

A.A. Fedotova, E.V. Khain

TECTONICS OF THE SOUTHEASTERN PART OF
EASTERN SAYAN AND ITS TECTONIC
POSITION IN THE URALIAN-MONGOLIAN BELT

Transactions, vol. 537

Founded in 1932

А.А. Федотова, Е.В. Хаин

ТЕКТОНИКА ЮГА ВОСТОЧНОГО САЯНА
И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В
УРАЛО-МОНГОЛЬСКОМ ПОЯСЕ

Труды, вып. 537

Основаны в 1932 году

Юго-восточная часть Восточного Саяна представлена в качестве ключевого объекта для изучения закономерностей эволюции Сибирской окраины Палеоазиатского океана. Рассмотрены тенденции развития взглядов на тектонику региона. Изложены новые геологические данные по строению юго-востока Восточного Саяна, на основе которых обоснована модель покровной структуры; приведены результаты изотопно-геохронологического исследования пород Дунжугурской офиолитовой ассоциации, свидетельствующие о древнейшем для Урало-Монгольского пояса возрасте этих офиолитов. Работа содержит сводку изотопно-геохронологических данных для реперных комплексов Сибирской окраины Палеоазиатского океана (докембрий – ранний палеозой). В разделе 5.2, написанном в соавторстве с А.С. Гибшером, А.Н. Диденко и К.Е. Дегтяревым, с учетом палеомагнитных данных приводится обсуждение закономерностей развития окраины Палеоазиатского океана с позднего рифея до середины ордовика.

Для специалистов и аспирантов, интересующихся региональной геологией, тектоникой Азии, вопросами возникновения и развития Палеоазиатского океана.

Ил. 45. Табл. 2. Библ. 253 назв.

Southeastern part of the Eastern Sayan is presented as a key object for revealing of tendencies in Siberian margin of Paleo-Asian ocean evolution. Different points of view on the tectonics of the region are considered in progress. New geological data on the structure of the Southeastern part of the Eastern Sayan are given to support a new model of nappe structure; results of isotope geochronological study for Dunzhugur ophiolite assemblage indicate the most ancient age of these ophiolites for Uralian-Mongolian belt. The work contains a list of isotope geochronological data for indicator complexes of Siberian margin of Paleo-Asian ocean (Precambrian – Early Paleozoic). In the part 5.2, written in collaboration with A.S. Gibsher, A.N. Didenko and K.E. Degtyarev using paleomagnetic data we discuss tendencies of Paleo-Asian ocean margin's evolution in Late Riphean – Middle Ordovician.

For specialists and post-graduate students interested in regional geology, tectonics of Asia and problems of Paleo-Asian ocean inception and evolution.

Fig. 45. Tabl. 2. Bibl. 253.

В геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса, включающего реликты структур Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993], до настоящего времени остается ряд нерешенных вопросов. В первую очередь спорным является вопрос времени возникновения этого палеобассейна. Так, многие российские и зарубежные исследователи считают, что еще 700–600 млн лет назад существовал суперконтинент Родиния, однако данные монографии о возрасте Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна говорят о том, что уже 1 млрд лет назад возник межконтинентальный бассейн – Палеоазиатский океан, и в нем зародились первые вулканические дуги. Материалы по Саяно-Монгольской области свидетельствуют о том, что развитие Сибирской окраины Палеоазиатского океана шло на протяжении всего неопротерозоя и раннего палеозоя. Сходные выводы сделаны недавно для смежных сегментов окраины палеоокеана на основе новых материалов по Северному Забайкалью [Конников и др., 1999; Рыцк и др., 1999 б, 2001] и по северо-западной части Восточного Саяна [Туркина, в печати]. Таким образом, юг Сибири является узловым регионом, его исследование дает основу для расшифровки истории крупнейших геологических событий – распада суперконтинента Родиния, возникновения и развития Палеоазиатского океана и его окраин.

Закономерности возникновения и развития окраин Палеоазиатского океана в неопротерозое и раннем палеозое рассматриваются в монографии на примере юго-восточной части Восточного Саяна. Эта территория располагается на стыке Алтае-Саянской и Байкальской горной областей и граничит с юга с районами Северо-Западной Монголии. Такое положение делает рассматриваемый регион одним из ключевых в структуре Саяно-Монгольского сегмента Урало-Монгольского пояса.

Монография содержит логически взаимосвязанное изложение оригинальных геологических и геохронологических данных, результатов их анализа и синтеза с ранее опубликованными материалами. В первой главе рассмотрен ряд аспектов истории геологических исследований юга Сибири, связанных с тематикой издания. Вторая глава содержит краткий обзор ранее опубликованных материалов, составленный с целью общей характеристики строения территории юго-восточной части Восточного Саяна; обсуждается степень достоверности данных о возрасте стратифицированных и интрузивных комплексов, нередко противоречивых. Третья глава представляет собой наиболее объемный раздел работы. В ней содержится оригинальный фактический материал, для сопоставления привлекаются ранее опубликованные данные. В следующей главе представлена обобщенная модель покровной структуры юго-восточной части Восточного Саяна, и обоснован вывод о том, что рассматриваемая область относится к широтному сегменту более протя-

жепного пояса, являющегося одним из крупных элементов структуры юга Сибири. В пятой главе показано, что, согласно изложенным в предыдущих главах данным и материалам по смежным регионам, в интервале 1000–450 млн лет назад намечаются три этапа истории Сибирской окраины Палеоазиатского океана. Во время каждого из этих этапов формировались крупные элементы структуры: примитивная вулканическая дуга, развитая вулканическая дуга и сложнопостроенная зона обдукции. Эти этапы закономерно вписаны в историю всего Урало-Монгольского пояса; для нас важно рассмотреть роль офиолитов Восточного Саяна в региональной структуре и в тектонической истории развития подвижного пояса. Поэтому в заключительной главе, написанной в соавторстве с А.С. Гибшером, А.Н. Диденко и К.Е. Дегтяревым мы рассматриваем основные закономерности эволюции Палеоазиатского океана в позднем докембрии – раннем палеозое.

Таким образом, материалы по юго-восточной части Восточного Саяна, сопоставленные с данными по смежным областям юга Сибири, дали возможность выявить и обсудить основные закономерности развития Сибирской окраины Палеоазиатского океана в неопротерозое – начале палеозоя. Разработанные подходы к расшифровке истории покровно-складчатых сооружений, формировавшихся на протяжении нескольких тектонических циклов также важны с методологической точки зрения.

Авторы, пользуясь случаем, благодарят А.Л. Книппера, С.Г. Самыгина, замечания которых дали возможность улучшить работу. Авторы благодарят В.Е. Хаина за внимание к исследованию, обсуждение фактических материалов и рукописи.

Глава I. ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ЭТАПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ

Историю развития взглядов на тектонику юго-восточной части Восточного Саяна¹ можно условно разделить на два неравных по длительности периода, в начале каждого из которых возникали противоположные точки зрения, сближавшиеся по мере накопления фактического материала. Первый период охватил конец XIX в. и продлился примерно до 1970–1975 гг. Такая же резкая поляризация взглядов как и в начале века произошла во второй половине 70-х – начале 80-х гг. В это время на новом этапе возобновилась дискуссия между сторонниками концепций байкалид и каледонид южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Начало второго этапа связано с новыми палеонтологическими находками, а также с новым пониманием происхождения пород офиолитовой ассоциации, которые стали считаться фрагментами литосферы палеоокеанов. С учетом покровного строения территории были составлены схемы стратиграфии, существенно отличные от прежних и принятые только частью исследователей. В настоящее время, по мере накопления фактического материала, расхождения во взглядах сторонников разных концепций уменьшаются.

В начале первого периода геологических исследований Восточного Саяна появились яркие тектонические обобщения: концепция “древнего темени Азии”, возникшая благодаря идеям И.Д. Черского, принятым и развитым Э. Зюссом и В.А. Обручевым, и во многом противоположная система взглядов, сложившаяся несколько позже под влиянием работ Л. де Лонэ, М.М. Тетяева, А.А. Борисяка и развивавшаяся благодаря работам Я.С. Эдельштейна, Д.В. Наливкина, А.Д. Архангельского. Существенный вклад в познание геологии Восточного Саяна внесли исследования А.В. Львова, В.Н. Лодочникова. Развитие воззрений конца XIX – первых десятилетий XX в., историю дискуссии сторонников концепций байкалид и каледонид юга Сибири подробно рассматривали многие исследователи, например Е.В. Павловский – в монографии “Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области” [1948].

Юго-восточная часть Восточного Саяна согласно первой концепции относится к архейской материковой глыбе, неподатливой для дальнейшей складчатости, реагировавшей на движения в соседних геосинклиналях только формированием разломов и превратившейся в сушу к началу позднего кембрия. Согласно второй концепции рассматриваемая территория относится к каледонской складчатой зоне. Несмотря на расхождения во взгля-

¹ “Под названием юго-восточная часть Восточного Саяна имеется в виду территория, границы которой примерно совпадают с административной границей Бурятской АССР” [Волколаков, 1960, с.19]

дах, к началу 40-х гг. некоторые положения тектоники Восточного Саяна становятся общепризнанными. Так, И.А. Молчановым [1934] впервые обосновано, а затем принято большинством исследователей, что в истории формирования Восточного Саяна проявились несколько эпох складчатости. Но по-прежнему резко различаются мнения о времени проявления завершающей складчатости на юго-востоке этой территории – докембрийском [Флоренсов, 1941] или палеозойском [С.В. Обручев, 1942, 1949].

К середине 50-х гг. стало очевидным, что формирование юго-восточной части Восточного Саяна, происходившее в несколько этапов, завершилось в кембрии. Об этом свидетельствовал новый фактический материал: первая для региона находка археоциат, сделанная Д.В. Титовым в 1946 г. в бассейне р. Сархой, результаты исследования Боксонского месторождения бокситов и кембрийских толщ Восточного Саяна [Ильина, 1945, 1958; Лурье, Обручев, 1952; Волколаков, 1960; Геология СССР, т. XXXV, 1964]. Новые данные показали, что в складчатость вовлечены породы не моложе раннего-среднего кембрия. Однако возникла терминологическая неопределенность, так как часть исследователей отнесла кембрийский этап складчатости к байкальской эпохе [Одинцов и др., 1957], а другие тот же самый этап – к ранним фазам складчатости следующего каледонского тектонического цикла [Шатский, 1963] и к салаирской фазе складчатости [Павловский, 1956]. Тем не менее, во второй половине 50-х гг. становится все более ясно, что “... нет оснований ни возвращаться к реставрации концепции “древнего темени Азии”, ни допускать сплошного развития во всей Саяно-Байкальской горной области классических каледонид по западноевропейскому образцу” [Павловский, 1956, с. 11]. В этот же период формулируется представление о Восточно-Саянском докембрийском складчатом массиве [Белостоцкий и др., 1959]. Массив охватывает структуры юго-восточной части Восточного Саяна, наиболее крупная из которых – Окинский синклиниорий. Сархойский синклиниорий на рассматриваемой территории И.И. Белостоцким и соавторами [1959] отнесен к категории внешних геосинклинальных прогибов.

В начале 60-х гг. по результатам планомерной геологической съемки, были составлены в целом общепринятые схемы стратиграфии и соответствующие им схемы тектонического районирования юго-восточной части Восточного Саяна [Волколаков, 1960; Арсентьев, 1960; Обручев и др., 1965], выделены образования архейского, протерозойского и палеозойского структурных комплексов.

Одна из этих тектонических схем, составленная В.П. Арсентьевым (рис. 1), охватывает юго-восточную половину Восточного Саяна и западную оконечность Хамар-Дабана [Арсентьев, 1960]. Складчатая структура согласно этой схеме была сформирована в основном в протерозое. Каледонская геосинклиналь в юго-западной части Восточного Саяна рассматривается как не получившая полного развития. Необходимо остановиться на основных чертах этой схемы, так как они сохранились, хотя и в иной трактовке, в большинстве более поздних схем тектонического районирования.

В основу тектонических построений были положены данные стратиграфического разреза, составленного В.П. Арсентьевым и Ф.К. Волколаковым. Они выделяли снизу вверх: архей (шарыжалгайская, слюдянская серии, хангарульская толща), протерозой (иркутская, уртагольская, монгошинская, окинская свиты), нижний палеозой (сархойская, боксонская, мангатгольская свиты), мезозой, неоген, четвертичные образования.

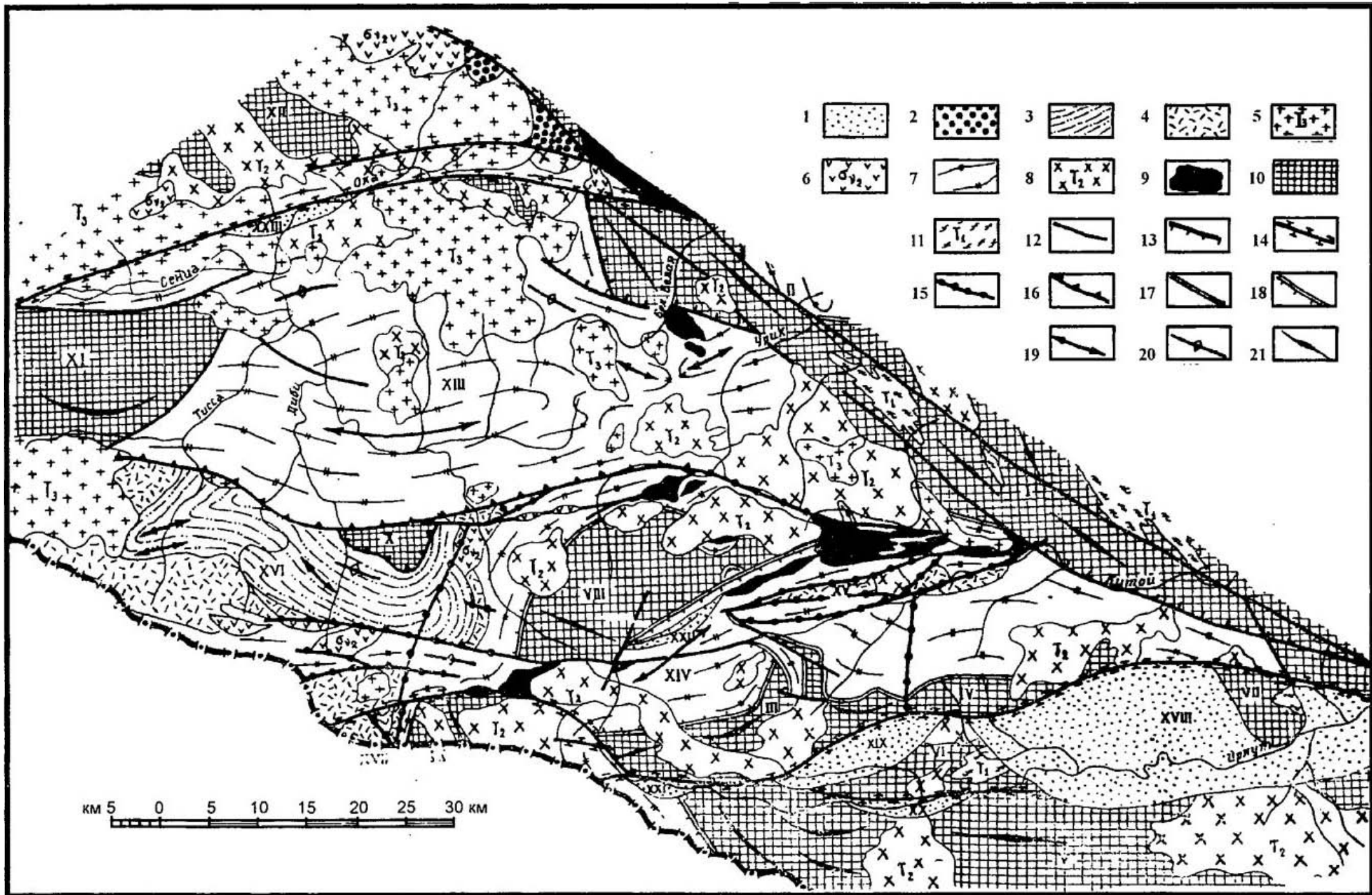
Архейские блоки многократно переработанных пород (их принято называть “глыбы архея”) группируются в антиклинальные зоны. Главная антиклинальная зона выделена В.П. Арсентьевым вслед за С.В. Обручевым [1949], изучавшим краевую зону докембрия

Сибирской платформы. Она тянется узкой полосой от оз. Байкал в северо-западном направлении. К ней с юго-запада кулисообразно примыкают три антиклинальные зоны, разделенные протерозойскими синклиноориями. С юга на север это: Тункинская антиклинальная зона (продолжение большого Хамар-Дабанского антиклинория), Ильчирский синклинорий, Гаргано-Бутугольская антиклинальная зона, Окинский синклинорий, Хойто-Окинская антиклинальная зона. Антиклинальные зоны разбиты на блоки (глыбы). Так, Гаргано-Бутугольская антиклинальная зона включает Гарганскую и Бутугольскую глыбы. Две глыбы архея выделены также В.П. Арсентьевым [1960] за пределами названных антиклинальных зон, к западу от Гарганской глыбы – небольшая Шутхулайская, на западе Окинского синклинория – Харатологойская глыба.

