководными синклинальными прогибами.

3. Последний из доступных расшифровке этапов развития каледонской геосинклинали Тувы обнимает отрезок времени от середины (?) ленского века до конца нижнекембрийского периода. Этот интервал

времени развития геосинклинали характеризуется некоторой нивелировкой событий, до сих пор происходивших неодинаково в различных структурно-фациальных зонах. С середины (?) ленского века происходило повсеместное постепенное опускание геосинклинального ложа. Характерно, что с началом этого периода связано затухание, а затем и полное прекращение вулканической деятельности.

Выяснив общую картину тектонического режима геосинклинали, существовавшего во время формирования сложной нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии, можно будет попытаться подойти к решению не менее сложного в условиях древнего вулканизма, но вместе с тем такого важного вопроса, как отношение вулканизма к тектонике.

Решение его прежде всего связано с выяснением типа вулканических извержений и выявлением очагов вулканической деятельности. Выше уже говорилось о том, что господствовавшим типом вулканических извержений являлись подводные трещинные излияния, породившие серии покровов основных эффузивов. Такой тип извержений особенно характерен для синклинальных прогибов Периферической структурно-фациальной зоны Тувы и для ранних этапов вулканической деятельности в пределах Центрально-Тувинской зоны. Однако позднее в районе Центрально-Тувинской зоны, наряду со сравнительно спокойными трещинными излияниями, обнаруживаются факты, свидетельствующие о проявлении бурной экспозиционной деятельности, приводившей к накоплению огромной массы пирокластического материала. Это обстоятельство заставляет предполагать участие в образовании осадочно-вулканогенной серии также и центрального типа извержений. В отдельных районах, как об этом говорилось выше, были обнаружены явные признаки близости расположения вулканических аппаратов центрального типа. Следует отметить, что поиски и изучение последних при дальнейших более детальных исследованиях, несомненно, представят не только общий интерес для изучения процессов древнего вулканизма, но будут иметь и определенное практическое значение, так как известно, что фумарольная деятельность вулканических аппаратов центрального типа нередко образует концентрации ряда ценных полезных ископаемых.

Обращаясь к вопросам пространственного размещения продуктов вулканической деятельности по отношению к вмещающим их структурам и связи между процессом развития вулканической деятельности и историческим ходом эволюции этих структур, следует иметь в виду, что вулканогенные образования, входящие в состав нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии, за небольшим исключением распространены повсеместно. Но если исключить из понятия «вулканогенные образования» толщи, состоящие из переотложенного вулканогенного материала, и учесть объемное содержание эффузивов и сопровождающих их пирокластических пород в различных районах распространения осадочно-вулканогенной серии, то картина распределения вулканогенных пород среди нижнекембрийских отложений Тувы не будет выглядеть такой однообразной. Замечено, например, что мощность лав и продуктов вулканических выбросов значительно нарастает в районах, тяготеющих к зонам глубинных разломов и иных крупных тектонических структур разрывного характера. Кроме того, из изложенного выше материала следует, что районы интенсивной вулканической деятельности в пределах Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны пространственно приурочены также к положительным структурам второго порядка, а в разделяющих их депрессиях эффузивы и их туфы встречаются в заметно меньшем количестве или совсем отсутствуют.

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что вулканические процессы самым тесным образом связаны с тектоникой, и о том, что пространственное размещение продуктов вулканической деятельности определяется главным образом тектонической обстановкой, существовавшей в период проявления вулканической активности. Более тщательный анализ такого рода связей приводит к выводу о приуроченности вулканических очагов к тектонически напряженным линейно-вытянутым зонам, возникающим по границам положительных и отрицательных структур, начиная от разнонаправленно развивавшихся структурно-фациальных зон и до более мелких структур второго и третьего порядка, устанавливающихся в пределах Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны.

Таким образом, система глубинных разломов, проявившихся как внутри, так и по периферии каледонской геосинклинали Тувы в начальные стадии ее развития, оказала решающее влияние на эволюцию вулканической деятельности в нижнем кембрии, определив первые пути проникновения магматических расплавов из подкоровых зон. В дальнейшем, в связи с последующим развитием и усложнением рельефа антиклинальной структуры Центрально-Тувинской зоны, умножалась и усложнялась система тектонических нарушений, закономерно связанных с глубинными разломами, что влекло за собой увеличение площади распространения активной вулканической деятельности.

Анализ геотектонического режима Тувинской геосинклинали в нижнем кембрии со всей очевидностью свидетельствует о том, что расцвет вулканизма, максимум его проявления совпадает с периодом общего воздымания района Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны и, наоборот, с момента обратного движения геосинклинали в этом районе вулканическая деятельность сначала ослабла, а затем полностью прекратилась. Этому положению не противоречит факт наличия мощной серии покровов основных лав кургушибинской свиты, выполняющей сравнительно узкие и глубокие синклиналильные прогибы периферической структурно-фациальной зоны. Дело в том, что корни этих покровов располагаются не в синклиналильных прогибах, а в зонах флексурных перегибов последних, где в силу особой тектонической напряженности (растяжения) в связи с воздыманием подводного вала Центрально-Тувинской зоны и возникают крупные тектонические нарушения, уходящие, вероятно, на значительные глубины. Именно эти разломы служили в свое время подводящими каналами, открывшими доступ основной магме на земную поверхность. Отсюда относительно жидкая и подвижная основная магма распространялась в область синклиналильных прогибов.

Все это позволяет высказать предположение, что вулканическая активность по времени совпадает с периодами положительных по знаку движений в ходе исторического развития геосинклиналильных зон, причем, как видим, это положение относится не только к проявлению более позднего кислого вулканизма, как подчеркивается Ю. А. Кузнецовым (1958), но справедливо в отношении излияния лавяллой основности, в том числе и по отношению массового излияния основных лав, связанного с более ранними этапами развития геосинклиналильных зон.

Нам представляется, что пример Тувы позволяет несколько уточнить существующее общее положение относительно связи между процессом развития вулканической деятельности и ходом начальных этапов развития геосинклиналильных зон. Мы имеем в виду то общепринятое положение, по которому массовое излияние основных лав в геосинкли-

нальных зонах связывается с периодом прогибания земной коры (В. В. Белоусов, 1954; и др.), погружения геосинклинального ложа (Ю. А. Кузнецов, 1958; Ю. А. Билибин, 1955; и др.). Очевидно, эти общие формулировки следует уточнить в том смысле, что вулканическая активность геосинклинальной зоны начинается в то время, когда на фоне общего погружения геосинклинального трога под влиянием разнонаправленных по знаку вертикальных движений поверхность геосинклинального ложа приобретает сложный характер в результате возникновения антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов, по границам которых развиваются разломы, открывающие пути к проникновению магмы на земную поверхность.

В заключение необходимо сказать несколько слов о формационной принадлежности осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия.

По месту и времени формирования пород серии, происходившего на ранних этапах исторического развития каледонской геосинклинали Тувы, исследованная ассоциация горных пород может быть параллелизована со спилитово-кератофировой вулканической формацией. Этому не противоречат и условия вулканической деятельности, происходившей на большей части территории области в подводной обстановке, а также тип вулканизма. Однако анализ вещественного состава вулканогенных образований свидетельствует о том, что проводить прямую аналогию между нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серией Тувы и ассоциацией пород, объединяемых в спилито-кератофировую вулканическую формацию, было бы неверно.

Напомним, что типичные спилиты среди нижнекембрийских эффузивов Тувы встречаются очень редко. Петрохимические особенности нижнекембрийских вулканогенных пород Тувы мало чем отличаются от средних типов эффузивных пород, характеризующих щелочноземельную ассоциацию горных пород. Выявленные незначительные отклонения, как это было показано выше, свидетельствуют о несколько уменьшенном содержании щелочей и, наоборот, повышенном количестве полевошпатовой извести по сравнению с типичными представителями щелочноземельной ассоциации. Таким образом, разница в химическом составе между основными нижнекембрийскими эффузивами Тувы и спилитами еще более велики, чем между последними и средним типом диабазов, по Дели. Степень же альбитизации нижнекембрийских диабазов Тувы примерно в два раза ниже, чем в спилитах. Все это говорит о существенной разнице состава нижнекембрийских вулканогенных образований Тувы по сравнению с составом пород типичной спилито-кератофировой вулканогенной формации. Поэтому, чтобы избежать противоречия, мы рассматриваем нижнекембрийскую осадочно-вулканогенную серию Тувы не как аналог, а как эквивалент спилито-кератофировой формации, понимая под словом эквивалент «предмет, соответствующий в каком-либо отношении другому» (БСЭ, т. 48). В данном случае сравниваемые естественные ассоциации горных пород соответствуют друг другу по времени и месту формирования в процессе исторического развития геосинклинали.

Если же учитывать только особенности вещественного состава пород, то нижнекембрийские отложения Тувы, формировавшиеся в условиях геосинклинальных прогибов (куртушибинская свита), следует выделять под названием диабазовой формации или формации спилитизированных диабазов, подчеркивая тем самым типичный щелочноземельный состав входящих в нее основных по составу пород. Вулканогенные же отложения таннуольской свиты, формировавшиеся в иной тектонической обстановке, рассматривать как аналоги андезитовой формации.

РОЛЬ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В МЕТАЛЛОГЕНИИ ТУВЫ

Исследование нижекембрийского вулканизма Тувы было бы неполным, если хотя бы кратко не осветить ту роль, которую сыграла вулканическая деятельность нижнего палеозоя в металлогении области.

При характеристике вещественного состава осадочно-вулканогенной серии было обращено внимание на то, что с отдельными типами пород этой серии пространственно и, как увидим ниже, генетически или парагенетически связаны проявления колчеданного, полиметаллического, медного и железного оруденений. Ниже мы остановимся на этом вопросе несколько подробнее с тем, чтобы на конкретных примерах показать генетическую связь упомянутых выше типов оруденения с вулканической деятельностью и наметить закономерности пространственного размещения оруденения.

Говоря о значении нижекембрийского вулканизма в металлогении области, следует прежде всего остановиться на колчеданном и полиметаллическом оруденении, поскольку из всего комплекса полезных ископаемых, связанных с древней вулканической деятельностью, именно это оруденение представляет в настоящее время, по-видимому, наибольший интерес.

Колчеданно-полиметаллические месторождения были обнаружены на территории Восточной Тувы. Одно из них в последнее время достаточно подробно изучалось Б. И. Берманом.

По его данным, характеристика месторождения представляется в следующем виде.

Рудные тела месторождения залегают среди пород осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия, которая представлена в данном районе существенно вулканогенными образованиями — покровами пироксеновых, андезиновых, нередко миндалекаменных порфиритов и туфов. В верхней части разреза нижекембрийских отложений среди эффузивов и их пирокластических производных появляются горизонты осадочных пород и в том числе известняки. Заметную роль в составе нижекембрийских отложений района месторождения играют субэффузивные тела, представленные дайками и силлами альбитофиров, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов и микродиабазов.

Структурная позиция месторождения определяется пространственной приуроченностью рудных тел к стыку двух региональных разрывных структур, прослеживаемых на участке месторождения в поле распространения нижнего кембрия. Ряд признаков свидетельствует о глубоком заложении этих разрывных структур и длительном периоде их развития. Есть основания считать, что в ранние этапы их развития они служили путями проникновения магмы из подкоровых зон, питавшей кембрийские вулканы. В последующем по этим разломам неоднократно происходили тектонические движения, продолжавшиеся и до недавнего времени. В частности, с тектоническими движениями вдоль отмеченных зон связано формирование хребтов Тумат-Тайга и Оттуг-Тайга.

Метасоматические, линзообразные по форме, рудные залежи приурочены к контактам пород различной компетентности — альбитофиров, кварцитов и рассланцованных туфов. На современном эрозионном срезе некоторые рудные тела обнаруживают отчетливо выраженную горизонтальную зональность. Центральная часть рудных залежей обычно сла-

гаются сплошными пиритовыми рудами, а висячий и лежащий бока рудных тел — сплошными и вкрапленными полиметаллическими рудами. Промежуточные между ними зоны представлены медно-цинковыми рудами. Однако с глубиной серноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические руды разобщаются, слагая морфологически обособленные тела. Последнее обстоятельство с учетом взаимоотношений между рудообразующими минералами свидетельствует о разновозрастности различных типов руд, формировавшихся в процессе многократного приоткрывания контактов рудных тел. Наиболее ранними по времени образования являются серноколчеданные руды; от медно-цинкового оруденения, на которое позднее накладывается полиметаллическое оруденение, они отделены значительным перерывом, фиксирующимся по интенсивному катаклазу и окварцеванию пиритовых руд.

Наблюдения показывают, что массивные неметаморфизованные руды содержат включения рассланцованных туфов. Это обстоятельство, наряду с широким распространением среди руд унаследованных сланцеватых текстур, свидетельствуют о том, что отложение руд, особенно медно-цинковых и полиметаллических, происходило путем замещения рассланцованных вулканогенных пород. Вместе с тем, ряд фактов говорит о том, что разрыв во времени между формированием руд и вулканогенных пород был невелик. В подтверждение сказанного отметим следующие фактические данные. Определенно установлено, что колчеданное и полиметаллическое оруденение ассоциирует только с вулканогенными породами нижней части разреза нижнего кембрия. В породах верхней, существенно осадочной, части разреза оруденение не обнаружено. Не установлены там и характерные широко распространенные на участках оруденения гидротермально измененные породы, сопровождающие рудные тела. Эти наблюдения относятся не только к району данного месторождения, но и всей отмеченной выше рудной зоне колчеданного и полиметаллического оруденения, которая выявлена в настоящее время в Восточной Туве. К этому следует добавить, что проведенная в районе месторождения металлотрическая съемка не зафиксировала ни одной аномалии по свинцу, цинку и меди в пределах распространения верхней, существенно терригенной части разреза нижнего кембрия. Наконец, нельзя не отметить, что среди туфов авгитовых порфиритов и залегающих стратиграфически выше их пород «порфиритовой» пачки нижнего кембрия (по Б. И. Берман) обнаружены обломки сплошных серноколчеданных руд. Все сказанное достаточно убедительно свидетельствует о том, что рудообразованию предшествовала седиментация существенно осадочных отложений верхней части разреза нижнего кембрия. Наличие на месторождении секущих рудных тел субэффузивных тел альбитофиров и порфиритов, аналогичных по составу эффузивным породам, говорит о том, что рудные залежи месторождения возникли еще до затухания нижнекембрийской вулканической деятельности.

В свете изложенных выше фактов существующие представления о связи серноколчеданного оруденения с интрузиями (О. Д. Онтоев) следует считать ошибочными, тем более, что все известные в районе месторождения интрузии имеют более молодой (посленижекембрийский) возраст.

Таким образом, приходим к выводу о генетической связи колчеданного оруденения с тем магматическим очагом, который явился источником вулканогенных пород нижнего кембрия. Что же касается генетической связи полиметаллического оруденения с кембрийской вулканической активностью, то и она представляется несомненной, хотя доказательства этой связи пока основываются на косвенных данных.

Следует иметь в виду, что серноколчеданное и полиметаллическое оруденение подобного типа не ограничивается одним отмеченным выше месторождением. Работами последних лет в Восточной Туве установлена целая достаточно протяженная зона, в пределах которой обнаружен ряд месторождений и рудопроявлений колчеданного и полиметаллического оруденения. Это обстоятельство имеет большое практическое значение, так как существенно поднимает роль кембрийского вулканизма в металлогении не только Тувы, но и всей Алтае-Саянской области и расширяет перспективы поисков новых месторождений подобного типа.

Медное оруденение, связанное с нижнекембрийскими отложениями осадочно-вулканогенной серии в Туве, пока достоверно представлено одним генетическим типом прожилково-вкрапленных месторождений самородной меди.

До наших исследований в Туве было известно одно Соор-Саирское месторождение, расположенное на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола в водораздельной части нижнего течения рек Улуг-Серлиг и Деспен. В процессе изучения осадочно-вулканогенной серии аналогичное оруденение было обнаружено нами в покровах андезиновых порфиров в долине рч. Тытыг-Хем и Кара-Холь-Ежу. Можно не сомневаться, что постановка специальных поисковых работ приведет к открытию новых объектов, так как до сих пор осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия сами по себе не привлекали внимания геологов-поисковиков. Для выяснения генезиса месторождений подобного типа приведем краткое описание месторождения Соор-Саир.

По данным изучавшего это месторождение Я. С. Зубрилина, дополненным нашими наблюдениями, геологическая обстановка на месторождении представляется в следующем виде. Район месторождения сложен породами таннуольской свиты осадочно-эффузивной серии, которые на севере, далеко за пределами рудного поля, прорваны Кызыл-Дагским массивом розового среднезернистого биотитового гранита. На площади в 30 км^2 зарегистрировано около 50 рудных тел. Последние представлены обычно узкими линзами или неправильными в плане гнездами оруденелых эпидотизированных миндалекаменных андезиновых порфиров и эпидозитов, содержащих, кроме мелкой неравномерной вкрапленности самородной меди, маломощные (до 10 см) медьсодержащие эпидото-кварцевые, реже карбонатно-кварцевые и пренито-кварцевые жилки. Площади оруденелых эпидотизированных порфиров и эпидозитов колеблются от 5 до 200 м^2 . Вещественный состав руд прост и однообразен. Рудные минералы представлены главным образом неправильными по форме, большей частью мелкими (доли мм) зернами самородной меди, иногда частично или полностью замещенными купритом, азуритом и малахитом. Чаще всего самородная медь ассоциирует с агрегатом зерен эпидота, альбита, кальцита, пренита и цеолитов, нередко выполняя миндалины иногда в совершенно свежих, не затронутых эпидотизацией, андезиновых порфиридах. Спектральные анализы руд устанавливают в них повышенное содержание серебра, галлия, стронция и ванадия. Оруденение крайне неравномерное. Наиболее богатые штучные пробы содержат до 2,2% меди. Интересно отметить, что все эффузивы, обнажающиеся в районе месторождения, содержат повышенное количество меди, которое достигает 0,01%.