Следующий структурный ярус – нижнепалеозойский. “Нижнепалеозойские структуры представлены своеобразными синклинальными формами, обрамленными разрывными смещениями типа сбросов и надвигов” [Арсентьев, 1960, с.45]. Согласно рассматриваемой схеме выделены три нижнепалеозойские структуры. На южном крыле Окинского синклинория расположена нижнепалеозойская Боксон-Сархойская грабен-синклиналь, к югу и востоку от нее – Ухагольская и Саган-Сайрская грабен-синклинали (см. рис. 1). Выделены также мезозойские и кайнозойские структуры. Наиболее крупная кайнозойская впадина рассматриваемой территории – Тункинская. Отмечается, что возникшие в миоцене-плиоцене крупные расколы земной коры наследуют древние структурные линии.

Рассмотренная тектоническая схема до начала 70-х гг. в главных чертах соответствовала представлениям многих исследователей. В нее непротиворечиво вписывались новые данные по геологии юго-восточной части Восточного Саяна [Додин, Журавлева, 1963; Волков и др., 1966; Семихатов, Серебряков, 1967; Окинский и Ийский стратиграфические разрезы ... , 1971 и др.], а также прилегающей территории Северной Монголии [Бямба, 1970]. Описания структурных элементов, выделенных В.П. Арсентьевым, были детализированы [Ильина, 1966]. Таким образом, к началу 70-х гг. в основном сложилось представление о тектонике юго-восточной части Восточного Саяна. Было установлено, что в структуре региона отражен ряд этапов развития, проходившего с архея до начала палеозоя.

Важную роль в понимании общей структуры юга Сибири продолжает играть идея о древнем массиве. Сформулированное ранее [Белостоцкий и др., 1959] представление о Восточно-Саянском докембрийском массиве получило свое развитие [Зоненшайн, 1967]. Одна из областей распространения докембрийских комплексов юго-востока Тувы и прилегающей части Монголии была рассмотрена Н.С. Зайцевым [1964] под названием Тувино-Монгольского массива. А.В. Ильин [1971] относит к этому массиву значительно более обширную область от Восточной Тувы до Хамар-Дабана и Прикосоголя (Прихубсугуля) (рис. 2). Именно за ней укрепилось в дальнейшем название Тувино-Монгольский массив. По мнению А.В. Ильина массив характеризуется двумя основными признаками: во-первых, широким развитием докембрийских образований и полнотой их разрезов, во-вторых, специфическим, преимущественно карбонатным, составом вендско-кембрийских отложений. По обоим признакам массив резко отличается от соседних тектонических зон – Восточно-Тувинской на севере и Идэрско-Джидинской на юге [Ильин, 1971, с. 67]. Среди особенностей массива была отмечена цикличность его строения. “Структурное единство всех толщ, составляющих этот комплекс и охватывающих промежутки времени от низов рифея до середины кембрия, указывает на то, что завершающая складчатость, в результате которой массив был консолидирован, имела место где-то в кембрии (среднем либо вер-



хнем)" [Ильин, 1971, с. 73]. Однако вывод о том, что Тувино-Монгольский массив следует считать раннекаледонским сооружением А.В. Ильин считает ошибочным, "так как раннекаледонский (кембрийский) этап геологического развития массива аналогичен вендскому и рифейскому этапам" [там же, с. 73] и предполагает, что районы такого рода, возможно, лучше называть поздними байкалидами, чтобы отличать их от районов предвендской консолидации.

Таким образом, в начале 70-х гг. сохранилась терминологическая неопределенность, возникшая ранее: складчатость середины или второй половины кембрия в Саяно-Байкальской области разными исследователями называется позднебайкальской или просто байкальской, салаирской или раннекаледонской. При этом отмечается, что "в случае употребления термина позднебайкальская складчатость, имеется в виду складчатость, завершающая байкальскую эру тектогенеза, отвечающую рифейской структурной эволюции; при употреблении термина раннекаледонская складчатость, имеется в виду складчатость, относящаяся к новой тектонической эре – каледонской; наконец применение понятия салаирская складчатость предполагает выделение самостоятельной салаирской тектонической эпохи" [Кудрявцев, 1973, с. 47]. Тем не менее, для юго-восточной части Восточного Саяна, вне зависимости от наименования завершающего этапа складчатости, время проявления этого этапа определено как кембрийское, а унаследованный характер деформаций этого этапа признан большинством исследователей. Однако терминологическая неопределенность в отношении байкальской эпохи складчатости привела в дальнейшем

Рис. 1. Схема тектоники восточной части Восточного Саяна, по: [Арсентьев, 1960]

Мезокайнозойский структурный ярус: 1 – верхний подъярус (четвертичные и неогеновые отложения во впадинах), 2 – нижний подъярус (мезозойские отложения)

Нижнепалеозойский структурный ярус: 3 – верхний подъярус (боксонская и мангатгольская свиты), 4 – нижний подъярус (сархойская свита), 5 – каледонские гранитоиды, 6 – раннекаледонские базиты и гипербазиты (боксонский интрузивный комплекс)

7 – Протерозойский структурный ярус: (иркутская, уртагольская, монгошинская и окинская свиты); 8 – протерозойские гранитоиды, 9 – протерозойские гипербазиты и базиты (оспинский и урдо-окинский интрузивные комплексы)

10 – Архейский структурный ярус: (шарыжалгайская, слюдянская серии и хангарульская толща); 11 – архейские гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; 12–18 – разломы: 12 – разломы неустановленного возраста, 13 – надвиги разного возраста, 14 – мезокайнозойские, 15 – послекембрийские, 16 – послекембрийские надвиги, 17 – докембрийские, 18 – докембрийские надвиги, 19 – шарниры синклиналей и синклинориев, 20 – шарниры антиклиналей и антиклинориев, 21 – простираные складчатых структур

Структурные элементы

Главная антиклинальная зона Восточного Саяна: I – архейские образования, II – протерозойские образования (Урикско-Бельская грабен-синклиналь)

Тункинская антиклинальная зона: III – Хонголдойская, IV – Шумакская, V – Хамар-Дабанская глыбы, VI – Ниловская и VII – Еловская межвпадинные перемычки

Гарганско-Бутугольская антиклинальная зона: VIII – Гарганская, IX – Бутугольская, X – Харатологойская, XI – Шутхулайская, XII – Окинская глыбы

Протерозойские синклинории: XIII – Окинский, XIV – Ильчирский

Нижнепалеозойские грабен-синклинали: XV – Саган-Сарская, XVI – Боксон-Сархойская, XVII – Ухагольская

Кайнозойские впадины: XVIII – Тункинская, XIX – Хойтогольская, XX – Туранская, XXI – Мондинская, XXII – Ильчирская, XXIII – Окинская

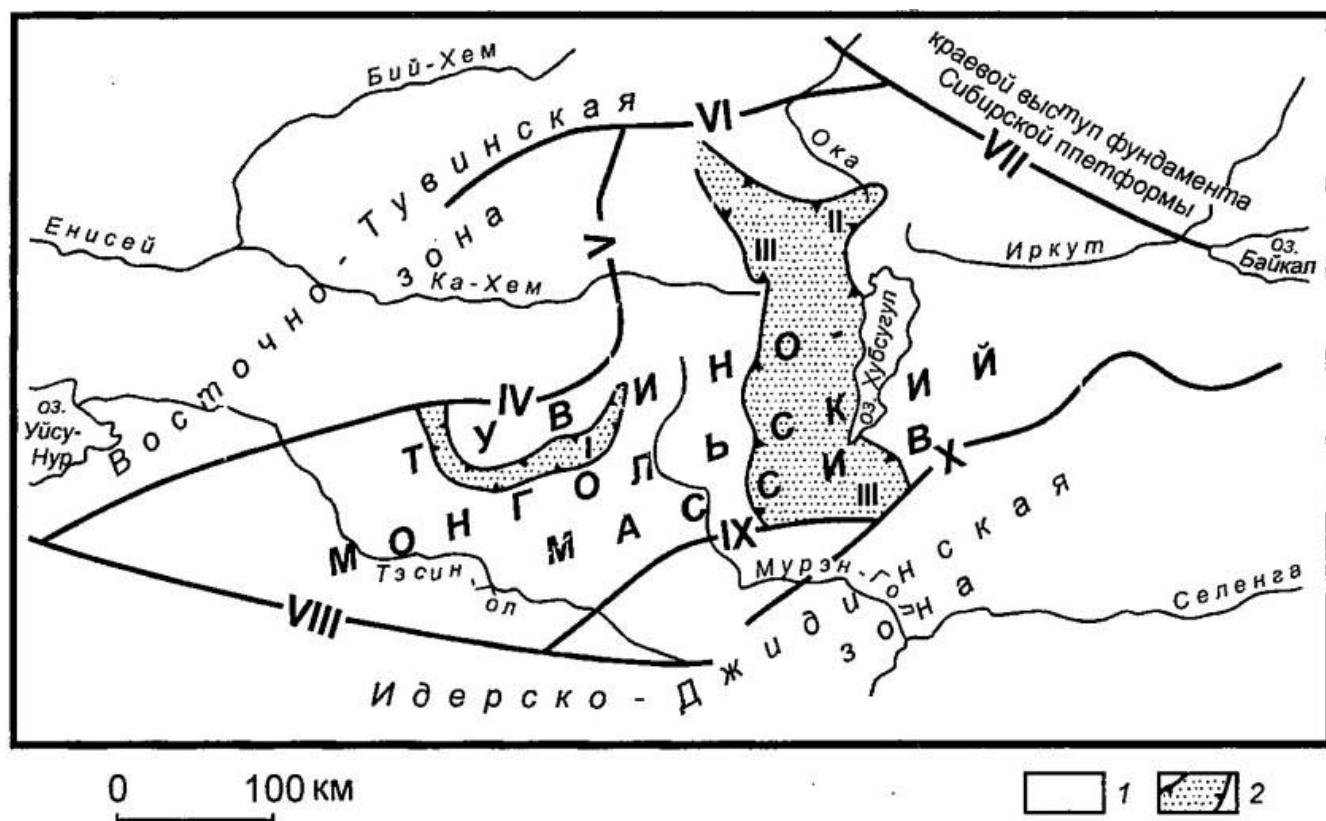


Рис. 2. Схема расположения Тувино-Монгольского массива, по: [Ильин, 1971]

Тувино-Монгольский массив: 1 – области, сложенные довендскими (рифейскими) отложениями, 2 – области распространения вендско-кембрийских отложений

I – осевая зона Сангиленского синклинория; II – Боксон-Сархойский синклинорий; III – Прикосогольский прогиб; разломы: IV – Сангиленский, V – Бусингольский, VI – Азаско-Окинский, VII – Енисейско-Саянский, VIII – Хангайский, IX – Цаганульский, X – Агарингольский

многих исследователей к мнению о нецелесообразности выделения этой эпохи для Байкальской горной области и Восточного Саяна [Бутов и др., 1974; Беличенко, 1977].

Поляризация мнений, связанная с идеей о развитии в юго-восточной части Восточного Саяна, как и в Байкальской горной области, классических каледонид с охваченными складчатостью ордовикскими и силурийскими образованиями и девонскими молассаами – т.е. о проявлении не раннекаледонского, а полного каледонского цикла [Бутов, 1979; Беличенко, 1983], произошла на новом этапе исследований в середине 70-х – начале 80-х гг. Эти представления зародились в связи с новыми данными по стратиграфии Байкальской горной области и были резко противопоставлены [Бутов и др., 1974] концепции байкалид. С появлением данных о палеонтологических находках и о покровном строении юго-восточной части Восточного Саяна концепция каледонид была распространена и на эту территорию. Значительную роль сыграли результаты поисковых работ, геологической съемки масштаба 1:50 000 и исследований, направленных на решение вопросов стратиграфии, выявление и изучение офиолитов и покровной структуры региона. Необходимо отметить, что надежными биостратиграфическими данными покровное строение юго-восточной части Восточного Саяна обосновано не было и утвердилось, главным образом, после выявления офиолитовых аллохтонов. Во-многом новые представления о структуре юго-восточной части Восточного Саяна связаны с новым пониманием происхождения пород офиолитовой ассоциации, которые стали считаться фрагментами литосферы палеоокеанов, шарьированными на края континентальных масс.

К середине 80-х гг. с учетом покровного строения территории и на основании палеонтологических находок были составлены новые схемы стратиграфии. Ряд толщ, которые ранее рассматривались как докембрийские, были отнесены к палеозою, в том числе к ордовику и силуру [Рошектаев и др., 1983; Бутов, 1986]. Наибольшие изменения претерпела стратиграфия Окинской структуры [Бутов, 1980; Катюха, Рогачев, 1983; Рошектаев и др., 1983], в том числе толщ карбонатных пород, картировавшихся ранее на ее крыльях как монгошинская свита верхнего протерозоя [Бутов и др., 1979; Бутов, Кокунин, 1980; Рошектаев и др., 1983]. После этих работ часть исследователей стали рассматривать Окинскую структуру, ранее считавшуюся протерозойским синклиниорием, как палеозойский наложенный прогиб. Была дополнена биостратиграфическая характеристика боксонской серии Боксон-Сархойской структуры [Бутов, Далматов 1977; Бутов и др., 1979], однако для других стратиграфических подразделений этой структуры была сделана только единичная палеонтологическая находка [Бутов, Морозова, 1982]. Значительный объем новых данных получен по стратию и составу образований, распространенных вокруг Гарганской глыбы, где выявлены и исследованы офиолитовые и другие аллохтоны, а также олистостромовые толщи [Ляшенко, 1979, Добрецов и др., 1985, Ляшенко, 1988]. Все полученные результаты не согласовывались с ранее принятыми схемами тектонического районирования.