Наличие самородной меди в миндалинах совершенно не измененных андезиновых порфиров, наряду с общей зараженностью эффузивов района медью и рядом других факторов, отмеченных при характеристике месторождения, заставляют исключить предположение Я. С. Зубрилина о генетической связи данного месторождения с Кызыл-Дагской

гранитной интрузией. Следует иметь в виду, что все без исключения рудные тела месторождения располагаются на значительном удалении от контакта с гранитами, далеко выходя за пределы экзоконтактового ореола гипабиссальной Кызыл-Дагской интрузии.

Очевидно, Соор-Саирское месторождение, как и ряд других аналогичных по типу рудопроявлений самородной меди в Туве, относятся к типу эпигенетических низкотемпературных месторождений, аналогичных Мичиганским месторождениям района Верхнего озера США. Источником меди служили в данном случае сами лавы, которые, как отмечалось, содержат повышенный кларк ее. По аналогии с районом Верхнего озера можно предположить, что присутствующая в эффузивах в рассеянном состоянии медь находится большей частью в самородном виде. Такая форма нахождения меди объясняется быстрой потерей летучих (в том числе и серы) в процессе извержений магмы и кристаллизации лавы в обстановке малых давлений. Дальнейшая миграция меди, обусловившая ее концентрации, как полагает Н. R. Cogwall (1956), обязана последующей циркуляции хлоридных растворов, которые значительно лучше растворяют медь, нежели сульфидные растворы. Это подтверждается, в частности, высоким содержанием хлоридов в рудничных водах мичиганских месторождений. Осаждение самородной меди из медно-хлоридных растворов происходит при температурах в 200—250° С. Таким образом, именно самородное состояние меди является наилучшим аргументом в пользу того, что ее источником являются сами лавы, а не интрузивные массивы, с которыми, как показывают статистические данные, ассоциирует не самородная, а сульфидная медь.

Следует иметь в виду, что подобного же типа месторождения самородной меди, генетически связанные с вулканогенными отложениями нижнего кембрия, известны не только в Туве, но и в других районах Алтае-Саянской области. Мы имеем в виду группу месторождений самородной меди в Тайметском районе Горной Шории. В числе их имеются месторождения значительно более крупного масштаба, чем охарактеризованное выше Соор-Саирское месторождение. Так же, как и последнее, медные месторождения Тайметского района залегают среди вулканогенных пород нижнего кембрия, объединенных там в кайбынскую свиту, которую можно параллелизовать с таннуольской свитой осадочно-вулканогенной серией Тувы.

При характеристике месторождений самородной меди обращает на себя внимание одна деталь, имеющая немаловажное значение при поисках месторождений самородной меди в вулканогенных толщах, которая отчетливо выступает при анализе геологической обстановки района месторождений данного типа как в Туве, так и в Горной Шории. Имеется в виду то обстоятельство, что месторождения самородной меди в указанных районах располагаются вблизи вулканических аппаратов центрального типа. Признаки наличия последних в Туве, в районе месторождения Соор-Саир, отмечались при характеристике строения разреза таннуольской свиты по долине рч. Деспен. То же самое имеет место и в районе Тайметских медных месторождений. Изучавшие их А. А. Бабин и Н. П. Деятеликов указывают, что при детальном геологическом картировании участка месторождения горы Кайбын, они наблюдали дугобразно изгибающиеся по простиранию потоки порфиритов, мощность которых заметно уменьшается по направлению падения последних. Кроме того, в районе широко распространены лавобрекчии, содержащие сбломки чуждых им пород, захваченных при излиянии лавы из жерла вулканов. Все это нельзя рассматривать иначе, как признаки древних вулканических аппаратов центрального типа.

Таким образом, можно полагать, что одним из благоприятных критериев при поисках эпигенетических месторождений самородной меди в вулканогенных толщах нижнего кембрия является наличие аппаратов центрального типа. Другим важным поисковым критерием служит повышенный кларк меди в эффузивах, что нетрудно обнаружить при производстве металлотрических съемок.

Железооруднение, связанное с нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серией на территории Тувы, представлено двумя генетическими типами: 1) ископаемыми прибрежными магнетитовыми россыпями и 2) рудопроявлениями эффузивно-осадочного происхождения.

К первому генетическому типу относится железооруднение, обнаруженное нами у подножья гор на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола примерно в 1,5 км восточнее выхода из гор рч. Холь-Ежу. Среди мелкосопочника, сложенного породами таннуольской свиты осадочно-вулканогенного нижнего кембрия, включающей рифы известняков, установлен пласт магнетитовых песчаников мощностью в 6 м, прослеживающийся по азимуту в 20° вдоль окраины известнякового рифа. Пласт руды, падающий на юго-восток под углом в 70° , перекрыт горизонтом бурого агломератного туфа. По простиранию магнетитовые песчаники были прослежены по естественным выходам на 25 м, после чего, не меняя мощности, оба фланга пласта скрылись под наносами современных рыхлых отложений. Руда на вскрытом участке пласта однородна. Она обладает тонко- и равномернозернистым строением. Размеры зерен составляют 0,1—0,2 мм. При микроскопическом исследовании установлено, что руда представляет собой прекрасно отсортированный равномернозернистый песчаник, состоящий из хорошо окатанных зерен преобладающего рудного минерала и подчиненных ему зерен эпидота, кварца, обломочков порфиринов, реже циркона и апатита. Размеры зерен песчаника составляют 0,1—0,2 мм. Отдельные зерна рудного песчаника тесно соприкасаются друг с другом, обуславливая псаммитовую структуру с поровым цементом. Небольшое количество последнего, располагающегося в межзерновом пространстве, представлено тонко дисперсным агрегатом эпидота и лейкоксена, загрязненного бурыми гидроокислами железа (см. рис. 9).

Изучение рудных составных частей песчаника в отраженном свете установило, что большая часть рудного материала представлена интенсивно мартитизированными зернами титанистого магнетита. Замещение последнего гематитом происходит с образованием характерных решетчатых структур. Изредка встречаются пластинчатые по форме (в шлифе удлиненные) зерна первично магматического гематита. Химический анализ руды, выполненный в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СО АН СССР аналитиком О. Баберковой, показал, что руда содержит 38,9% общего железа и в том числе 34,9% Fe_2O_3 . Кроме железа, в ней присутствует 6,55% окиси титана, 0,28% фосфора, 0,08% серы и 35,78% кремнезема. Спектральными анализами выявлено присутствие в рудах никеля, кобальта, меди, свинца и галлия в тысячных долях процента, а также десятки доли процента ванадия, цинка и хрома.

Общий анализ материала, характеризующего вулканическую деятельность в нижнем кембрии в районе хребта Восточный Танну-Ола, свидетельствует о том, что вулканическая активность происходила в этом районе в субазральной обстановке, в условиях островной страны. Геологическая позиция месторождения и характер руд не оставляют сомнения в том, что в данном случае мы встречаемся с примером до сих пор неизвестного в пределах Алтае-Саянской области типа осадочного

железооруденения, возникшего на берегу острова в результате абразии слагающих остров вулканогенных пород. Наличие морских магнетитовых песков в прибрежной полосе вулканического острова позволяет сделать заключение, что рудные компоненты ископаемой россыпи (мартитизированный титанистый магнетит и гематит) не испытывали длительной транспортировки. Прекрасная окатанность материала и сортировка его по удельному весу обязаны процессам гравитационной гидродинамической сортировки, происходившей под действием морских волн и приливов.

Промышленная ценность охарактеризованного железооруденения на данной стадии его изученности остается невыясненной, но сам факт наличия среди пород нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ ископаемых прибрежных магнетитовых россыпей должен привлечь внимание геологов, так как не исключена возможность обнаружения как более крупных по масштабам концентраций магнетитовых песчаников с более высоким содержанием железа и титана, так и аналогичных по типу ископаемых россыпей, в которых могут быть обнаружены промышленные содержания таких ценных полезных ископаемых, как рутил и циркон — минералов, входящих в состав кембрийских вулканогенных пород.

Высказанный выше вывод относительно возможности обнаружения новых районов ископаемых прибрежно-морских россыпей основывается на известных фактах широкого проявления в кембрийский период энергичной вулканической деятельности, охватившей всю территорию Алтае-Саянской области и происходившей примерно в одинаковой фациальной обстановке. Конечно, поиски ископаемых россыпей должны быть сконцентрированы в тех структурно-фациальных зонах кембрийской геосинклинали Алтае-Саянской области, которые характеризуют участки подводных поднятий геосинклиналиюлежного ложа.

Второй генетический тип железооруденения представлен Карабельдырским месторождением железистых кварцитов, выявленным С. В. Потаповым при геологическом картировании Восточной Тувы.

Месторождение расположено в верховьях рч. Малый Кара-Бельдыр (левый приток р. Чинге), в 3,2 км к северо-востоку от прииска Кара-Бельдыр. Полосчатые железистые кварциты образуют пласт, согласно залегающий среди осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия. Рудный пласт мощностью в 6—7 м простирается в северо-восточном направлении и имеет северо-западное падение под углом в 45°. Подошва и кровля пласта сложены крепкими тонкослоистыми алевrolитами, аргиллитами и туфопесчаниками. По простирацию пласт железистых кварцитов прослежен на расстоянии около 1 км. На северо-востоке он оборван небольшим массивом габбро-диоритов, а на юго-западе — тектоническим нарушением, по которому контактирует с кварцевыми диоритами Таннуольского интрузивного комплекса. На юго-западе района, по правому склону р. Кара-Бельдыр по направлению простираения рудного пласта, железистые кварциты вместе с вмещающими их породами встречены в виде ксенолита среди кварцевых диоритов. Этот факт свидетельствует о том, что пласт железистых кварцитов имел большую протяженность, но впоследствии был ассимилирован интрузией Таннуольского комплекса. Расчлененным рельефом местности рудный пласт вскрыт на глубину 200 м.

Железистые кварциты характеризуются четкой полосчатой текстурой, обусловленной ритмичным чередованием тонких (от 1 до 10 мм) то более, то менее темноокрашенных полосок с различным содержанием в них магнетита. Массивные разности руд встречаются редко. Главным

рудным минералом является магнетит, образующий мелкие (около 0,1 мм) октаэдрические кристаллы. В промежутках между кристаллами магнетита располагаются скопления и зерна кварца, бледно-зеленого актинолита, хлоритизированного биотита и хлорита. Среднее содержание железа по двум штуфным пробам при пересчете на Fe_2O_3 составляет 63,76%, кремнезема — 33,06%, серы — 0,04%, фосфора — 0,62%. Данные химического анализа свидетельствуют о высоком качестве руд.

Надо заметить, что охарактеризованное железорудное месторождение эффузивно-осадочного генезиса теперь уже не является единственным примером железоруднения, генетически связанного с нижнекембрийской вулканической деятельностью. Бедные по содержанию железа кремнистые руды, залегающие среди нижнекембрийских осадочно-вулканогенных пород известны, например, на левом склоне долины р. Каптагай (бассейн р. Тарбагатай), против устья р. Саргат. Имеются сведения также о наличии пласта железистых кварцитов среди осадочно-вулканогенной толщи нижнего кембрия, обнажающейся в междуречьях Каа-Хем — Кзыл-Хем. Более того, аналогичное по генезису железоруднение было обнаружено в последнее время А. Ф. Белоусовым в восточной части Горного Алтая. Там руднение приурочено к нижней части разреза, каимской свиты низов среднего кембрия, сопоставляемой нами с тануольской свитой нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии Тувы.

Выявленные при геологическом картировании участки железоруднения эффузивно-осадочного генезиса позволяют надеяться, что месторождения железных руд данного генетического типа при организации специальных исследовательских работ будут значительно умножены и среди них обнаружатся кондиционные железные руды. Основанием для таких оптимистических выводов служат, во-первых, широкое площадное распространение пород нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии и, во-вторых — весьма слабая ее опискованность.

Из приведенной характеристики полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с нижнекембрийским вулканизмом, становится ясным значение последнего в общей металлогении Тувы. Уже сейчас можно говорить, что активная вулканическая деятельность в начале развития каледонской геосинклинали явилась причиной формирования различных по типу месторождений меди, железа, серноколчеданных руд и, вероятно, полиметаллов. Учитывая еще недостаточную изученность сложной осадочно-вулканогенной серии в металлогеническом отношении, есть все основания надеяться, что дальнейшие специальные исследования расширят как ассортимент полезных ископаемых, порожденных вулканической деятельностью в нижнем кембрии, так и масштабы их месторождений.

Глава VII

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ТУВЫ С ДРУГИМИ РАЙОНАМИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Как показывает анализ состава и строения кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Салаира и Горного Алтая, во всех этих районах в период нижнего и отчасти среднего кембрия существовал типичный геосинклинальный режим, характеризовавшийся энергичной вулканической деятельностью. Осадочно-вулканогенные серии

кембрийского возраста в перечисленных выше районах Алтае-Саянской области изучены значительной слабее, чем в Туве, и поэтому отдельные детали характера вулканической деятельности в этих районах остаются пока невыясненными. Тем не менее определенное общее сходство в строении и составе кембрийских отложений Тувы и других районов Алтае-Саянской области даже при данной степени изученности их велико и это приводит к выводу, что основные факторы, которые определили особенности формирования кембрийских осадочно-вулканогенных серий на всей территории Алтае-Саянской области, были весьма близкими между собой, если не одними и теми же.

Для того, чтобы убедиться в этом, ниже кратко излагаем фактические данные по отдельным районам Алтае-Саянской области.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Кузнецкий Алатау и его южное продолжение, известное под названием Горная Шория, так же, как и Тува, являются древнейшим геотектоническим районом Алтае-Саянской складчатой области. Геосинклинальный этап развития Кузнецкого Алатау был завершен на границе кембрия и ордовика во время салаирского тектогенеза. Исторический ход развития Кузнецкого Алатау, отличный от развития других районов Алтае-Саянской области, нашел отражение в особенности его геологического строения. Характерной чертой последнего является широкое распространение древнейших толщ салаирского фундамента, представленных докембрийскими образованиями. В центральной части Кузнецкого Алатау прослеживается меридионально-ориентированный горстовый выступ Томского массива, сложенный гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами предполагаемого архея. На севере Томский массив погружается под существенно карбонатные толщи синия. Последние широко распространены также к востоку, юго-востоку и югу от древнего ядра Алатау. Над карбонатными и карбонатно-кремнистыми толщами синия лежат наиболее молодые из докембрийских образований — вулканогенные — свиты, породы которых претерпели глубокие зеленокаменные изменения.

Кембрийские отложения занимают сравнительно ограниченные площади. Ими слагаются относительно узкие субмеридионально ориентированные прогибы допалеозойского фундамента, прослеживающиеся вдоль западной и восточной границ Томского массива. На севере, в области погружения древнейших толщ, кембрийские отложения распространены значительно шире, чем в центральной и южной частях Кузнецкого Алатау.

Так же, как и в Туве, среди нижнекембрийских отложений Кузнецкого Алатау могут быть выделены два осадочно-вулканогенных комплекса пород, различных по условиям их образования, которые возможно сопоставить с куртушибинской и таннуольской свитами осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия Тувы. С куртушибинской свитой последней можно сопоставить осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия, выполняющие западный (Ташелгинско-Кондомский) и восточный (Усино-Ортонский) синклинали прогибы протерозойского фундамента, обрамляющие древнее ядро Кузнецкого Алатау.

В пределах этих прогибов распространены существенно вулканогенные образования, состоящие из покровов основных лав, чередующихся с горизонтами пирокластических пород и осадочными морскими отложениями. Характерной особенностью их является глубокое зеленокамен-

ные перерождение. Местами в локальных зонах динамометаморфизма характеризующие отложения превращены в порфиритоиды и хлоритовые, и серицито-хлоритовые сланцы. Среди эффузивов преобладают разности состава диабазовых и авгитовых порфиритов, значительно реже встречаются более кислые разности типа кератофинов. Эти отложения были описаны под названием кондомской, мунжинской и других свит К. В. Радугиным, В. К. Моничем (1945), А. Л. Додиным (1948) и другими.

Осадочно-вулканогенные отложения, аналогичные таннуольской свите нижнекембрийской серии Тувы, наиболее широко распространены в северной и северо-западных частях Кузнецкого Алатау, где они изучались В. К. Моничем (1937) и В. А. Кузнецовым (1940). Эти отложения представлены там существенно вулканогенными породами, главным образом диагенетизированными бурями и лиловыми андезиновыми порфиритами, реже диабазовыми порфиритами и, сопровождающими покровы эффузивов, горизонтами агломератных туфов и туфобрекчий. В составе осадочной части разреза типичны линзы рифогенных известняков, а также пестроцветные песчаники, граувакки и мергели. Среди известняков обильна археоциатова фауна, характерная для камешковского и саштыкгольского комплексов нижнего кембрия.