Новая обобщающая схема покровного строения юго-восточной части Восточного Саяна составлена Н.Л. Добрецовым [1985], выделившим автохтон, выступающий в ядре антиформной структуры, Гарганской глыбы, четыре тектонических покрова и неоавтохтон. Наиболее детально охарактеризовано покровно-складчатое обрамление Гарганской глыбы, в котором выделен нижний покров с участием офиолитов и Боксонский покров. Менее ясной оставалась природа Окинской структуры, на северо-западном фланге которой выделен Дабанжалгинский покров. Кратко охарактеризована Ильчирская синформная структура, в осевой части которой расположен верхний покров (сложен породами барунгольской и толтинской свит). Практически за рамками рассмотрения осталась Боксон-Сархойская структура.

Новые данные по Ильчирской структуре получены во второй половине 80-х гг. [Боос, 1988], выделены палеозойские структурно-вещественные комплексы: автохтон – образования венда (?) – силура (?), аллохтон (верхнекембрийско (?)–ордовикские и силурийские толщи) и неоавтохтон (поздний девон – карбон (?)). Офиолиты южного обрамления Гарганской глыбы согласно данной схеме рассматриваются как верхнедокембрийский аллохтон, по отношению к которому автохтоном являются рифейские (?) толщи чехла Гарганской глыбы. Эти представления, с одной стороны, дополняют ранее предложенную схему покровного строения [Добрецов и др., 1985] данными по Ильчирской структуре, а с другой – противоречат ей. Главное отличие – положение карбонатных толщ, которые Н.Л. Добрецовым отнесены к Боксонскому покрову, надвинутому на офиолиты; Р.Г. Боос относит их к палеозойскому автохтону, т.е. неоавтохтону I, запечатывающему покров офиолитов и выступающему в качестве относительного автохтона для палеозойского аллохтонного комплекса. Исходя из положения этих карбонатных толщ в структуре по разному определяется и возраст покрова офиолитов.

Данная трактовка структуры южного обрамления Гарганской глыбы и данные по Ильчирской структуре отразились в дополнении и уточнении схемы тектонического районирования [Беличенко, Боос, 1988; Эволюция земной коры ... , 1988], разрабатываемой на протяжении ряда лет В.Г. Беличенко и соавторами [1977, 1983, 1988]. На этой схеме (рис. 3) выделены крупные элементы структуры, среди которых Боксон-Хубсугульский

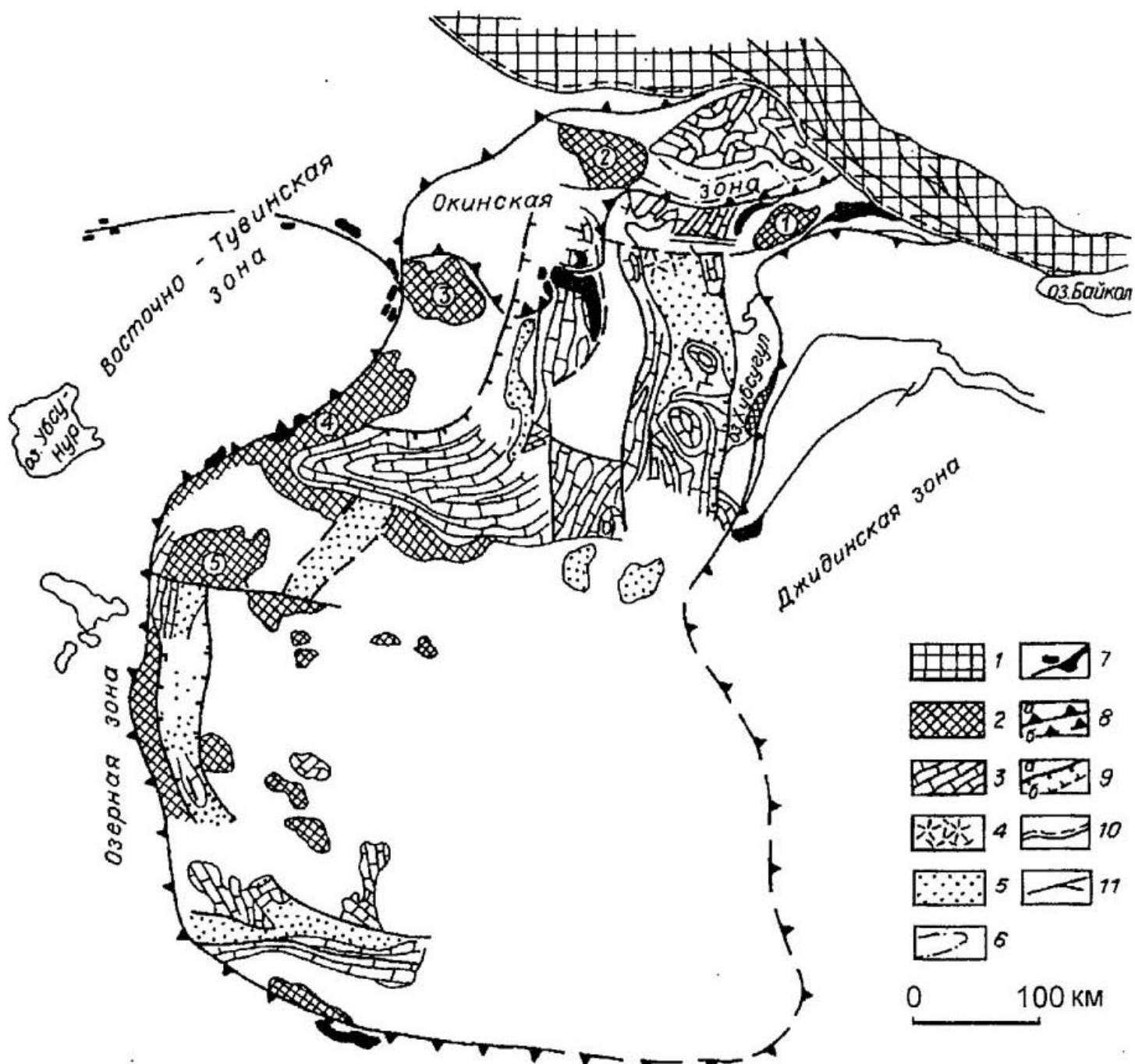


Рис. 3. Геологическая схема Боксон-Хубсугул-Дзабханского палеомикроконтинента, по: [Геология и рудоносность ... , 1989]

1 – красной выступ фундамента Сибирской платформы; 2 – выступы дорифейского фундамента палеомикроконтинента; 3 – венд-кембрийские карбонатные отложения; 4, 5 – вендские (?) бимодальные вулканиты (4) и терригенные отложения (5); 6 – осадочно-вулканогенные отложения ордовика–силура; 7 – гипербазиты; 8 – граница палеомикроконтинента: а – установленная, б – предполагаемая; 9 – границы рифтоподобных структур: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – зона сочленения Сибирского континента с Центральпо-Азиатским поясом палеозоид; 11 – разломы

Цифры в кружках: 1, 2 – глыбы: 1 – Гарганская, 2 – Шутхулайская, 3-5 – выступы: 3 – Каа-Хемский, 4 – Западно-Сангиленский, 5 – Хан-Хухейский

(Боксон-Хубсугул-Дзабханский) палеомикроконтинент с дорифейским фундаментом и примыкающая к нему с востока Джиди-Ильчирская зона, где становление континентальной коры закончилось в палеозое. В составе палеомикроконтинента объединены выступы фундамента, в том числе Шутхулайская и Гарганская глыбы юго-восточной части Восточного Саяна; карбонатные толщи верхнего докембрия – кембрия рассматриваются как специ-

фичные для палеомикроконтинента “отложения субплатформенного типа, накапливавшиеся в условиях шельфа” [Геология и рудоносность ... , 1989, с. 18]. Продолжает оставаться недостаточно изученной Боксон-Сархойская зона, на схеме она не выделяется, часть этой зоны интерпретируется как самостоятельная Дибинская субширотная структура, сходная, согласно рассматриваемой точке зрения, с Окинской; история геологического развития обеих структур авторами схемы не расшифрована. Отмечается, что Боксон-Гарганская структурно-формационная зона “дважды подвергалась покровообразованию, играя роль автохтона (перед вендом и после силура)” [Эволюция земной коры ... , 1988, с. 125].

Таким образом, впервые с новых позиций, с учетом данных о покровном строении территории, рассматривается идея о многоэтапной истории развития юго-восточной части Восточного Саяна, но по-прежнему наибольшее внимание уделяется завершающему этапу формирования покровно-складчатого сооружения, который, как предполагается, закончился девонским орогенезом. Такой подход отражается в существенной особенности рассмотренной схемы – основные элементы структуры считаются сформированными в дорифейское время и в конце собственно каледонского тектонического цикла. Не рассматривается роль структурных перестроек, которые соответствовали бы байкальской, салаирской или раннекаледонским эпохам.

В период быстрого развития представлений о широком распространении палеозойских толщ в Восточном Саяне часть исследователей подвергала сомнениям как однозначность интерпретации новых данных [Хоментовский, 1985], так и сделанные на их основе выводы [Ильин, 1986]. На протяжении всего этого периода развивается точка зрения о том, что в южном обрамлении Сибирской платформы проявился, хотя и своеобразно, байкальский этап, а завершающая складчатость произошла в конце кембрия и закончилась накоплением верхнекембрийских моласс [Хоментовский, Шенфильд, 1976; Хоментовский, 1984]. На схеме тектонического районирования к геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 (1986 г.) на территории юго-восточной части Восточного Саяна выделены как байкальские структуры (Иркутно-Окинская зона), так и структуры эвгеосинклинального пояса каледонид (Боксон-Сархойская, Ильчирская структурно-формационные зоны). С учетом широкого проявления докембрийской байкальской складчатости развиваются представления о Тувино-Монгольском массиве, отдельные области которого испытали значительную переработку на салаирском этапе [Хаин, 1979].

Во второй половине 80-х гг. начали появляться новые данные по Боксон-Сархойской [Буякайте и др., 1989; Кузьмичев, 1990 б] и Окинской [Геология и рудоносность ... , 1989] зонам, показывающие, что палеозойские образования распространены здесь не так широко, как предполагалось в конце 70-х – начале 80-х гг. Эти данные дали возможность развить точку зрения о важной роли позднекембрийских событий в формировании юго-восточной части Восточного Саяна, довендском времени обдукции оффиолитов на древние континентальные блоки и образовании к позднему венду “нового аккреционного массива, куда будущий Тувино-Монгольский микроконтинент вошел в качестве одного из фрагментов” [Хераскова, Самыгин, 1992, с. 32]. Восстанавливается формирование чехла микроконтинента, происходившее с венда до среднего кембрия на фоне следующей последовательности событий: поздневендский этап рифтогенеза, в результате которого и обособился Тувино-Монгольский микроконтинент, этап относительной стабилизации и трансгрессии, и произошедшее в среднем кембрии столкновение Восточно-Тувинской палеодуги с Тувино-Монгольским массивом [Хераскова, Самыгин, 1992]. Согласно данной точке зрения эти события отражены в особенностях разреза чехла. Ее можно рассматривать

как новый подход к представлениям о позднекембрийской байкальской эпохе (формирование массива отнесено к позднему венду) и последовавшей за ней салаирской или раннекаледонской эпохе тектонических событий (столкновение с палеодугой в среднем кембрии). Контуры Тувино-Монгольского массива в северной части соответствуют контурам, предложенным А.В. Ильиным [1971]. В то же время идея об обособлении массива в венде близка к точке зрения Н.С. Зайцева [1964], рассматривавшего в составе массива меньшую по площади область.

Рассматриваемые представления о Тувино-Монгольском массиве (рис. 4) отражены в обобщающей работе [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994] по реконструкции развития Палеоазиатского океана, существование которого впервые обосновано Л.П. Зоненшайном [1976].

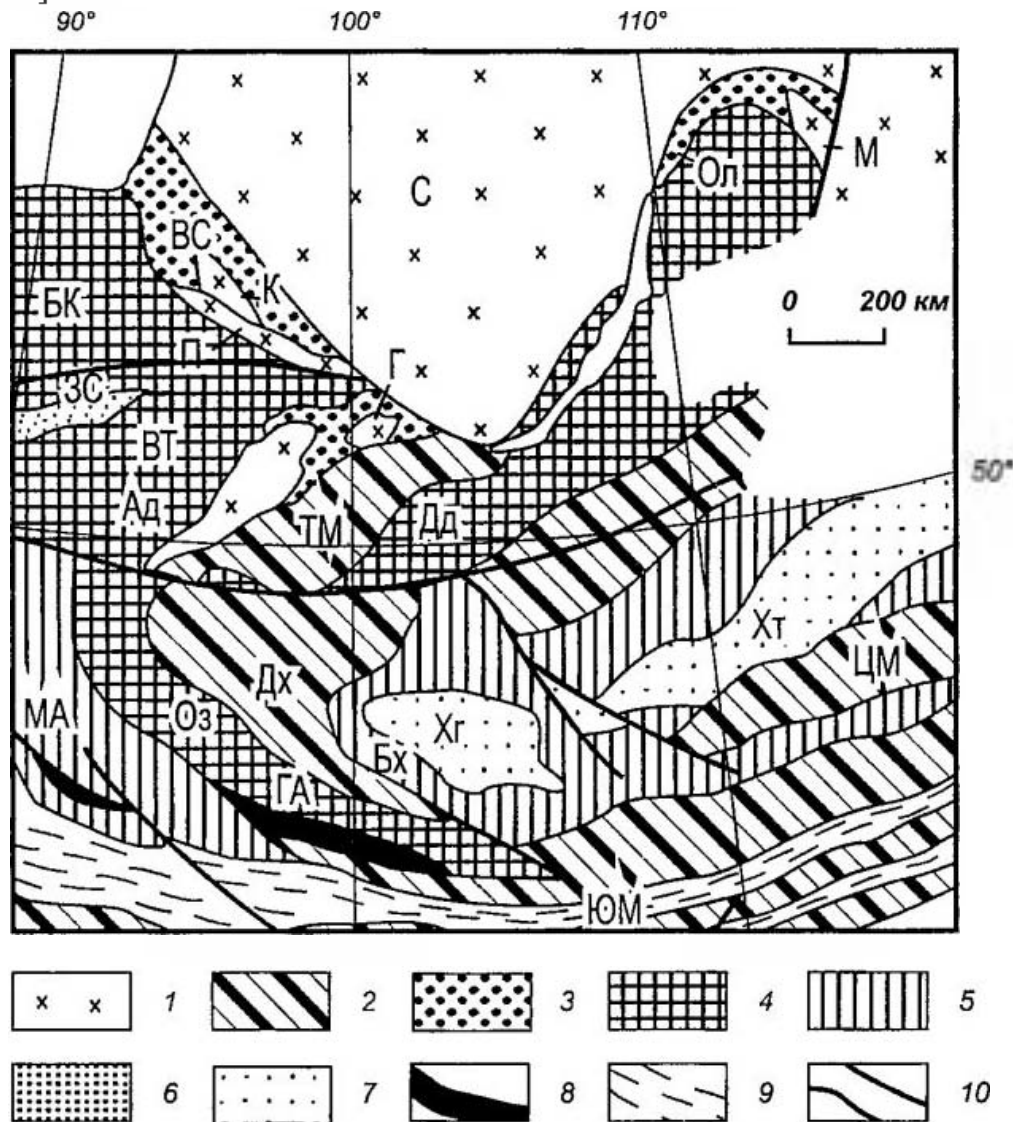


Рис. 4. Фрагмент тектонической схемы Центрально-Азиатского поля, составленной А.А. Моссаковым, С.В. Руженцевым, С.Г. Самыгиным и Т.Н. Херасковой [1993]