Аналогичные осадочно-вулканогенные образования прослеживаются узкой полосой вдоль западной окраины Кузнецкого Алатау до Тельбеского района Горной Шории, где эти отложения распространены на значительной площади. Среди их принципиально ничем не отличается от синхронных образований, развитых в северной части Алатау. По данным В. С. Батурина (1936), В. М. Кляровского (1952) и др., это — существенно вулканогенная толща, состоящая главным образом из покровов эффузивов средней основности с отклонением как в ту, так и в другую сторону. Покровы эффузивов, формировавшиеся частично в подводных, частично в наземных условиях островной страны, чередуются с пирокластическими и осадочными морскими отложениями небольших глубин. По-видимому, аналогом этих отложений следует считать выделенную А. Л. Додиным (1948) в центральной части Кузнецкого Алатау топханскую свиту, в составе которой широким распространением пользуются покровы диагенетизированных плагиоклазовых, авгитовых и диабазовых порфиритов. Наконец, близкими по характеру разреза и возрасту образованиями являются породы кайбынской свиты Горной Шории с отдельными покровами порфиритов, с которой, как известно, связаны месторождения самородной меди Тайметского района. По данным А. Л. Додина, а также А. А. Бабина и Н. П. Деятелиной, не менее трех четвертей объема разреза кайбынской свиты сложено эффузивами, среди которых преобладают фиолетовые и лиловые миндалекаменные андезиновые порфириты. Реже встречаются диабазовые и авгитовые порфириты и лавобрекчий. В остальной части разреза господствуют пирокластические образования и в том числе агломератные и литокластические туфы и туфобрекчий. Изредка встречаются горизонты туфосланцев и туфопесчаников.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау аналогом куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии Тувы, по-видимому, следует считать выделенную В. М. Ярошевичем (1957) сыйскую серию, расчленяемую им на две свиты — коммунаровскую мощностью более 3 км, отвечающую по возрасту нижней части нижнего отдела кембрия, и перекрывающую ее несколько менее мощную тюримскую свиту. Обе свиты сложены диабазами, диабазовыми порфиритами, реже кислыми эффузивами и пирокластическими производными с подчиненным количеством горизонтов морских осадков. Во второй свите, по-видимому, в связи с

некоторым обмелением бассейна встречаются прослои и пачки серых известняков. Интересно отметить, что на отложениях тюремской свиты согласно, без следов перемыва залегает вулканогенно-известняково-доломитовая свита, которая, судя по заключенной в ней фауне среднекембрийских трилобитов *Kooteniella edelsteini* Lerm., *K. cf. sladkovskii* (Schm.), *Erbia granulosa* Lerm., *Er. sibirica* Lerm., *Chondranomocarae* sp. и др. (определения Н. В. Покровской, Л. Н. Репиной и В. М. Ярошевича), датируется В. М. Ярошевичем как самые верха нижнего и низа среднего кембрия. Все эти свиты, по определению В. М. Ярошевича, формировались в условиях Ююсского синклинального прогиба на ранних этапах развития каледонской геосинклинали Кузнецкого Алатау.

Примерно синхронные по возрасту образования, но формировавшиеся в условиях антиклинальных поднятий (район Батеневского кряжа и хребта Азыр-Тал) представлены в этом районе следующей снизу вверх серией свит: а) енисейской (мартюхинской) свитой, сложенной серыми и темноокрашенными известняками с пачками доломитов и кремнистых пород кембро-протерозоя; б) сложной по строению большеербинской вулканогенно-известняковой свитой, для которой типичен существенно известняковый состав, широкое развитие археоциатов-эпифитоновых известняков, а также вулканогенных образований, представленных главным образом покровами авгитовых порфиритов, их туфами и туфобрекчиями. Эта часть разреза нижнего кембрия охарактеризована фауной археоциат верхов алданского и нижней половины ленского яруса нижнего кембрия и санаштыкгольскими трилобитами, благодаря чему период отложения пород свиты определяется в интервале с конца алданского до верхов ленского веков нижнего кембрия. Мощность свиты около 2 км; в) карасугской свитой, состоящей из известняковых горизонтов, доломитов и кислых пирокластических образований. Основание свиты слагают обручевский горизонт с фауной археоциат: *Erbocyathus obrutchevi* (Vologd.), *Erb. heterovalium* (Vologd.), *Erb. krasnopeevae* Jarosch, sp. nov., *Ethmophyllum cf. ratum* (Vologd.) и др.

Таким образом, даже из этой краткой характеристики кембрийских отложений Кузнецкого Алатау отчетливо выступают два типа разрезов, свойственных как синклинальным прогибам, так и антиклинальным поднятиям геосинклинального ложа. Первый из них характеризуется преобладанием вулканогенных пород, которые чередуются с горизонтами морских осадочных пород. Второй тип разреза отличается господством карбонатных пород. Тот же по составу профиль разрезов характеризует и фации антиклинальных поднятий. Однако вулканогенные образования здесь отличаются специфическими признаками, свидетельствующими об излиянии лав в субаэральной обстановке, а карбонатные породы (существенно биогенные известняки) формировались в условиях мелководного морского бассейна.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Горный массив Западного Саяна непосредственно примыкает к северо-западным границам Тувы. Юго-восточная часть его заходит за административные границы Тувинской области, захватывая прилегающие ее районы. Западный Саян, являясь частью единой Алтае-Саянской складчатой области, вместе с тем выделяется в виде самостоятельной структуры, геосинклинальный этап развития которой был завершён в таконскую эпоху тектогенеза (В. А. Кузнецов, 1954).

Тектоническая структура Западного Саяна представляется в виде крупного асимметричного синклинория, осложненного в северном крыле

Джебашским горст-антиклинальным поднятием. С севера и юго-востока Западно-Саянский синклиниорий ограничен глубинными разломами, отделяющими его от более древних по времени консолидации (салаирских) складчато-глыбовых структур, слагающих фундамент среднепалеозойских прогибов современной Минусинской и Тувинской котловин.

Синклиналиная структура Западного Саяна отчетливо подчеркивается узкой каемкой кембрийских отложений, распространенных по периферии таконской складчатой зоны. Полоса кембрийских пород, прослеживаемая вдоль северного фаса Западного Саяна, в структурном отношении представляет собой несколько приподнятое северное крыло антиклинали, осложняющей синклиналиную структуру региона. С северной стороны эта полоса кембрия ограничена мощным тектоническим нарушением, представляющим собой современное проявление Северо-Саянского глубинного разлома. Вдоль него кембрийские отложения сопря-

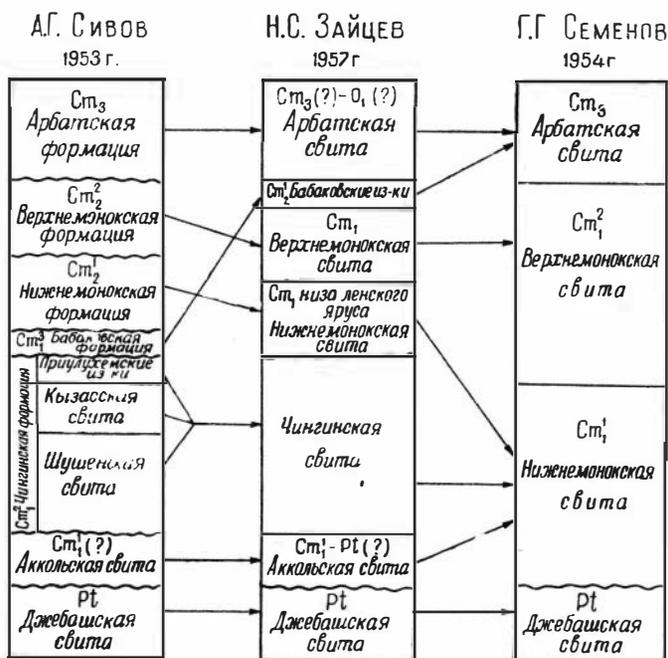


Рис. 14. Сопоставление стратиграфических схем кембрийских отложений Западного Саяна по данным различных исследователей.

гаются со средне- и верхнепалеозойскими отложениями Минусинской котловины. С южной стороны по крупному региональному разлому они граничат с Джебашским горст-антиклинальным выступом, сложенным метаморфическими породами протерозоя. На юго-востоке Западного Саяна, в районе Куртушибинского хребта, кембрийские отложения слагают горст-антиклиналь, которая на крайнем северо-востоке складчатой зоны через сложную систему дазъюнктивных нарушений сопрягается с полосой кембрийских отложений, распространенной по северному склону Западного Саяна. Кроме того, узкий грабен, выполненный кембрийскими отложениями, расположен в средней части Джебашского горст-антиклинального выступа протерозоя.

Вопросы стратиграфии кембрийских отложений Западного Саяна до сих пор не согласованы и являются предметом оживленной дискуссии. Различные точки зрения отдельных исследователей на стратиграфию кембрийских отложений Западного Саяна показаны на рис. 14.

Не вдаваясь в обсуждение стратиграфических схем кембрия в целом, обратим внимание на ту часть его разреза, которая по времени образования синхронна осадочно-вулканогенной серии Тувы. Прежде всего следует отметить, что выделенную А. Г. Сивовым (1953) аккольскую формацию (по Н. С. Зайцеву — свиту), состоящую из метаморфических сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков, следует отнести к верхнему протерозою. На это обстоятельство, правда, в неопределенной форме, указывал Н. С. Зайцев. Более уверенно о протерозойском возрасте аккольской свиты пишет Ю. М. Шейнманн (1958), который основывает свои соображения на материале геологов ВАКТа. Таким образом, низы кембрия Западного Саяна представлены отложениями чингинской свиты, которая является полным аналогом куртушибинской свиты нижнего кембрия Тувы. Разрез ее из района Куртушибинского хребта (юго-восточный склон Западного Саяна) был описан выше при характеристике одноименной свиты осадочно-вулканогенной серии Тувы. На северном склоне Западного Саяна состав и строение чингинской свиты в общем сохраняется таким же, как и на юго-восточном склоне. Отметим лишь, что по данным А. Г. Сивова (1953), на северном склоне увеличивается мощность свиты, которая достигает там 6 км.

Стратиграфически более высокие члены нижнекембрийских отложений, по Н. С. Зайцеву, представлены монокской свитой, которую он разделяет на две подсвиты; нижнюю — существенно вулканогенную, формировавшуюся в первой половине ленского века, и верхнюю, сложенную главным образом терригенными отложениями, содержащими фауну санаштыгольского горизонта. Местами подсвиты разделены несогласием, местами же залегают согласно. Состав и строение нижней подсвиты монокской свиты аналогичен отложениям охарактеризованной выше таннуольской свиты нижнекембрийской серии Тувы. Так же, как и в Туве, существенно вулканогенные отложения нижней подсвиты содержат в своем составе многочисленные покровы спилитизированных диабазов, диабазовых, авгитовых и андезитовых порфиритов, кератофилов и кварцевых и бескварцевых альбитофилов, которые чередуются с сопровождающими их горизонтами туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Подчиненное значение имеют рифогенные известняки, содержащие фауну трилобитов и археоциат, отвечающую низам ленского яруса.

Верхняя подсвита, как отмечалось, характеризуется в основном терригенными породами — конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и песчаниками, кремнисто-туфовыми сланцами, подчиненными покровам эффузивов, и рифогенными известняками с обильной археоциатовой и трилобитовой нижнекембрийской фауной, среди которой особенно характерными формами являются: *Chakasskia minussiensis* Polt., *Ynonyina quadratica* Polt., *Bonnia* sp., *Sanaschtycgolia* sp., *Roudocephalus mirandus* Pokr. (M. S.), *Paleoffossus zaizevi* Pokr. (M. S.), *Poliellina lermontovae* Polet., *Schivelicus* sp., *Binodaspis* sp., *Erbiopsidella convexa* Pokr. (M. S.), *Tuvanella communis* Pokr. (M. S.), *Laticephalus* sp., *Alataja* sp., а также археоциаты: *Tercyathus altaicus* Vol., *Formosocyathus* sp. и др. Общая мощность монокской свиты колеблется в разных районах от 2,7 до 3,5 км.

Как это следует из приведенной характеристики монокской свиты, отложения ее и по строению, и по составу, и по времени седиментации

полностью могут быть сопоставлены с отложениями таннуольской свиты нижнего кембрия Тувы. Что касается стратиграфических взаимоотношений между отложениями чингинской и монокской свитами, то, по-видимому, вопрос этот решается не так просто, как представляют себе многие исследователи. Во всяком случае заслуживают самого пристального внимания соображения Г. Г. Смирнова (1957), который, специально занимаясь этим вопросом, пришел к выводу, что никакого несогласия между названными свитами не существует и что наблюдаемые отличия в составе слагающих их пород, в строении разрезов и мощностях объясняются региональной сменой условий осадконакоплений, отвечающих естественноисторическим этапам развития геосинклинали. Исходя из этого он в своей стратиграфической схеме объединил под названием нижнемонокской свиты отложения чингинской и нижней подсвиты монокской свиты в понимании Н. С. Зайцева. При этом Г. Г. Смирнов выделяет два основных типа разреза для нижнемонокской свиты: а) разрез геоантиклинальных поднятий, характеризующийся преобладанием грубообломочных осадочных и вулканогенных пород с телами рифогенных известняков, и б) разрез геосинклинальных прогибов, характеризующийся преобладанием тонкообломочного материала хемогенно-кластических пород. Он справедливо отмечает, что использование эталонотипных разрезов, не увязанных друг с другом по простирацию, не может дать удовлетворительных результатов. Надо заметить, что все эти соображения хорошо согласуются с теми выводами, к которым пришли мы, изучая осадочно-вулканогенную серию Тувы.

САЛАИРСКИЙ КРЯЖ

Это древнее складчатое сооружение, расположенное на крайнем северо-западе Алтае-Саянской области, обладало своим особым направлением исторического развития, определившим правомерность выделения Салаирского кряжа в число самостоятельных геотектонических районов Алтае-Саянской складчатой области. Геосинклинальный этап развития Салаира закончился в период таконского тектогенеза, и поэтому, наряду с Западным Саяном и большей частью Горного Алтая, он рассматривался как типичная собственно каледонская складчатая зона.

Салаир представляет собой относительно крупный резко асимметричный антиклинорий, образующий в плане слабоизогнутую дугу, выпуклой стороной обращенную на северо-восток. Кембрийские отложения занимают значительные площади в центральной части кряжа. Представлены они всеми тремя отделами кембрия. Однако наибольшим распространением пользуются нижнекембрийские отложения. Терригенно-хемогенные отложения верхнего кембрия слагают небольшие площади в северо-восточных районах Салаира. Фациальный состав кембрийских отложений неустойчив и в разных районах кряжа синхронные образования представлены различными по типу отложениями. Так, широко развитые в юго-восточной части кряжа осадочно-эффузивные образования нижнего кембрия, объединяемые в аламбайскую свиту, по простирацию в северо-западном направлении сменяются существенно карбонатными рифогенными отложениями гавриловской свиты. Известняки последней содержат обильную фауну археоциат, выделяющуюся ранее в особый гавриловский комплекс форм, который в настоящее время параллелизуется И. Т. Журавлевой с базанским комплексом. Последний дает основание датировать время отложения известняков гавриловской свиты как низы ленского века нижнего кембрия. Этим самым определя-

ется и время седиментации не содержащей органических остатков аламбайской свиты, формировавшейся в существенно иной фациальной обстановке, в условиях относительно глубокого синклинального прогиба, в пределах которого скорость прогиба геосинклинального ложа не компенсировалась скоростью осадконакопления.

По составу отложений и характеру разреза аламбайской свиты она является аналогом чингинской свиты Западного Саяна, о чем неоднократно писал М. А. Усов (1936, 1939), и, таким образом, может коррелироваться с куртушибинской свитой осадочно-вулканогенной серии Тувы. В составе аламбайской свиты наряду с метаморфизованными осадочными породами — сланцами, песчаниками, известняками и кварцитами (в том числе метасоматическими) — значительную роль играют основные эффузивы и сопровождающие их пирокластические образования — агломератные туфы и туфоконгломераты. Отложения аламбайской свиты являются вмещающими для гипербазитовых массивов Салаира. Мощность свиты ориентировочно оценивается в 4—4,5 км.

На известняках гавриловской свиты на север-восточном склоне Салаирского кряжа без заметного несогласия залегает нижняя подсвита (печеркинская свита) осадочно-эффузивной свиты. Нижняя подсвита представлена в этом районе существенно вулканогенными образованиями и в том числе кварцевыми кератофирами, фельзитами и близкими к ним по составу туфами, туффитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Местами значительным развитием в составе подсвиты пользуются также представители основных лав — диабазы и порфириды. Верхняя часть разреза характеризуемой подсвиты сложена терригенными образованиями — аркозовыми песчаниками, конгломератами, а также мергелистыми известняками. В южной части Салаирского кряжа состав вулканогенной части нижней подсвиты меняется. Там, среди эффузивов преобладают представители средних и даже основных лав. Максимальная мощность отложений подсвиты, наблюдавшаяся в северо-восточной части кряжа, составляет 1700 м.

Верхняя подсвита залегает на нижней согласно и, как свидетельствует И. М. Волохов, связана с ней постепенными переходами. В Урском и Вагановском районах верхняя подсвита была описана Г. И. Кириченко под названием бирюлинской свиты. Там в составе ее, кроме порфиритов, спилитов, сопровождающих их туфов и известняков, выделяются кварцевые порфиры, фельзиты, диабазы и их пирокластические производные.

Наиболее полный разрез верхней подсвиты представлен в районе горы Орлиной на северо-восточном склоне кряжа, где отложения ее в свое время были выделены под названием орлиногорской пирогенной толщи. В этом районе верхняя подсвита состоит из отложений порфиритовых туфов, перемежающихся с близкими им по составу известковистыми туфогенными песчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Кроме того, в разрезе подсвиты устанавливаются многочисленные прослои и линзы известняков и покровы порфиритов. В верхней части разреза залегает мощный пласт известняка. Эффузивы, концентрирующиеся в низах разреза, представлены главным образом пироксеновыми порфиритами, которые стратиграфически выше сменяются миндалекаменными андезиновыми порфиритами и спилитами. Мощность верхней подсвиты составляет 1—1,5 км.