1, 2 – платформы и микроконтиненты: 1 – Сибирской группы (С – Сибирская платформа, П – Протеросаян, К – Канская, Г – Гарганская, М – Муйская глыбы), 2 – гондванского происхождения (ТМ – Тувино-Монгольский, Дх – Дзабханский, ЦМ – Центрально-Монгольский); 3–5 – мозаичные (аккреционные) складчатые системы: 3 – позднерифейские (ВС – Восточный Саян, Ол – Олокитская зона), 4 – салаирские (БК – Батеневский кряж, ЗС – Западный Саян, ВТ – Восточно-Тувинская, Ад – Агардагская, Дд – Джидинская, Оз – Озерная зоны), 5 – каледонские (МА – Монгольский Алтай, Бх – Баянхонгор); 6, 7 – остаточные или наложенные прогибы: 6 – каледонские, 7 – варисцийские (Хг – Хангайский, Хт – Хэнтэйский); 8, 9 – линейные (коллизийные) складчатые системы и сuture: 8 – каледонские (ГА – Гоби-Алтайская), 9 – варисцийские (ЮМ – Южно-Монгольская); 10 – наиболее крупные разломы

Одновременно продолжает развиваться рассмотренная выше концепция [Беличенко, Боос, 1988; Геология и рудоносность ... , 1989], связанная с Боксон-Хубсугул-Дзабханским микроконтинентом, и первоначально основанная на отрицании событий, соответствующих байкальской эпохе. От точки зрения, связанной с Тувино-Монгольским массивом, эти представления различаются в понимании довендских событий. В отношении особенностей венд-кембрийского этапа обе точки зрения близки друг к другу. Существенно отличается трактовка более поздних событий, особенно в истории формирования структур, расположенных южнее восточного окончания Восточного Саяна, что хорошо видно на схемах тектонического районирования. На первой схеме [Хераскова, Самыгин, 1992] Ильчирская зона располагается во внутренней части Тувино-Монгольского микроконтинента. На второй – Ильчирская зона находится за пределами Боксон-Хубсугул-Дзабханского микроконтинента и рассматривается как каледонская структура, сформированная в конце силура – начале девона при надвигании осадочно-вулканогенных образований со стороны Джидинского палеоокеанического бассейна [Эволюция земной коры ... , 1988; Геология и рудоносность ... , 1989].

К середине 90-х гг. сформировалась еще одна точка зрения на тектонику юго-восточной части Восточного Саяна. Ее отражает новая схема тектонического районирования Саяно-Монгольской области и Забайкалья [Gibsher et al., 1991, 1993]. Структуры юга Восточного Саяна и продолжающие их структуры Северной и Западной Монголии согласно новым геологическим и изотопно-геохронологическим данным [Кузьмичев, Буякайте, 1994; Хаин и др., 1995 аб; Федоровский и др., 1995; Скляров и др., 1996] объединены в Дариб-Шишхид-Гарганский обдукционный пояс (рис. 5) или пояс раннепалеозойской ремобилизации фундамента палеомикроконтинента с возрастом более 1850–1900 млн лет. К востоку от этого пояса находится область распространения комплексов шельфа и, еще восточнее, обнаженного фундамента этого палеомикроконтинента. Западнее обдукционного пояса расположен Сангиленский блок с более молодым возрастом фундамента (1200–1150 млн лет). В отличие от ранее опубликованных схем тектонического районирования, единый обширный массив (палеомикроконтинент) докембрийской (допоздневендской) консолидации в Саяно-Монгольской области на этой схеме не выделен. Область, ранее включавшаяся в единый массив, разделена на две части с разным возрастом фундамента. Между этими блоками находится пояс, тектоническая активность в котором проявлялась, по крайней мере, до начала ордовика. Восточный блок с возрастом фундамента более 1850–1900 млн лет рассматривается как Хамардабанский или Хамардабан-Гарганский палеомикроконтинент.

Таким образом, к середине 90-х гг. сформировались три различных точки зрения на строение Саяно-Монгольского сегмента Центрального-Азиатского складчатого пояса и этапы его формирования. В соответствии с разными направлениями по-разному трактуется и тектоническая природа структур юго-восточной части Восточного Саяна.

Сторонники первой точки зрения среди структур южного обрамления Сибирской платформы выделяют область с дорифейской континентальной корой и позднерифейскую складчатую систему на севере этой области [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994] (см. рис. 4). Все структуры юго-восточной части Восточного Саяна, таким образом, считаются сформированными до начавшегося в венде накопления карбонатных толщ чехла микроконтинента (см. рис. 3). Вторая точка зрения также связана с представлением об обширном позднедокембрийском массиве (палеомикроконтиненте) с выходами раннедокембрийских пород, офиолитами рифейского возраста и венд-кембрийским карбонат-

ным чехлом, образовавшимся после складчатости и покровообразования, происходивших в позднем рифее – венде. В отличие от первой точки зрения предполагается, что массив испытал значительное влияние более поздних событий в раннем палеозое. В соответствии с этой точкой зрения вся юго-восточная часть Восточного Саяна, за исключением Ильчирской структуры, отнесена к стабильному, по крайней мере с конца венда, блоку [Беличенко и др., 1994; Зорин и др., 1994].

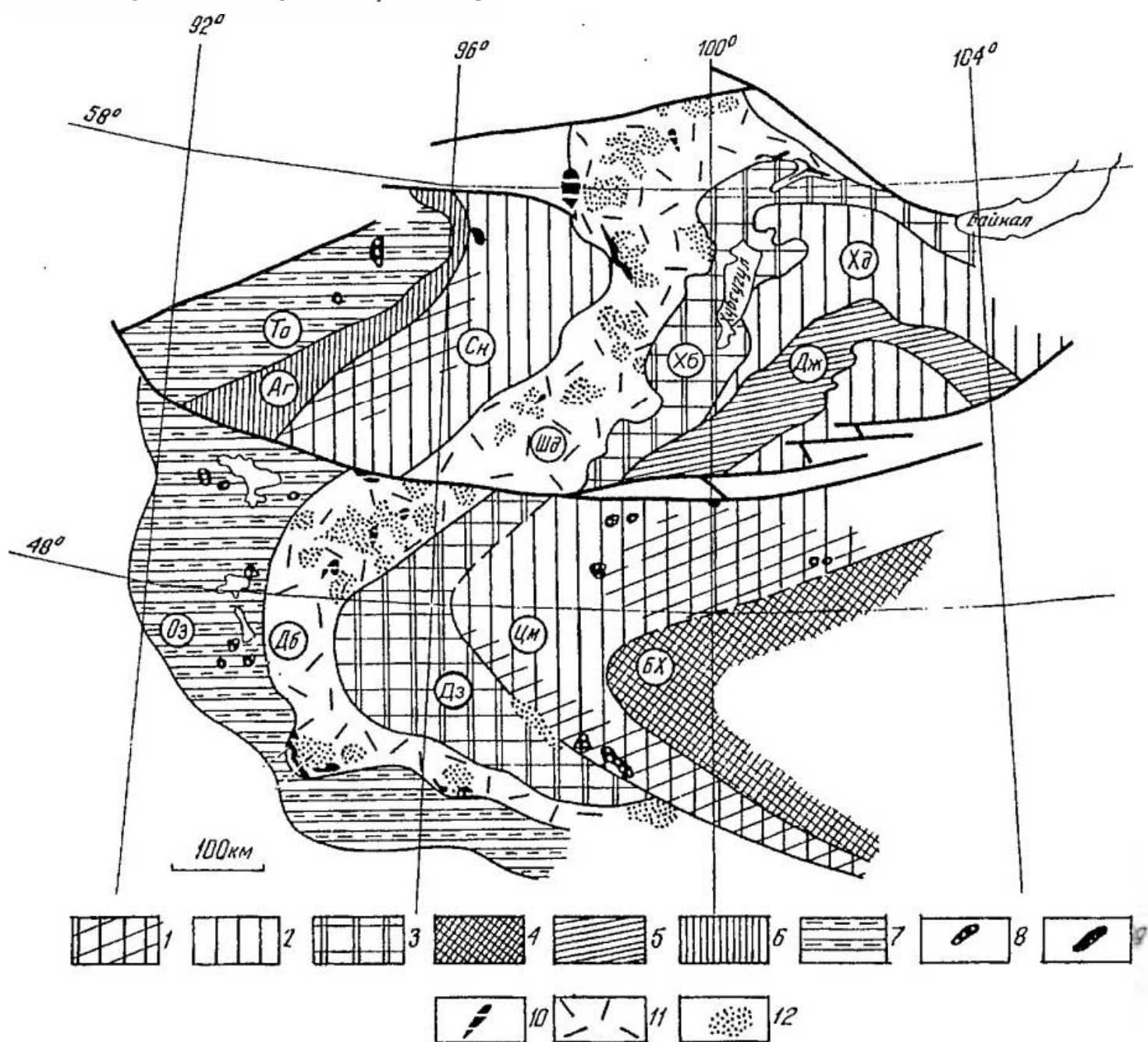


Рис. 5. Тектоническая схема районов Западной и Северной Монголии, Восточного Саяна и Тувы, составили Е.В. Хаин, А.С. Гибшер [Gibsher et al., 1991; Хаин и др. 1995]

1–3 – микроконтиненты: 1 – области широкого развития наложенной гранитизации, 2 – области с обнаженным фундаментом (ЦМ – Центральнo-Монгольский, Хд – Хамардабанский, Си – Сангилелский), 3 – области распространения комплексов шельфа Центральнo-Монгольского и Хамардабанского микроконтинентов (Дз – Дзабханская зона, Хб – Хубсугульская зона); 4–6 – офиолиговые зоны: 4 – Баян-Хонгорская (Бх), 5 – Джидинская (Дж), 6 – Агардакская (Аг); 7 – зоны развития островодужных и краевоморских комплексов (Оз – Озерная, То – Таннуольская); 8–10 – поля развития пород ультрабазит-базитовых комплексов: 8 – хиргиснурский интрузивный комплекс, 9 – баяннурский офиолиговый комплекс, 10 – дарибский интрузивный комплекс; 11 – обдукционные зоны (Дб – Дарибская, Шд – Шишхидская); 12 – ореолы гранитоидов и гранито-гнейсов

Необходимо отметить, что как в отношении названия, так и контуров массива (микроконтинента), сформированного в соответствии с двумя названными точками зрения, к концу докембрийского времени, нет единого мнения. Наиболее заметные различия касаются его южного ограничения: первоначально Тувино-Монгольский массив выделялся как структура, ограниченная с юга Хангайским разломом [Ильин, 1971], что соответствует в настоящее время пониманию одной части исследователей [Моссаковский и др., 1993 и др.]. Одновременно как Тувино-Монгольский массив выделяют область, на юге простирающуюся почти до герцинского Южно-Монгольского пояса [Дергунов, 1989; Зорин и др., 1994 и др.], примерно для этой же области предложены названия Боксон-Хубсугульский микроконтинент [Эволюция земной коры ..., 1988], Хубсугул-Дзабханский [Геология и метаморфизм ... , 1988], Боксон-Хубсугул-Дзабханский микроконтинент [Беличенко, Боос, 1988; Геология и метаморфизм ... , 1989].

Сторонники третьей точки зрения предполагают, что стабильный блок в контурах Тувино-Монгольского массива или Боксон-Хубсугул-Дзабханского микроконтинента образовался только в раннекаледонскую (салаирскую) эпоху, и что к его образованию привели события, связанные со взаимодействием позднерифейских палеоструктур, развивавшихся разобщенно и на расстоянии друг от друга еще на рубеже венда и кембрия. В результате этих событий образовалась Дариб-Шишхид-Гарганская зона – субмеридиональный пояс, разделяющий весь Тувино-Монгольский массив или Боксон-Хубсугул-Дзабханский микроконтинент. Формирование пояса сопровождалось обдукцией офиолитовых и других аллохтонов на края микроконтинентов и завершилось не ранее ордовика, когда произошла ремобилизация раннедокембрийского фундамента [Gibsher et al., 1991, 1993; Хаин и др., 1995 б]. Очевидно, что третья точка зрения не согласуется ни с одним из двух выше рассмотренных вариантов представлений о докембрийском массиве (палеомикроконтиненте). Структуры юго-восточной части Восточного Саяна за исключением Ильчирской зоны представляют, согласно этой точке зрения, северный сегмент Дариб-Шишхид-Гарганского обдукционного пояса, и располагаются на окраине микроконтинента, рассматриваемого как Хамардабанский или Хамардабан-Гарганский (см. рис. 5).

Новые изотопно-геохронологические данные поставили под сомнение раннедокембрийский возраст метаморфических комплексов на западе Тувино-Монгольского массива [Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001], в то время как для Гарганской глыбы восточной части массива присутствие материала дорифейской континентальной коры доказано изотопно-геохронологическими методами [Хаин и др., 1995 б; Неймарк и др., 1995]. Таким образом, еще более принципиальным оказался вопрос о строении области, расположенной между восточной и западной частями ранее считавшегося единым Тувино-Монгольского массива. Именно в эту область входят структуры юга Восточного Саяна.

Восстановление времени и обстановок завершающего и более ранних этапов формирования современной покровно-складчатой структуры Боксон-Сархойской, Гарганской и Окинской зон Восточного Саяна является основной целью настоящего исследования; для ее достижения необходимо решение конкретных вопросов строения территории.

Первая группа вопросов связана с офиолитами. В обрамлении Гарганской глыбы были выявлены, закартированы и изучены геохимическими методами породы офиолитовой ассоциации [Ляшенко, 1979, 1988; Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм ... , 1988]. Однако возраст пород и время их шарьирования оставались неясными.

Вторая группа вопросов относится к стратиграфии и сопоставлению толщ. Для многих свит юго-восточной части Восточного Саяна прямые данные о возрасте (биостратиг-

рафические и изотопно-геохронологические), как и надежные данные о возрасте прорывающих интрузивных пород немногочисленны. Поэтому в качестве репера для косвенных построений рассматривается венд-кембрийская карбонатная боксонская серия. Первоначально все комплексы пород, перекрываемые боксонской серией, считались более древними, чем эта карбонатная толща. После того, как было обнаружено покровное строение юга Восточного Саяна, многие толщи на основании косвенных данных и единичных палеонтологических находок были отнесены к ордовику и силуру. При этом не допускалось существование разновозрастных боксонской серии толщ другой формационной принадлежности, и, тем самым, исключалась возможность проявления событий салаирской эпохи. Для исследования взаимоотношений боксонской серии с другими комплексами выбрана западная часть Боксон-Сархойской зоны, полученные результаты сопоставлены с данными по другим районам.

В работе наиболее подробно рассматривается внутреннее строение Боксон-Сархойской зоны, а также непосредственно примыкающих к ней Гарганской и Окинской зон. Полученные данные дают возможность обосновать новую схему тектонического районирования и наметить этапы становления современной структуры региона. Результаты показывают, что перечисленные зоны входят в состав северного сегмента Дариб-Шишхид-Гарганской обдукционной зоны. Сравнительный анализ данных по юго-восточной части Восточного Саяна, другим районам Саяно-Байкальской области и Монголии дает возможность выявить закономерности развития Сибирской окраины Палеоазиатского океана в позднем рифее – начале палеозоя.

Глава 2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

2.1. Тектоническое районирование

Область, расположенная на юго-востоке Восточного Саяна состоит из четырех крупных структурных элементов. Это Окинская зона на севере, Боксон-Сархойская и Гарганская зоны в центральной части и Ильчирская зона на юге (рис. 6). К северу от Окинской зоны согласно схеме тектонического районирования масштаба 1:5 000 000 к геологической карте масштаба 1:1 000 000 под редакцией А.Л. Додина (1986) находится Ухтумско-Хамсаринская зона, включенная в состав эвгеосинклинального пояса каледонид, выделяемого на этой схеме. К югу от Ильчирской зоны находятся метаморфические комплексы

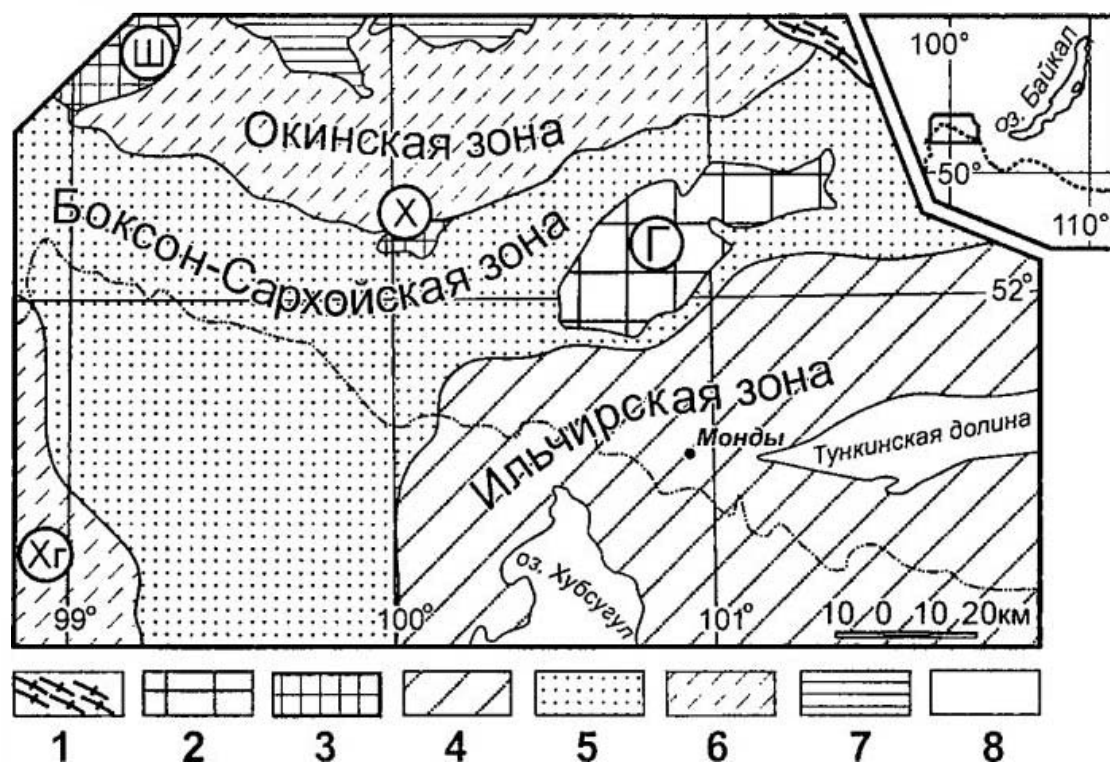


Рис. 6. Схема расположения главных геолого-структурных элементов юга Восточного Саяна (Бурятия) и прилегающей территории Северного Прихубсугулья (Монголия)

1 – красной выступ фундамента Сибирской платформы, метаморфические породы; 2 – Гарганская глыба (Г), гранитно-метаморфические комплексы; 3 – Шутхулайский (Ш), Хараталагойский (Х) метаморфические комплексы; 4 – Ильчирская зона, преимущественно карбонатно-терригенные комплексы; 5 – обрамление Гарганской глыбы и Боксон-Сархойская зона: вулканогенные, осадочные, карбонатные толщи и офиолиты; 6 – Окинская и Хугейнская (Хг) зоны: вулканогенно-осадочные и осадочные породы; 7 – северная часть Окинской зоны, карбонатные толщи; 8 – Тункинская впадина, кайнозойские образования

западного Хамар-Дабана, от которых Ильчирская зона отделена кайнозойской Тункинской впадиной, расположенной на продолжении Байкальской рифтовой системы.

На востоке структурные элементы юго-восточной части Восточного Саяна ограничены Главным Саянским разломом северо-западного простирания. На западе широтные структуры юго-восточной части Восточного Саяна разворачиваются и переходят в структуры меридионального простирания, расположенные на территории Северной Монголии. Каждая из широтных зон сопоставляется с одной из меридиональных.

Решение вопросов тектонического районирования юго-восточной части Восточного Саяна относится к задачам работы. Обобщенная схема (см. рис. 6) составлена с учетом результатов проведенных исследований, которые показывают, что Боксон-Сархойская и Гарганская зоны представляют собой два сегмента широтной части более крупного пояса.

Окинская зона представляет собой крупную субширотную структуру, ограниченную с востока Главным Саянским разломом. На западе она соединяется с областью распространения толщ хугейнской серии меридионального простирания. На стыке субширотного и меридионального сегментов находится Шутхулайский метаморфический комплекс. Окинская зона состоит из двух частей, граница между которыми проходит по Тисса-Шебеликскому надвигу [Геология и рудоносность ... , 1989]: в северной распространены венд-кембрийские карбонатные толщи, в южной – вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Ранее карбонатные толщи северной части зоны рассматривались в качестве монгошинской свиты (серии) верхнего протерозоя; после выявления их венд-кембрийского возраста [Бутов и др., 1979; Рошкетасев и др., 1983; Катюха, Рогачев, 1983] часть исследователей стала ограничивать Окинскую структуру областью к югу от Тисса-Шебеликского надвига [Геология и рудоносность ... , 1989].

На юге Окинская структура граничит с образованиями Боксон-Сархойской зоны и обрамления Гарганской глыбы. Существуют представления как о стратиграфической [Катюха, Рогачев, 1983; Рошкетасев и др., 1983], так и о тектонической природе этой границы, а также различные мнения о структурной позиции приуроченных к ней тектонических чешуй и олистостромовых толщ [Добрецов, 1985; Геология и рудоносность ... , 1989]. К границе Окинской зоны с Боксон-Сархойской приурочен Хараталагойский метаморфический выступ, природа которого и положение в структуре остаются недостаточно ясными.

Боксон-Сархойская зона расположена южнее Окинской зоны и западнее Гарганской; на юго-западе Боксон-Сархойская зона соединяется с меридиональной структурой – областью развития толщ, сопоставляемых с боксонской и сархойской сериями (дархатская и хубсугульская серии); в области стыка сегментов находится крупный Сархойский гранитоидный массив.

К Боксон-Сархойской зоне отнесена область, охватывающая Боксон-Сархойский и Уха-Гольский синклиории (см. рис. 1), и примыкающие к ним поля распространения вулканогенно-сланцевых, сланцевых, в том числе флишевых толщ, ранее относившихся к протерозою и сопоставлявшихся с образованиями Окинской зоны. Эти толщи занимают наиболее глубинное положение в структуре Боксон-Сархойской зоны, их рассматривали как обрамление Боксон-Сархойского синклиория [Арсентьев, 1960; Ильина, 1966 и др.]. На схеме, обосновываемой в работе, данные вулканогенно-сланцевые толщи включены в состав Боксон-Сархойской зоны; они сопоставляются с комплексами обрамления Гарганской глыбы. Структурно выше залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи сархойской серии, карбонатные венд-среднекембрийские толщи боксонской серии.

Области распространения этих двух серий, первоначально – свит, были выделены как Боксон-Сархойская и Уха-Гольская грабен-синклинали [Арсентьев, 1960] (см. рис. 1).

Гарганская зона расположена восточнее Боксон-Сархойской зоны и южнее Окинской. В составе Гарганской зоны наиболее крупной структурой является антиформа, ядро которой сформировано метаморфическими и связанными с ними гранитоидными комплексами. Крылья антиформы образованы позднпериферейскими карбонатными толщами, а также тектоническими пластинами, включающими полный набор пород офиолитовой ассоциации и вулканогенно-сланцевые разрезы [Добрецов, 1985]. На этих пластинах залегают карбонатные венд-среднекембрийские толщи боксонской серии; по поводу их залегания (аллохтон или неоавтохтон) нет единого мнения. Комплексы, формирующие крылья Гарганской антиформы, часто называют обрамлением Гарганской глыбы. На рис. 6 они объединены с комплексами Боксон-Сархойской зоны, так как в современной структуре они образуют единый пакет тектонических покровов, строение которого закономерно изменяется с востока на запад. Гарганская зона, таким образом, состоит из ядра антиформной структуры, за которым укрепилось традиционное название Гарганской “глыбы”, и ее крыльев.

Аллохтоны окаймляют гранитно-метаморфическое ядро Гарганской зоны (Гарганскую глыбу) практически со всех сторон. Две ветви покрова офиолитов сходятся на западе и на востоке и представляют собой сохранившиеся участки ранее единого покрова, “проткнутого” диапиром Гарганской глыбы и большей частью эродированного [Добрецов др., 1985].

На востоке комплексы, сходные с обрамляющими Гарганскую глыбу, фрагментарно распространены среди широко развитых здесь гранитоидных массивов, по-видимому, вплоть до Главного Саянского разлома. На юге Гарганская зона граничит с Ильчирской структурой. Офиолиты и карбонатные толщи обрамления Гарганской глыбы не относятся к Ильчирской зоне, граница между этими структурами проходит южнее полосы развития молассоидных толщ (сагансайрской свиты) [Добрецов и др., 1985] или запечатана этими толщами [Федоровский и др., 1995].

Ильчирская зона. Граница Гарганской зоны с Ильчирской соответствует северной границе распространения аллохтона, не присутствующего в обрамлении Гарганской глыбы, но занимающего значительную площадь в пределах Ильчирской зоны. Этот аллохтон сложен терригенно-карбонатными и вулканогенными породами верхнекембрийско(?)–ордовикской уртагольской и силурийской толтинской свит [Боос, 1988]. Его рассматривают также как Тункинский тектонический покров [Геология и метаморфизм ... , 1989]. Роль автохтона по отношению к этому покрову играют терригенные, терригенно-карбонатные толщи и доломиты венда–кембрия, а также доломиты и известняки предположительно ордовикско-силурийского возраста. Таким образом, в Гарганской зоне карбонатные толщи венда – кембрия занимают один из верхних структурных уровней, а в Ильчирской – выступают в положении относительного автохтона, т.е. занимают нижний уровень в структуре этой зоны. Позднедевонско-каменноугольный неоавтохтон является, по всей видимости, общим для Гарганской и Ильчирской зон. Ильчирская зона не рассматривается в работе.

2.2. Основные черты геологического строения Боксон-Сархойской, Гарганской и Окинской зон

В разделе кратко охарактеризованы главные особенности геологического строения трех рассматриваемых зон. Задача раздела – отразить те данные по магматическим, метамор-

фическим комплексам и их возрасту, на которые опираются построения последующих глав, а также рассмотреть некоторые особенности стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна.

2.2.1. Дорифейские метаморфические образования и связанные с ними гранитоиды

Дорифейские метаморфические образования и связанные с ними гранитоиды обнажены в пределах Гарганской глыбы – ядра крупной антиформной структуры, обрамленной аллохтонами, по отношению к которым метаморфические комплексы Гарганской глыбы играют роль автохтона [Добрецов, 1985 и др.]. Гарганская глыба состоит из отдельных более мелких куполов с гранито-гнейсовыми ядрами, в межкупольных синформах часто сохраняются фрагменты офиолитовых и других аллохтонов [Хаин, 1989]; предполагают, что они перекрывали некогда всю глыбу. Как показано на примере купола, обнажающегося на востоке Гарганской глыбы по р. Дабан-Жалга, внутренние части ядер куполов образованы гранито-гнейсами, а внешние – биотитовыми плагиогнейсами, мигматизированными роговообманковыми амфиболитами. Граница ядра и обрамления купола по р. Дабан-Жалга маркируется пачками амфиболитов и мраморов [Хаин и др., 1995 б]. Гранитоиды Гарганской глыбы, связанные с метаморфическими породами, относят к китойскому комплексу [Добрецов, 1985]. Здесь также широко распространены более молодые гранитоиды.

Обоснование возраста метаморфических пород и гранитоидов, связанных с ними, основывалось до недавнего времени преимущественно на геологических данных. Так, например, присутствие в породах ассоциаций гранулитовой фации дало основания относить их к шарыжалгайской серии. Часть пород Гарганской глыбы сопоставляется также с китойкинской серией, распространенной преимущественно вдоль краевого шва Сибирской платформы [Добрецов, 1985]. Древний, раннепротерозойский, возраст мигматит-плагиогнейсо-гранитовых комплексов обосновывался “главным образом тесной связью с вмещающими архейскими и нижнепротерозойскими породами и по отсутствию аналогичных гранитоидов в более молодых образованиях” [Геология и рудоносность ... , 1989, с. 41], для пород китойского комплекса гранитоидов приводятся результаты Th–Pb определения по цирконам (1980 млн лет), как подтверждающие в целом геологические данные [Геология и рудоносность ... , 1989].

Плагиогнейсы ядра Дабан-Жалгинского гранито-гнейсового купола восточной части Гарганской глыбы, а также прорывающие их гранитоиды изучены в настоящее время U–Pb методом по цирконам и сфенам и Sm–Nd методом по породе [Хаин и др., 1995 б]. Установлено, что в гранито-гнейсах присутствуют древние цирконы с возрастом около 2 млрд лет и молодые с возрастом 460 млн лет. В хорошем соответствии с этими результатами находятся Pb–Pb изотопные данные, полученные по гнейсо-гранитам Гарганской глыбы, полевым шпатам из гранитоидов и галенитам золоторудного месторождения Зун-Холба и других проявлений и месторождений северо-запада Гарганской зоны [Неймарк и др., 1995]. Результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что “процессы куполообразования в краевых частях Гарганской глыбы, происходили в интервале 450–480 млн лет, и что в эти процессы вовлекался материал континентальной коры раннедокембрийского возраста” [Хаин и др., 1995 б, с. 780]. В ходе этих процессов совместно с автохтонными были деформированы и аллохтонные комплексы, уже шарьированные на гранито-метаморфический фундамент.

2.2.2. Стратифицированные образования позднего докембрия – палеозоя и породы офиолитовой ассоциации

Стратифицированные образования позднего докембрия – палеозоя и породы офиолитовой ассоциации являются основным предметом исследования и рассматриваются в главе 3. В данном разделе обсуждаются вопросы, связанные с прямыми данными о возрастах толщ.

Биостратиграфические данные по Гарганской и Боксон-Сархойской зонам Восточного Саяна делятся на две группы. Первая охватывает материалы по венд-кембрийским карбонатным породам боксонской серии и надстраивающей ее мангатгольской свиты. Эти толщи охарактеризованы руководящими формами ископаемых: археоциатами, трилобитами, брахиоподами. Выделение двух новых свит боксонской серии и расширение полей распространения этой серии за счет толщ, ранее считавшихся протерозойскими, [Бутов и др., 1979; Бутов, Кокунин, 1980; Рошкетаяев и др., 1983] не вызвало существенных разногласий.