Палеонтологически верхняя подсвита охарактеризована только в разрезе горы Орлиной. В остальных районах кряжа она немая и выделяется по особенностям ее состава и по взаимоотношению с другими толщами. Возраст пород верхней подсвиты соответствует низам среднего

кембрия. Начало же седиментации нижней подсвиты осадочно-эффузивной свиты, судя по взаимоотношениям с подстилающей ее гавриловской свитой, вероятно, происходило в конце нижнего кембрия. Об этом же свидетельствует и тот факт, что в так называемом анчешевском горизонте, залегающем над отложениями нижней подсвиты, И. Е. Шатрову удалось обнаружить археоциаты, которые, по определению А. Г. Вологодина, указывают частью на верха нижнего, частью на низа среднего кембрия (М. А. Усов, 1936).

Из приведенной общей характеристики кембрийских отложений Салаира следует, что прямых аналогов таннуольской свиты на Салаире нет. Вулканогенные отложения, которые можно было бы параллелизовать с отложениями таннуольской свиты Тувы, по существующим представлениям занимают более высокое стратиграфическое положение, хотя по возрасту их можно было бы рассматривать как аналоги таннуольской свиты. Следует иметь в виду, что стратиграфия кембрийских отложений Салаира разработана еще недостаточно детально, и не исключена возможность, что при дальнейших исследованиях будет доказана синхронность образования отложений аламбайской свиты с отложениями выделяемой теперь нижней подсвиты печеркинской свиты.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Горный Алтай расположен в крайней западной части Алтае-Саянской складчатой области, занимая промежуточное положение между варисской складчатой зоной Рудного Алтая и Калбы и древними структурами юга Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы. По представлениям В. А. Кузнецова (1954), Горный Алтай состоит из серии разобщенных глубинными разломами тектонических блоков, представляющих собою разнородные по условиям развития и времени консолидации «структурно-фациальные зоны» Алтае-Саянской геосинклинальной области. В числе последних В. А. Кузнецов выделяет салаирские, собственно каледонские и варисские зоны. Салаирские структуры располагаются в северо-восточной части Горного Алтая и являются южным продолжением структур Горной Шории. На Алтае салаирские по времени консолидации структуры получили название Бийского и Катунского горст-антиклинальных массивов. В пределах этих массивов широко распространены верхнепротерозойские (синийские) существенно карбонатные и эффузивные толщи, а также ниже- и среднекембрийские осадочные и вулканогенные образования. Согласно принятой в настоящее время стратиграфической схемы среди отложений, слагающих салаирские структуры Горного Алтая, выделяются следующие стратиграфические подразделения:

1. Баратальская свита синийского возраста. В ней различаются две подсвиты: а) нижняя — существенно карбонатная, состоящая из мраморизованных известняков с редкими прослоями глинистых сланцев и силицилитов, и б) верхняя — карбонатно-сланцево-силицилитовая, содержащая небольшое количество основных эффузивов.

2. Манжерокская свита переходного возраста (синий — нижний кембрий). Представлена главным образом основными и средними по основности эффузивами и сопровождающими их пирокластическими образованиями. Им подчинены горизонты известняков и сланцев. Мощность свиты в разных районах распространения ее колеблется от 1300 до 3500 м.

3. Каянчинская свита нижнекембрийского возраста. По фауне трилобитов сопоставляется с самым верхним еланским горизонтом ленского.

яруса Сибирской платформы. Местами в породах свиты устанавливается более древняя фауна, отвечающая олекминскому горизонту того же ленского яруса. Состав свиты в различных районах различен. В одних районах свита сложена главным образом карбонатными отложениями (мраморизованные известняки) с подчиненными горизонтами сланцев, в других районах в составе ее явно преобладают терригенные образования, преимущественно глинистые сланцы и иногда углистые и кремнистые. Изредка прослой темно-серых мраморизованных известняков и полимиктовых песчаников.

4. Каимская свита среднекембрийского возраста. Представлена мощным комплексом осадочно-вулканогенных образований. Разделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита состоит из преобладающих вулканогенных образований. По данным А. Ф. Белоусова, С. Ф. Дубинкина и Ю. В. Кузьмина, на юго-востоке Катунского горст-антиклинального массива основание подсвиты сложено полуторакилометровой мощности толщей, состоящей главным образом из покровов разнообразных порфиритов (авгитовых, пироксен-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых), чередующихся с горизонтами туфов, туфобрекчий, а также граувакковых туффитов, конгломератобрекчий, конгломератов и подчиненных прослоев мергелистых и кремнисто-глинистых сланцев и линз известняков. Следует подчеркнуть, что основание нижней подсвиты выражено резко, однако признаков заметного несогласия с нижележащей свитой не обнаружено.

Средняя часть разреза нижней подсвиты представлена пачкой осадочных пород главным образом алевролитоглинистыми сланцами с заключенными в них прослоями мраморизованных известняков. В других районах эта часть разреза нижней подсвиты сложена перебитыми вулканогенными образованиями, горизонты которых пластуются с редкими покровами порфиритов и туфобрекчий. Мощность средней части разреза меняется. Максимальная мощность — 1100 м.

Верхняя часть разреза подсвиты мощностью до 1300 м состоит из покровов пироксеновых, пироксено-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых порфиритов, сопровождающихся горизонтами грубообломочных пирокластических пород, пластующихся, в свою очередь, с терригенными образованиями (туффитами, алевролитоглинистыми сланцами).

Большая часть покровов эффузивов нижней подсвиты формировалась в подводной обстановке. Вместе с тем, в ряде районов четко устанавливаются признаки субаэральных излияний лав, происходивших в условиях островной страны. В локальных зонах смятий эффузивы превращены в порфиритоиды, а пирокластические породы — в актинолитохлоритовые и эпидотоальбитохлоритовые сланцы.

В самых низах нижней подсвиты обнаружены трилобиты, которые, по определению О. К. Полетаевой, относятся к *Paramicmacca* sp. и *Amecephalina* sp. Трилобиты найдены совместно с брахиоподами (различные представители рода *Kutorgina*) и археоциатами. Из последних С. В. Чернышева определила *Ethmophyllum* sp., *Archaeocyathus altaicus* S. Tschern. Arch. cf. *subradiatus* Vol., *Tegerocyathus edelsteini* (Vologd.). В стратиграфически более высоких горизонтах нижней подсвиты обнаружены трилобиты, определенные О. К. Полетаевой как *Acrocephalus* sp., *Pagetia* sp., *Kootenia* sp., *Agraulos* sp., *Schistocephalus* sp. и брахиоподы.

Наличие *Alokistocare* и *Schistocephalus*, по заключению О. К. Полетаевой, свидетельствует о среднекембрийском возрасте заключающих их слоев. Вместе с тем, присутствие в самых низах подсвиты *Paramicmacca* и *Amecephalina* в сочетании с обильными *Kutorgina* дает основание счи-

тать, что самые нижние горизонты подсвиты могут быть отнесены к верхам нижнего кембрия.

Верхняя подсвита каимской свиты достигает мощности 3600 м. Большая часть ее, объединенная в нижнюю пачку, сложена глинистыми, кремнисто-глинистыми, кремнистыми, изредка мергелистыми сланцами, яшмами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, туффитами и мраморизованными известняками. В подчиненном количестве встречаются покровы пироксен-плагноклазовых порфиритов. Верхняя пачка подсвиты мощностью в 1200 м состоит из преобладающих горизонтов песчаников, которые перемежаются с прослоями алевролитов, глинистых, мергелистых, кремнисто-глинистых сланцев, пачками известняков, силицилитов и конгломератов. Очень редко встречаются единичные покровы афанитовых порфиритов с характерной подушечной отдельностью. В бассейне р. Большая Иша в аналогичной толще К. Д. Нешумаевой установлена фауна трилобитов среднекембрийского возраста.

Общая мощность каимской свиты на юго-востоке Катунского горст-антиклинального массива достигает 7500 м. Севернее в пределах того же Катунского горст-антиклинального массива общая мощность свиты уменьшается почти на половину. Однако характер разреза ее сохраняется (М. К. Винкман, 1959). Стратиграфически выше в Горном Алтае залегают еландинская свита, состоящая из терригенных и известняковых осадков. Формирование пород свиты происходило во второй половине среднего кембрия. Каимская свита, как это следует из приведенной выше характеристики, хорошо может быть увязана с таннуольской свитой осадочно-вулканогенной серии Тувы. Что же касается куртушибинской свиты, то прямых аналогов в ее типичном выражении в Горном Алтае нет.