Другая группа палеонтологических находок сделана вне полей распространения карбонатных толщ, главным образом в Боксон-Сархойской зоне. Эти находки являются единичными для таких широко развитых мощных толщ, как сархойская серия или дибинская свита. Для этих толщ нет общепринятого деления на свиты или подсвиты. Так, до выделения из состава сархойской серии не относящейся к ней хушатайской свиты [Кузьмичев, 1990 б], в составе сархойской серии традиционно объединялись все пестроцветные толщи, распространенные западнее Гарганской глыбы. Поэтому, когда в толще, рассматривавшиеся как базальные конгломераты сархойской серии, была сделана находка мшанок [Бутов, Морозова, 1982], закономерно был поставлен вопрос о правомерности распространения палеозойского возраста находки на всю серию [Добрецов, 1985 и др.]. Данные о рифейском возрасте сархойской серии, полученные Rb-Sr методом [Буякайте и др., 1990], подтвердили правомерность вопроса. В дальнейшем А.А. Терлеев и соавторы [1998б], сделали вывод о том, что конгломераты являются внутриформационным горизонтом в относящейся к дибинской свите флишевой толще, для которой ими установлен среднекембрийско-ордовикский возраст. Таким образом, сархойская серия в настоящее время не охарактеризована биостратиграфическими данными.

Одна из толщ дибинской свиты, занимающей самый низкий структурный уровень в Боксон-Сархойской зоне, в настоящее время охарактеризована биостратиграфическими данными. В породах этой толщи найдены конулярии среднего кембрия – ордовика и спиккулы губок [Терлеев и др., 1998б]. Эти данные характеризуют возраст сланцевых (терригенно-карбонатных толщ), рассматривавшихся в составе дибинской свиты. Однако нельзя исключить, что эффузивно-сланцевые разрезы, относящиеся к этой же свите имеют другой (возможно, более древний) возраст.

О возрасте хушатайской свиты, выделенной из состава сархойской серии [Кузьмичев, 1990], можно судить по биостратиграфическим данным для ее верхней олистостромовой пачки. Матрикс олистостромовой толщи сложен сланцами, среди которых присутствуют породы, содержащие микрофоссилии, позволяющие говорить об их вендском возрасте [Вейс, Воробьева, 1993]. Среди олистолитов обнаружены кремнистые породы, в которых определены радиолярии раннего кембрия и рифея-венда(?); в доломитах, образующих олистоплаки в олистостромовой толще, найдены фораминиферы [Терлеев, Задорожный, 1996]. Как отмечают авторы [1996], однокамерные фораминиферы известны, начиная с

верхнего кембрия, а их массовое развитие приходится на девонский период. Форма, обнаруженная в доломитах, была известна только в отложениях верхнего силура – карбона. На основании находок фораминифер время формирования олистостромовой пачки оценивается А.А.Терлеевым и В.М. Задорожным не древнее позднего силура.

Геологические данные подтверждают олистостромовую природу верхней пачки хушатайской свиты (см. раздел 3.3.). Перечисленные биостратиграфические материалы, таким образом, трудно согласовать между собой. С учетом принадлежности микрофоссилий к широкому возрастному диапазону, в работе допускается, что хушатайская свита образовалась в конце венда (?) – кембрии. На основании того, что фораминиферы не являются руководящими формами ископаемых для раннего палеозоя, авторы считают возможным, с учетом общей геологической ситуации, допустить вероятный позднекембрийско-ордовикский возраст олистостромовой пачки хушатайской свиты.

Изотопно-геохронологическими данными в Гарганской и Боксон-Сархойской зонах до недавнего времени была охарактеризована только сархойская серия. Для вулканических пород этой серии получена Rb–Sr эррохрона по валовым пробам, отвечающая возрасту 718 ± 30 млн лет [Буякайте и др., 1989].

В настоящее время U–Pb методом по цирконам и термоионным методом по единичным зернам цирконов из тел плагиогранитов, расположенных на границе габброидов и дайкового комплекса, установлен возраст офиолитов Дунжугурского комплекса западного обрамления Гарганской глыбы, отвечающий интервалу 1020–1010 млн лет [Хаин и др., 1999; Khain et al., 2002].

Данные по изотопному составу углерода и кислорода недавно получены для карбонатных пород боксонской серии [Покровский и др., 1999]. Результаты исследования дали его авторам возможность сопоставлять породы, развитые в основании забитской свиты боксонской серии, с ранневендским ледниковым лапланским горизонтом, и сделать вывод о том, что нижняя часть забитской свиты относится к началу венда, т.е. что разрез боксонской серии полностью охватывает венд. Материалы рассматриваемой работы также подтвердили, что возраст хужиртайской свиты соответствует атдабанскому ярусу нижнего кембрия.

Необходимо отметить, что вывод о нижневендском возрасте пород боксонской серии встречает несколько возражений.

Первое связано с геологическим строением нижней части этой карбонатной толщи. Принадлежность грубообломочных пород (диамиктитов) к непрерывному разрезу боксонской серии не является однозначно определенной. В работе (см. раздел 3.2) допускается существование несогласия между грубообломочными породами и карбонатной толщей боксонской серии. В случае существования этого несогласия изотопно-геохимические данные не будут свидетельствовать о нижневендском возрасте боксонской серии.

Второе возражение связано с новыми биостратиграфическими данными по породам нижней части разреза боксонской серии районов Ухагольского, Харанурского месторождений и бассейна р. Сархой, в которых обнаружена мелкораквинная фауна, известковые и кремненные подоросли [Терлеев и др., 1998а]. Эти материалы свидетельствуют о том, что нижняя часть забитской свиты отвечает верхнему венду, в частности “известковые водоросли и их кремнистые аналоги в равной степени распространены в верхах венда и нижнем кембрии” [там же, с. 313]. Таким образом, маловероятно, что боксонская серия охватывает весь интервал (более 150 млн лет) от начала венда до среднего кембрия.

Биостратиграфические материалы по Окинской зоне дали возможность составить непрерывную стратиграфическую последовательность от ордовика до девона [Катюха, Рогачев, 1983; Рощектаев и др., 1983], включающую мангатгольскую, дабанжалгинскую свиты и окинскую серию из трех толщ, нижняя из которых соответствует яматинской свите, выделенной Н.С. Ильиной [1958]. Биостратиграфические материалы по перечисленным толщам в разной степени представительны. Наиболее полно Ю.П. Катюхой и А.М. Рогачевым [1983] охарактеризована дабанжалгинская свита, в которой найдены граптолиты, кораллы, мшанки и другие формы ископаемых, свидетельствующие о том, что возраст свиты отвечает интервалу от верхнего карадокка до силура. Наименее представительная единичная находка сделана в средней эффузивно-осадочной толще окинской серии, в ней найдены водоросли, по всей видимости, не соответствующие определенному стратиграфическому интервалу. Однако возможность нарушения стратиграфической последовательности залегания толщ в пределах Окинской зоны не учитывалась, и эффузивно-осадочная толща была включена в эту последовательность.

В дальнейшем было сделано предположение о совмещении разновозрастных толщ в пределах Окинской зоны [Добрецов, 1985]. В пользу этого предположения свидетельствуют результаты исследования метаморфических пород [Скляр, Добрецов, 1987; Добрецов и др., 1988], выявление терригенно-вулканогенных толщ, претерпевших высокобарический метаморфизм в *P-T*-условиях глаукофан-зеленосланцевой фации [Геология и рудоносность ..., 1989].

Изотопно-геохронологические данные по породам Окинской зоны. В настоящее время Rb–Sr методом исследованы породы Окинской зоны, испытавшие высокобарический метаморфизм (829 ± 23 млн лет) и наложенный зеленосланцевый метаморфизм (624 ± 52 млн лет) [Скляр и др., 1988]. Sm–Nd минеральная изохрона по габброидам из силлов, прорывающих осадочную толщу окинской серии, составляет 736 ± 43 млн лет [Кузьмичев, Журавлев, 1999].

Если основываться на точке зрения о залегании толщ Окинской зоны в стратиграфической последовательности, то биостратиграфические и изотопно-геохронологические данные следует признать противоречащими друг другу. Однако, возможно, что противоречие является кажущимся и отражает только недостаточную изученность внутреннего строения Окинской зоны. Возможность проявления той или иной формы палеозойской активизации, которая могла бы привести к формированию палеозойских толщ, не противоречит данным об ордовикском возрасте гранитоидов, прорывающих Окинскую серию [Kuzmichev, 1999; Кузьмичев, 2000].

Стратифицированные образования позднего докембрия – палеозоя занимают разные позиции в структуре юго-восточной части Восточного Саяна. Впервые схема покровного строения для этого района была составлена Н.Л. Добрецовым [1985], наиболее подробно рассмотревшим строение аллохтонного пакета обрамления Гарганской глыбы, с меньшей степенью детальности – Окинской структуры. Р.Г. Боосом [1988] обоснована схема покровного строения Тункинских гольцов, расположенных в пределах Ильчирской структуры. В дальнейшем схема строения пакета аллохтонов обрамления Гарганской глыбы была уточнена и детализирована [Khaif, 1991; Федоровский и др., 1995]. Достоверных данных по распространению или отсутствию тектонических единиц, выделенных в Гарганской зоне, к западу и к юго-западу от нее не было. Изучение Боксон-Сархойской зоны показало, что участвующие в ее строении толщи формируют пакет аллохтонных пластин, часть из которых соответствует тектоническим единицам обрамления Гарганской глыбы.

Данные, которые дали авторам основу для составления схемы покровного строения Боксон-Сархойской зоны, рассматриваются в разделах 3.2. и 3.3. Так как в этих разделах, а также в разделе 3.1., изложение материала ведется в соответствии со схемой покровного строения, а не со стратиграфической схемой, то в начале каждой из перечисленных частей главы 3 приведены основные тектонические единицы и соответствующие им свиты, серии или толщи.

2.2.3. Интрузивные комплексы

Интрузивные комплексы (позднего докембрия – палеозоя) включают гранитоиды и габброиды, до недавнего времени было распространено мнение об их палеозойском возрасте. Определение возрастов магматических пород основывалось на соотношениях их с вмещающими толщами, в свою очередь, не всегда достаточно надежно датированными. Эта ситуация начала меняться благодаря работам А.Б. Кузьмичева и соавторов [Kuzmichev, 1999; Кузьмичев и др., 1999; Kuzmichev et al., 2001], осуществивших изотопно-геохронологические исследования гранитоидов нескольких комплексов и выявивших среди них как позднерифейские, так и палеозойские.

Гранитоиды широко распространены в юго-восточной части Восточного Саяна; массивы, сложенные этими породами, неравномерно распределены на площади. Наиболее широко гранитоиды развиты в Гарганской зоне, они прорывают образования как собственно глыбы, так и ее обрамления. Обширная площадь к северо-востоку от Гарганской глыбы занята гранитами, крупный Гарганский¹ массив находится в северо-западной части глыбы. В Боксон-Сархойской зоне крупные массивы распространены в значительно меньшей степени, чем в Гарганской. Крупный Сархойский массив находится в западной части Боксон-Сархойской зоны, а в южной ее части находятся незначительные по площади массивы гранитов, гранодиоритов; несколько шире гранитоиды распространены в юго-восточной части зоны.

В южной части Окинской зоны крупные гранитные массивы отсутствуют, однако они занимают значительную площадь севернее, где контактируют с венд-кембрийскими толщами, часть массивов приурочена к Тисса-Шебеликскому надвигу – границе этих толщ с вулканогенно-осадочными образованиями южной части Окинской зоны. В северной части Ильчирской зоны распространение гранитоидов незначительно, однако вдоль ее южного края расположен ряд крупных массивов, наиболее крупные из которых – Мондинский, Хондолгойский и Тункинский [Геология и рудоносность ... , 1989].

В юго-восточной части Восточного Саяна выделяют таннуольский, сумсунурский, холбинский и сархойский комплексы гранитоидов. Первые два из них близки по составу и, как предполагалось ранее, по возрасту. Массивы как таннуольского, так и сумсунурского комплексов сложены в основном тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритами. Часть исследователей породы сумсунурского комплекса включает в холбинский комплекс, другие выделяют и сумсунурский, и холбинский комплексы.

Позднерифейский возраст (790 млн лет) установлен для тоналитов сумсунурского комплекса из Гарганского массива Rb–Sr и U–Pb методами [Кузьмичев, 1999]. Породы массива прорывают фундамент Гарганской глыбы и ее карбонатный чехол. Этот массив является самым западным из всей группы массивов сумсунурского комплекса; расположенные еще западнее массивы сходного состава условно относят к таннуольскому комплексу [Геология и рудоносность ... , 1989].

1 Все названия массивов приведены по [Геология и рудоносность ... , 1989]

Ордовикские граниты также присутствуют в Гарганской зоне. Для жильных порфировидных гранитов, относящихся к холбинскому комплексу, U–Pb методом по циркону и сфену установлен возраст 478 ± 19 млн лет [Хаин и др., 1995 б]. Ранее часть исследователей включала породы сумсунурского комплекса в состав холбинского.

Таким образом, в Гарганской зоне, по всей видимости, развиты два разновозрастных комплекса гранитоидов: позднерифейский сумсунурский и раннеордовикский холбинский. В составе первого из них преобладают тоналиты [Геология и рудоносность ... , 1989]. Формация “золотоносных малых гранитоидных интрузий верхнекембрийско-ордовикского возраста, описанная во многих работах В.А. Глобы [1963]”, ранее включалась в состав холбинского комплекса [Геология и рудоносность ... , 1989, с. 47]. Необходимо отметить, что возраст Сумсунурского массива одноименного комплекса, к которому приурочено крупное золоторудное месторождение Зун-Холба, непосредственно не определен, возможно, в составе массива пространственно объединены породы разных возрастных групп.

Ордовикский возраст установлен для одного из типовых для таннуольского комплекса массивов Каахемской зоны (Тува) на основе U–Pb датирования цирконов ($451 \pm 5,7$ млн лет) [Козаков и др., 1998]. Тоналиты и гранодиориты таннуольского комплекса широко развиты в Восточной Туве, Северной Монголии, в юго-восточной части Восточного Саяна они выделяются условно. В Боксон-Сархойской зоне о палеозойском возрасте интрузий таннуольского комплекса свидетельствуют геологические данные. Наиболее крупная из этих интрузий – Билютинский массив диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов – прорывает породы мангангольской свиты второй половины среднего кембрия – ордовика [Геология и рудоносность ... , 1989].

В Боксон-Сархойской и Гарганской зонах, таким образом, вероятно развиты два комплекса ордовикских гранитоидов (таннуольский и холбинский), что могут подтвердить или опровергнуть дальнейшие исследования.

Палеозойским на основании геологических данных до недавнего времени считался сархойский комплекс. В настоящее время для гранитоидов одного из массивов этого комплекса – Эхэ-Хайгасского массива, расположенного в южной части Окинской зоны, Rb–Sr методом установлен среднеордовикский возраст – 460 ± 3 млн лет [Kuzmichev, 1999].

К сархойскому комплексу относят крупные массивы: Сархойский – на западе Боксон-Сархойской зоны, Мондинский, Тункинский и другие – вдоль южной границы Ильчирской зоны, ряд массивов в пределах Окинской зоны. Эти массивы сложены серыми, розовато-серыми и розовыми средне- крупнозернистыми, часто порфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, реже аляскитами и граносиенитами с широко проявленной дайковой серией пегматитов, аплитов, гранитов, и гранит-порфиров [Геология и рудоносность ... , 1989]. Отмечают, что наиболее полная характеристика ряда крупных плутонов сархойского комплекса дана Ф.П. Митрофановым [1962]. Гранитоиды сархойского комплекса прорывают толщи, которые относили к кембрию, ордовику и силуру и находятся в гальке девонских моласс [Геология и рудоносность ... , 1989]. Известно, что не вполне ясны возрастные соотношения сархойского и огнитского комплексов [Гордиенко и др., 1978].

Субщелочные и щелочные граниты, граносиениты и сиениты в юго-восточной части Восточного Саяна относят к огнитскому комплексу [Геология и рудоносность ... , 1989], а сиениты и нефелиновые сиениты выделяют как ботогольский комплекс. Щелочные граниты, граносиениты и сиениты огнитского комплекса расположены в пределах поля рас-

пространения венд-кембрийских карбонатных пород в северной части Окинской зоны. В Окинской зоне, вблизи ее границы с Гарганской, расположен Бото-Гольский массив нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса. Часть исследователей включает и эти породы в огнитский комплекс [Геология и рудоносность ... , 1989]. Интрузивные породы этого комплекса считаются самыми молодыми в регионе, на основании геологических данных их возраст определяется как среднедевонский [Геология и рудоносность ... , 1989].

Габброиды. В юго-восточной части Восточного Саяна выделяется хойтоокинский комплекс габброидов. Основная часть массивов этого комплекса расположена за пределами рассматриваемой в работе территории, севернее Окинской зоны – в пределах Хамсаринского прогиба (Ухтумско-Хамсаринской зоны). В этой же зоне расположен крупный сложнопостроенный Хойто-Окинский массив, сложенный преимущественно габбро и диоритами, а также перидотитами, троктолитами, пироксенитами, габбро-норитами и другими породами. Отмечается, что “в настоящее время имеется достаточно оснований считать хойтоокинский комплекс самостоятельной ассоциацией пород, существенно отличающихся от габброидов офиолитовой ассоциации” [Геология и рудоносность ... , 1989, с. 44]. Достоверных данных о присутствии в Боксон-Сархойской, Гарганской и Окинской зонах массивов хойтоокинского комплекса в настоящее время нет. Как отмечается, условно к нему в Боксон-Сархойской зоне относят мелкие тела габбро-норитов и Шибитский массив, сложенный по данным Ю.Ф. Ефремова габбро-норитами; в пределах Гарганской глыбы – интрузию габбро-пироксенитов (район междуречья Барун- и Зун-Холба) и многочисленные дайки габбро-диабазов [Геология и рудоносность ... , 1989].

Среди докайнозойских образований выделяются также дайки основного состава хундыгольского комплекса, для них К–Аг методом определен среднедевонский возраст [Рассказов, 1993].

2.2.4. Мезозойские и кайнозойские образования

На территории юго-восточной части Восточного Саяна распространены мезозойские континентальные Терригенные толщи, занимающие незначительную площадь. Так в бассейне р. Мал. Бутугол (юго-восточная часть Боксон-Сархойской зоны) развита бутугольская свита, охарактеризованная четкими отпечатками растений, в том числе папортников, указывающих на мезозойский, скорее всего, юрско-нижнемеловой возраст [Геология и метаморфизм ... , 1988].

На территории Гарганской, Боксон-Сархойской и Окинской зон широко распространены щелочные базальты раннего миоцена – голоцена [Рассказов, 1993], их выходы объединяют в несколько ареалов, образующих Восточно-Саянскую вулканическую область [Геология и рудоносность ... , 1989]. Из трех рассматриваемых в работе зон самая обширная площадь занята этими базальтами в Боксон-Сархойской зоне. Условное выделение неравных по площади западной и восточной частей этой зоны (см. разделы 3.2. и 3.3.) связано с расположением крупного поля базальтов в ее центральной части.

Глава 3. ПОКРОВНОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Глава 3 состоит из пяти разделов, четыре из которых посвящены покровному строению юго-восточной части Восточного Саяна, а в пятом рассматриваются некоторые вопросы, связанные с сопоставлением комплексов этой области и прилегающей к ней территории Северной и Западной Монголии. Гарганская и Боксон-Сархойская зоны Восточного Саяна (см. разделы 3.1. – 3.3.) тесно связаны общим структурным планом и представляют собой сегменты единого пояса, протягивающегося на рассматриваемой территории с востока на запад и затем поворачивающегося на юг в меридиональном направлении – на территорию Монголии. Окинская зона (см. раздел 3.4.) располагается вдоль этих двух сегментов с северной стороны, на западе она также стыкуется с продолжающим ее широтным отрезком.

Гарганская и Боксон-Сархойская зоны рассматриваются с разной степенью детальности, поскольку покровное строение первой, в отличие от второй, охарактеризовано предшествующими работами и в основном общепризнано. Раздел 3.1. является компиляцией ранее опубликованных материалов по строению аллохтона восточных и северных районов Гарганской зоны [Ляшенко, 1979; Добрецов, 1985; Khaip, 1991 и др.]. Без рассмотрения этих материалов характеристика покровного строения единого пояса, в состав которого входит Гарганская зона, была бы неполной. Кроме того, данные по районам, рассматриваемым в разделах 3.2. и 3.3., и их сопоставление с материалами раздела 3.1. дали основания для некоторых изменений и дополнений схемы покровного строения восточной части Гарганской зоны.

В разделе 3.2. характеризуется покровное строение запада Гарганской зоны, одновременно являющегося восточной частью Боксон-Сархойской зоны, в разделе 3.3. – западная часть этой зоны. Если строение обрамления Гарганской глыбы в значительной степени расшифровано предшествующими работами, то в отношении структуры Боксон-Сархойской зоны не было общепринятой трактовки. Соответствие ряда тектонических покровов Боксон-Сархойской зоны таковым Гарганской зоны обосновывается впервые.

В разделах 3.4. и 3.5. кратко рассматриваются некоторые вопросы строения Окинской зоны и прилегающих районов Северной Монголии, касающиеся в основном сопоставления комплексов этих районов и Боксон-Сархойской и Гарганской зон.

3.1. Гарганская зона, восточная часть

В составе Гарганской зоны наиболее крупной структурой является одноименная антиформа. Ядро антиформы, за которым укрепилось традиционное название "глыбы",

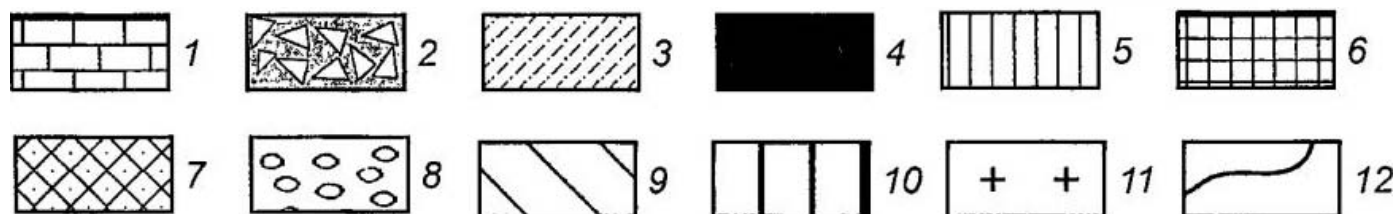
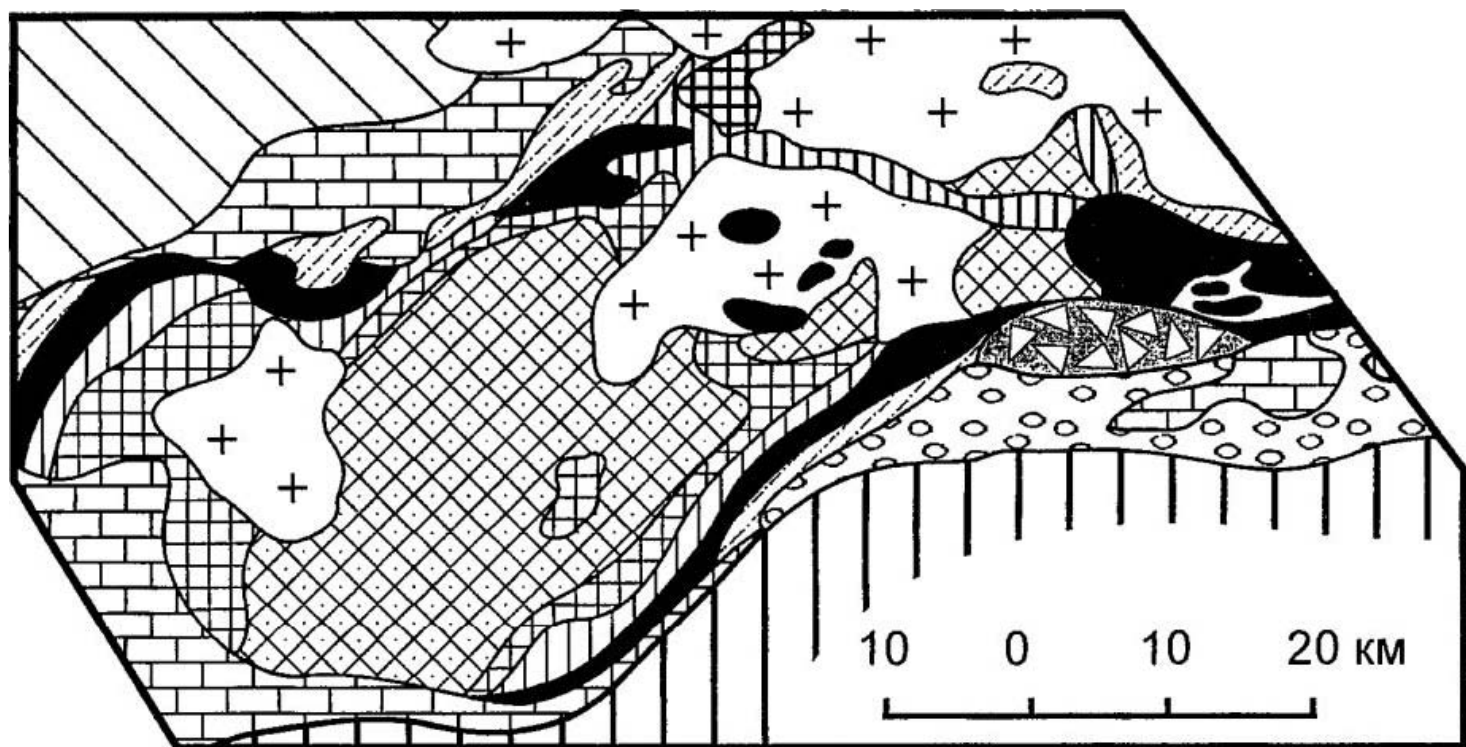


Рис. 7. Схема строения покровно-складчатого обрамления Гарганской глыбы

1 – Боксонский покровный комплекс, карбонатные отложения шельфового типа (V–Є.); 2 – Хушагольская пластина, полимиктовый серпентинитовый меланж; 3 – Оспинская пластина Верхнеонотского покрова, карбонатно-глинистая флишеидная толща (V–Є.), эффузивно-сланцевая толща (R₁–V); 4 – пластины и чешуи нижней части Верхнеонотского покрова: породы дунит-гарцбургитового комплекса, расслоенного дунит-верлит-пироксенит-таббрового, габброидного и дайкового комплексов; 5 – Ильчирский покров, сланцевая толща с олистостромовыми горизонтами (V–?); 6 – паравтохтон, сорванный чехол Гарганской глыбы (R₂); 7 – ремобилизованный в ордовикское время раннепротерозойский фундамент Гарганской глыбы; 8 – неавтохтон, ордовикско(?)–девонские молассоидные образования; 9 – Окинский покров, вулканогенно-терригенные зеленосланцевые толщи; 10 – образования Ильчирской зоны преимущественно карбонатно-терригенные комплексы; 11 – граниты Холбинского и Сумсунурского интрузивных комплексов; 12 – геологические границы

сформировано метаморфическими и связанными с ними гранитоидными комплексами. выступающими в качестве автохтона (относительного автохтона) Гарганской зоны. Крылья антиформной структуры образуют офиолитовые и другие аллохтонные комплексы, они обнажаются вокруг Гарганской глыбы, окаймляя ее практически со всех сторон (рис. 7). Предполагают, что тектонические покровы перекрывали некогда всю глыбу, а затем были эродированы [Добрецов и др., 1985; Федоровский и др., 1995]. Аллохтоны совместно с паравтохтонным комплексом образуют так называемое обрамление Гарганской глыбы.

Более полно аллохтоны сохранились на периклиналях антиформы. Восточное периклиналильное замыкание находится в районе Оспинско-Китойских гольцов, западное – уже в пределах Боксон-Сархойской зоны. В северном, более пологом, крыле антиформы аллохтонные комплексы представлены полнее, чем в крутом и сильно дислоцированном южном. В соот-

ветствии с этими особенностями в разделе 3.1. рассматриваются юго-восточная (южное крыло и восточное периклинальное замыкание Гарганской антиформы, 3.1.1.), и северная (3.1.2.) части обрамления Гарганской глыбы. Восточное замыкание, расположенное уже в пределах Боксон-Сархойской зоны, будет рассмотрено в разделе 3.2.

3.1.1. Стратиграфические и тектонические единицы паравтохтонного и аллохтонного комплексов

В состав паравтохтонных и аллохтонных комплексов восточной части Гарганской зоны входят различные образования, среди которых значительный объем занимают стратифицированные толщи. Для данного района в целом утвердились представления о том, что стратиграфические единицы соответствуют определенным тектоническим единицам, т.е., что те или иные свиты образуют тектонические пластины, покровы или чешуи. Ниже приводится схема соответствия тектонических и стратиграфических единиц, основанная на предложенных ранее схемах покровного строения [Добрецов, 1985; Khain, 1991; Федоровский и др., 1995; Федотова, Ханн, 1995] с дополнениями.

На востоке Гарганской глыбы наиболее полный набор образований аллохтона наблюдается в районе Оспинско-Китойских гольцов. Здесь стратифицированные и нестратифицированные образования залегают в следующей последовательности на метаморфических породах автохтона и деформированных и расчешуенных толщах карбонатных пород паравтохтона.

Паравтохтон

преимущественно карбонатные толщи иркутной (монгошинской) свиты R_3 .

Аллохтон

Нижний покровный комплекс

Ильчирский покров:

вулканогенно-сланцевая толща с олистостромами – ильчирская свита ($R_3-V?$).

Верхнеонотский (офиолитовый) покров:

пластины и чешуи пород преимущественно нижних частей разреза офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, породы дунит-верлит-пироксенит-габбрового расслоенного комплекса, габброиды);

Оспинская пластина:

вулканогенно-сланцевые толщи оспинской свиты ($R_3-V?$) и сланцево-олистостромовые толщи оспинской свиты ($V-E_1?$);

Хушагольская пластина:

полимиктовый серпентинитовый меланж с крупными блоками и пластинами габброидов и ультрабазитов;

доломиты, залегающие на породах полимиктового серпентинитового меланжа, пластинах габброидов и ультрабазитов с офикальцитами в основании ($V-?$).

Боксонский покровный комплекс

карбонатные породы, сопоставляемые с породами боксонской серии (V_3-E_2).

Неоавтохтон I? – II

молассоидные толщи безымянной ($O-?$) и сагансайрской (D_3-C) свит.

Все указанные возраста толщ за исключением возраста неоавтохтона II – молассоидной толщи сагансайрской свиты – являются для восточной части обрамления Гарганской глыбы условными и приведены, исходя из данных по более западным районам, рассматриваемым в разделах 3.2. и 3.3.