Таким образом, нетрудно заметить, что среди отложений нижнего и среднего кембрия, в каждом из кратко охарактеризованных выше самостоятельных геотектонических районов Алтае-Саянской складчатой области, выделяются весьма близкие по составу и строению стратиграфические единицы, которые сопоставляются с отложениями куртушибинской и таннуольской свит осадочно-вулканогенной серии Тувы. В Кузнецком Алатау это будут отложения кондомской и кайбынской свит и их аналогов, в Западном Саяне — чингинской и монокской свит, на Салаире — аламбайской и, вероятно, осадочно-эффузивной печеркинской свит и, наконец, в Горном Алтае — каимской свиты. Это обстоятельство дает основание полагать, что условия седиментации и характер вулканической деятельности в соответствующей структурной обстановке на ранних этапах развития каледонской геосинклинали, на всей ее громадной территории были примерно одинаковы. Можно говорить о двух типовых разрезах отложений, один из которых соответствует отложениям, формировавшимся в условиях антиклинальных поднятий геосинклиналиного ложа, а другой — в обстановке синклиналиных прогибов. Однако если мы обратим внимание на время формирования сопоставляемых свит в различных районах Алтае-Саянской области, то увидим, что оно не всегда совпадает с временем формирования куртушибинской и таннуольской свит осадочно-вулканогенной серии Тувы. Очевидно, это объясняется тем, что отдельные этапы развития каледонской геосинклинали Алтае-Саянской области смещались во времени по направлению с восточного на запад. Другими словами, особенности исторического развития геосинклинали Тувы, установленные в раннем кембрии, в западных районах области происходили несколько позднее. Особенно ясно это можно видеть на примере вулканической деятельности. Прекратилась вулканическая деятельность в Туве, как

было показано выше, примерно в середине ленского века нижнего кембрия. Вместе с тем, на Салаире или в Горном Алтае в это время вулканическая активность только нарастала, а прекращение вулканической деятельности отмечается лишь в среднем кембрии. Если же выйти за пределы современных границ Алтае-Саянской области и проследить развитие каледонской геосинклинали в еще более западной ее части, например, в районах Северного Казахстана, то увидим, что те же самые события происходили там в более позднее время. Так, по данным В. М. Сергеевского (1948), вулканическая активность, породившая схожие с рассмотренными выше вулканогенные толщи, продолжалась в районах Северного Казахстана до конца кембрийского периода.

Таким образом, можно прийти к заключению, что на ранних этапах формирования каледонской геосинклинали Алтае-Саянской области развитие ее шло в направлении с востока на запад, т. е. от краевой части геосинклинали, граничащей с Сибирской платформой, в ее внутренние области. Этой же закономерности подчинялась и вулканическая деятельность, которая так бурно и повсеместно проявилась в начальные этапы развития каледонской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. Проблемы советской геологии, № 7, 1936.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, 1948.
- Благонаравов В. А., Ильин А. В., Моралев В. М., Шенкман Я. Д. О книге Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы». Советская геология, № 59, 1957.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Васильев В. Г., Волохин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959.
- Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горной Алтая. Материалы по региональной геологии. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Вологдин А. Г. О возрасте нижнепалеозойских свит Западного Саяна. Вестник ЗСГГТ, вып. 4, 1934.
- Вологдин А. Г. Архециаты и водоросли кембрийских известняков Монголии и Тувы. Тр. Монг. ком. АН СССР, часть 1, 1940.
- Воробьев Г. Г. Галлий в минералах и горных породах Монголии. Геохимия, № 8, 1957.
- Дзоценндзе Г. С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Грузинской ССР, 1948.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.
- + Додин А. Л. и Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувы масштаба 1 : 1 000 000. Госгеоллиздат, 1953.
- Журавлева И. Т. О стратиграфической приуроченности некоторых археоциатовых ценозов Центральной Тувы. ДАН СССР, т. 60, № 2, 1947.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. XXXIV, 1959.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. ИГН, вып. 71, петрограф. сер., № 24, 1948.
- ✓ Зайцев Н. С. Кембрий Тувы. Геология и геофизика, № 7, 1960.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Известия АН СССР, сер. геологич., № 6, 1950.
- Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распространения железистых кварцитов (Тува). Автореферат канд. диссертации. Москва, 1958.
- Калинин С. К., Марзуванов В. П., Файн Э. К. Спектральные линии для анализа минерального сырья. Изд. АН Казахской ССР, 1957.
- Клярковский В. М. О взаимоотношении «Тельбесской формации» с интрузивом в Тельбесском районе Горной Шории. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 12, 1952.

- Кудрявцев Г. А. О нижнем силуре Западного Саяна. ДАН СССР, т. LXVII, № 4, 1949.
- Кудрявцев Г. А. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюллетень МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 24, вып. 6, 1949.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геологии Зап. Сибири, № 10 (52), 1940.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- ✓ Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы. ДАН СССР, т. 64, № 4, 1949.
- Кузнецов В. А. Основные вопросы стратиграфии и тектоники Центральной и Западной Тувы. Тр. Южно-Енисейской компл. эксп., вып. II, Изд. АН СССР, 1953.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области. Вопросы геологии Азии, т. 1, Изд. АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. О некоторых спорных вопросах геологии Тувы (в связи с работой Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы»). Изв. Восточных филиалов АН СССР, № 2, 1957.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Материалы ко 2 Всесоюзному петрографическому совещанию. Изд. АН Узбекской ССР, Ташкент, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, № 1, 1960.
- Лебедева З. А. Отчет начальника Танну-Тувинской партии З. А. Лебедевой. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г., т. 2, Ленинград, 1928.
- ✓ Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монг. компл. эксп. АН СССР, 1938.
- Леонтьев Л. Н. О «Таннуольском» интрузивном комплексе. ДАН СССР, т. 91, № 5, 1953.
- ✓ Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Тр. Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, вып. 4, 1956.
- ✓ Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы. ДАН СССР, т. 75, № 2, 1950.
- Маслов В. П. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 3, 1947.
- Маслов В. П. Происхождение кембрийских известняков Тувы. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 2, 1949.
- Монич В. К. К петрологии района Берикюльского рудника в Кузнецком Алатау. Тр. Томского гос. ун-та, т. 93, 1937.
- Монич В. К. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири. Вопросы геологии Сибири. Сб., посвящен. М. А. Усову, т. 1. Изд. АН СССР, 1945.
- Первухина А. Е., Дробинина Н. Я. Карбонатные породы Тувинской автономной области. Тр. Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, вып. 1, 1955.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, вып. 2, 1955.
- Покровская Н. В. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 27, 1959.
- Прокофьев В. К. Применение спектрального анализа в исследовании минералов и руд. Известия АН СССР, сер. физическая, № 2, 1937.
- Рачковский И. П. и Педашенко А. И. Отчет Зап.-Сиб. мин. об-ва, т. 42, вып. 1. Отчеты. 1904.
- Сергеевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер. сб. 8, 1948.
- Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна. Известия Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. 2, 1953.
- Смирнов Г. Г. Новые данные по стратиграфии СЗ части Западного Саяна. Матер. по геолог. Красноярского края, нов. сер., № 1, 1957.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. Решение Всесоюзного стратиграфического совещания. Изд. ВСЕГЕИ, 1955.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Известия АН СССР, сер. геологич., № 2, 1946.

- Татариннов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. ЗСГТ, Томск, 1936.
- Усов М. А. Гипербазитовая формация Западной Сибири. Сб., посвящ. В. А. Обручеву. Изд. АН СССР, 1939.
- Чумаков А. А. О происхождении натра в спилитах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1940.
- Шейнманн Ю. М. Докембрийские отложения Тувы. Тр. Межведомствен. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем Сибири. Изд. АН СССР, 1958.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Госгеолтехиздат, 1957.
- Ярошевич В. М. Кембрийские отложения восточного склона Кузнецкого Алатау. Доклады VII научн. конференции, посвящ. 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Изд. Томского гос. ун-та, вып. 4, 1957.
- Cornwall H. R. A summary of ideas on the origin of native copper deposits. Economic Geology, vol. 51, № 7, 1956.
- Turner F. J. Igneous and Meta morphis Petrology, 1951.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Состояние изученности нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии Тувы	5
Глава II. Строение нижнекембрийской осадочно-вулканогенной серии	8
Характеристика строения куртушибинской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия	9
Характеристика строения таннуольской свиты осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия	17
Глава III. Петрографический состав пород, слагающих осадочно-вулканогенную серию нижнего кембрия	47
Глава IV. Петрохимическая и геохимическая характеристика нижнекембрийских эффузивов Тувы	74
Глава V. Условия формирования осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия	85
Глава VI. Роль нижнекембрийского вулканизма в металлогении Тувы	98
Глава VII. Сравнительная характеристика нижнекембрийского вулканизма Тувы с другими районами Алтае-Саянской складчатой области	104
Кузнецкий Алатау	105
Западный Саян	107
Салаирский кряж	110
Горный Алтай	112
Литература	116

П и н у с
Георгий Владимирович

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТУВЫ

Редактор *Б. М. Александровский.*
Художественный редактор *В. И. Желнин.*
Технический редактор *А. Ф. Мазурова.*
Корректор *Г. Ф. Примагова.*

Сдано в набор 14 февраля 1961 г. Подписано в
печать 8 мая 1961 г. МН 03189 Бумага 70×108/16.
7,5 печ. л., 10,27 усл. печ. л., 10,25 уч.-изд. л.
Тираж 1000.

Издательство Сибирского отделения Академии
наук СССР. Новосибирск. Советская, 20. Зак. 264.
Типография № 1 Полиграфиздата. Новосибирск,
Красный проспект, 20.

Цена 72 коп.