Наиболее сложным строением характеризуется Верхнеонотский (офиолитовый) покров. Самый полный набор составляющих его тектонических пластин и чешуй распространен в Оспинско-Китойских гольцах в бассейне верхнего течения р. Онот (и на водоразделе рек Онот и Китой). Покров состоит из тектонических пластин и чешуй, сложенных породами преимущественно нижних частей разреза офиолитовой ассоциации Оспинской пластины, тесно интегрированной с породами неоавтохтона I, и Хушагольской пластины, присутствие которой является специфичным для Оспинско-Китойских Гольцов.

3.1.2. Строение юго-восточной ветви обрамления Гарганской глыбы (район оз. Ильчир – Оспинско-Китойские гольцы)

Юго-восточная ветвь обрамления Гарганской глыбы включает комплексы паравтохтона и аллохтона, слагающие южное крыло (рис. 8, б) и восточное периклинальное замыкание Гарганской антиформной структуры (рис. 8, в). Породы этих комплексов формируют непрерывное полукольцо от озера Ильчир на юго-западе до Оспинско-Китойских гольцов на востоке. Аллохтоны этого пояса, как и в других районах обрамления Гарганской глыбы, представлены породами Ильчирского, Верхнеонотского покровов, а также фрагментами Боксонского покровного комплекса. Пакет аллохтонов залегает на метаморфических породах автохтона и деформированных и расчлененных толщах паравтохтона.

Строение аллохтонных комплексов юго-восточной ветви обрамления Гарганской глыбы детально изучено как в ее южной части [Добрецов и др., 1985], так и восточнее в районе Оспинско-Китойских гольцов (водораздел бассейнов верхнего течения рек Онот и Китой) [Ляшенко, 1979, 1988; Хаин, 1989; Давыдов, 1990; Khaïn, 1991; Кузьмичев, 1996; Khaïn et al., 1997], где распространен наиболее полный набор тектонических единиц аллохтона. Авторами перечисленных публикаций проведено картирование сложной складчатой структуры пакета покровов и восстановлена их последовательность, кратко рассматриваемая в данном разделе.

Непосредственно к югу от Гарганской глыбы контакты покровов и составляющих их тектонических пластин круто падают от нее и образуют узкую полосу, шириной менее 5 км. В восточном направлении контакты выполаживаются и полоса выходов аллохтонов расширяется по мере приближения к Оспинско-Китойским гольцам – восточному периклинальному замыканию Гарганской антиформной структуры. В противоположном, западном направлении полоса выходов офиолитов сужается, а поле распространения карбонатных пород расширяется, в области западного замыкания антиформы карбонатные породы Боксонского покровного комплекса оказываются пространственно совмещенными с карбонатными породами паравтохтона. На юге аллохтоны обрамления Гарганской глыбы граничат с комплексами расположенной южнее Ильчирской структуры. Вдоль границы широко развиты толщи неоавтохтонов I? и II.

Строение крупной Гарганской антиформы осложнено более мелкими купольными структурами и сопряженными межкупольными синформными складками. Наиболее отчетливо характер этих деформаций проявлен в области восточной периклинали Гарганской антиформы – в районе Оспинско-Китойских гольцов (рис. 9). Здесь в виде относительно полого залегающего аллохтона расположен Оспинский массив, представляющий собой самую крупную пластину Верхнеонотского (офиолитового) покрова, сложенную породами дунит-гарцбургитового комплекса. Установлено, что пластины серпентинизи-

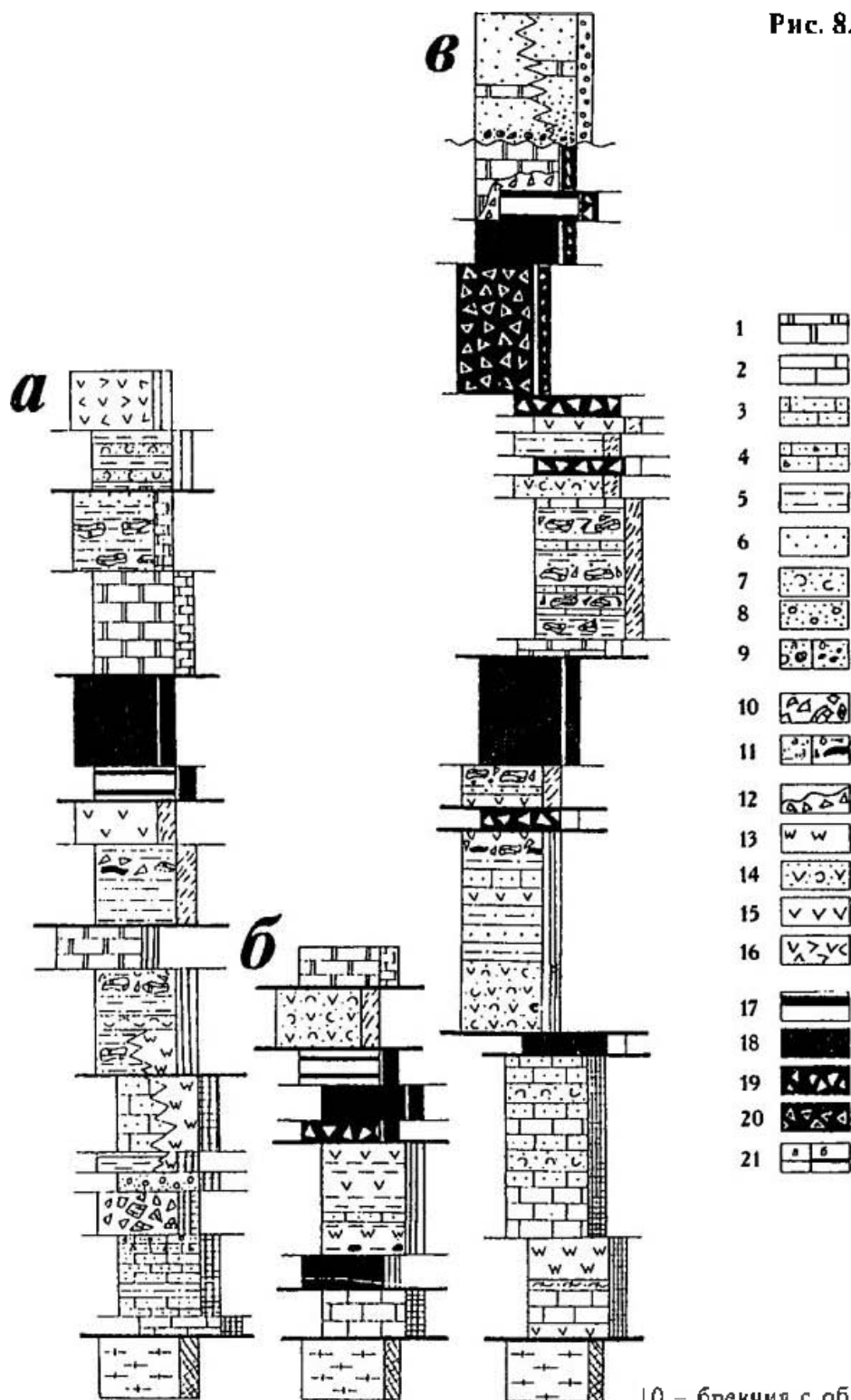


Рис. 8. Последовательность пластины аллохтона западной части Гарганской зоны. Северная ветвь обрамления Гарганской глыбы, район оз. Хара-Нур (а); юго-восточная ветвь обрамления Гарганской глыбы: район оз. Ильчир (б) и район Оспинско-Китойских гольцов (в)

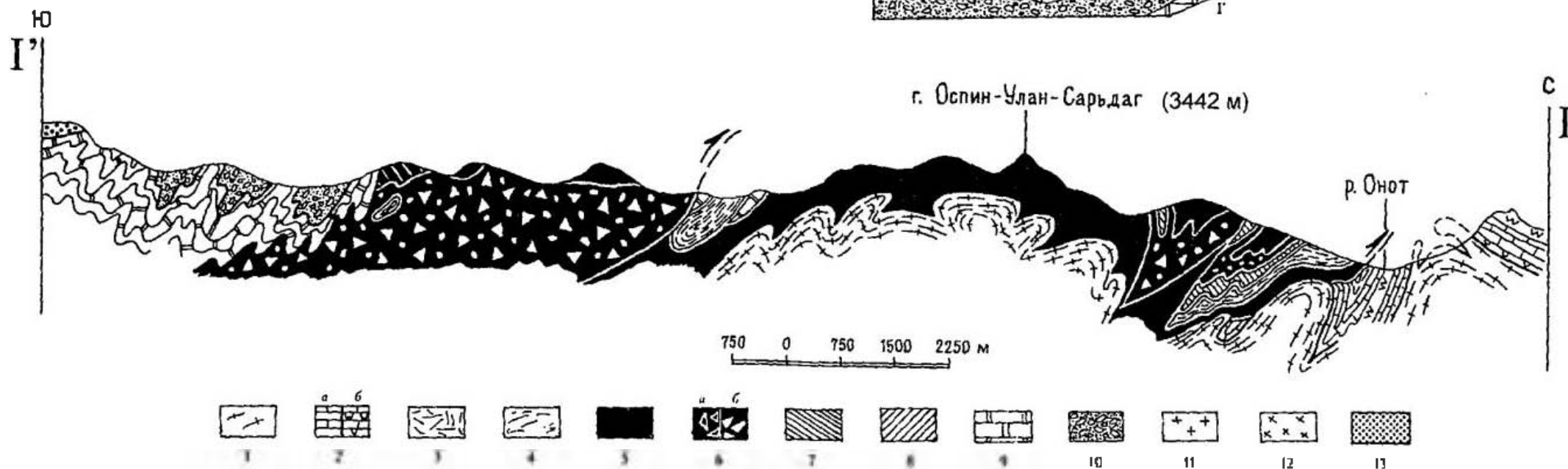
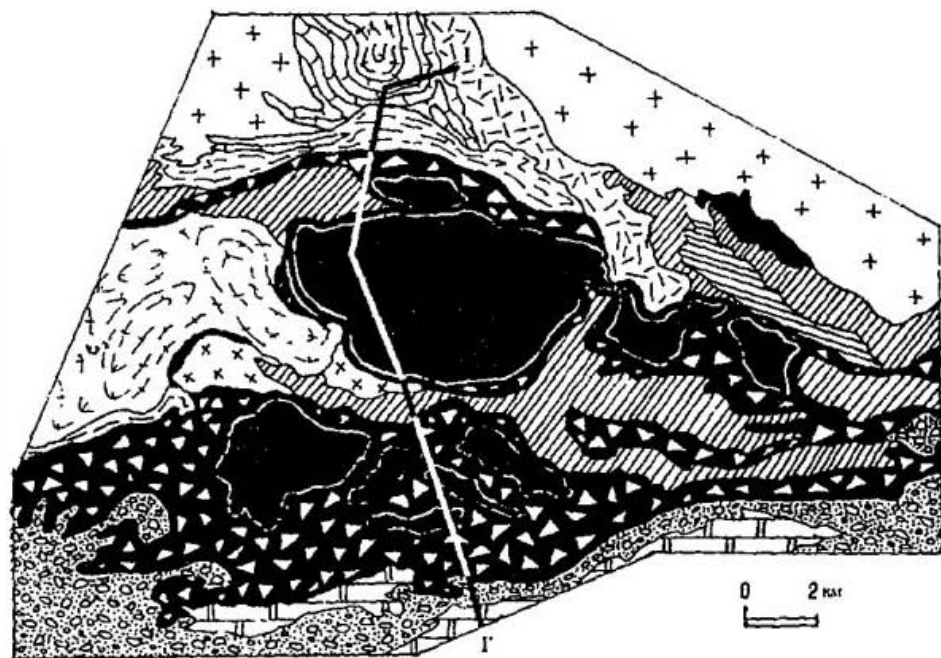
- 1 — доломиты;
- 2 — известняки, мраморизованные известняки;
- 3 — известковистые песчаники, песчаные известняки, в том числе мраморизованные;
- 4 — грубообломочные породы с карбонатным цементом;
- 5 — сланцы глинистые, карбонатно-глинистые, углеродистые;
- 6 — песчаники;
- 7 — песчаники с примесью вулканогенного материала;
- 8 — грубообломочные породы;
- 9 — конгломераты: а) с обломками карбонатных пород, б) с обломками ультраосновных пород;

- 10 — брекчия с обломками карбонатных и метаморфических пород;
- 11 —olistostromовые горизонты: а) с олистолитами карбонатных пород, б) с олистолитами ультраосновных пород;
- 12 — офикальциты;
- 13 — кварциты;
- 14 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы;
- 15 — эффузивы основного состава;
- 16 — вулканогенные и осадочные породы переслапелые;
- 17 — габброиды;
- 18 — ультрабазиты;
- 19 — мономиктовый серпентинитовый меланж;
- 20 — полимиктовый серпентинитовый меланж;
- 21 — границы: а) тектонических пластин и чешуи, б) покровов и покровных комплексов;

остальные условные обозначения см. рис. 7.

Рис. 9. Схематическая геологическая карта района горы Оспин-Улан-Сарьдаг (Оспинско-Китойские гольцы), геологический разрез по линии I-I'

1 – гранито-гнейсы, ремобилизованный в ордовикское время раннепротерозойский фундамент Гарганской глыбы, 2, 3 – паравтохтон: 2 – мраморы (а) с прослоями кварцитов и амфиболитов (б), 3 – биотитовые гнейсы, амфиболовые сланцы; 4 – Ильчирский покров, сланцевые толщи с олистостромовыми горизонтами (V?), 5–8 – Верхнеонотский покров: 5 – породы лунит-гарцибургитового комплекса, 6 – серпентинитовый меланж (а – полимиктовый, б – мономиктовый); 7, 8 – Оспинская пластина: 7 – вулканогенно-флишевые толщи (R_3-V), 8 – глинисто-карбонатный флиш с олистостромами (V–E₁), 9 – карбонатные толщи Боксонского покровного комплекса (V–E₁); 10 – молассондные толщи неавтохтона, нерасчлененные, 11 – гранитоиды нерасчлененные; 12 – диориты и гранодиориты; 13 – конгломераты (вертикальный масштаб равен горизонтальному)



рованных дунитов и гарцбургитов деформированы совместно с гранито-гнейсами в широкие антиклинали, осложненные узкими килевидными межкупольными синклиналями, в том числе и кольцевыми синклиналями и, что как гранито-гнейсы, так и породы аллохтона охвачены единым ореолом зонального метаморфизма [Хаин, 1989].

Паравтохтон

Породы существенно карбонатного состава, занимающие в структуре положение паравтохтона, распространены фрагментарно в Оспинско-Китойских гольцах, далее в юго-западном направлении полоса их распространения прерывается интрузией гранитоидов; западнее поле распространения карбонатных пород расширяется, эти породы сохранились также в центральной части Гарганской глыбы в виде эрозионного останца.

Контакт между комплексами Гарганской глыбы и перекрывающими их преимущественно карбонатными толщами иркутной (монгошинской) свиты считался стратиграфическим, но в настоящее время известны данные о признаках значительных тектонических подвижек как в венд-кембрийском чехле, так и “... на контакте цоколя раннего докембрия ... и залегающих на нем со стратиграфическим несогласием слабо метаморфизованных (зеленосланцевая фация) верхнепротерозойских песчано-сланцево-карбонатных отложений (иркутская свита)” [Шмотов и др., 1993, с. 87].

Полоса карбонатных пород юго-востока Гарганской зоны от р. Самарта на востоке до р. Гарган – притока р. Иркут на западе детально изучена Е.Ф. Летниковой и Н.К. Гелетий [1997] с целью выявления режимов осадконакопления и областей сноса. Ими установлены три осадочные микрофации пород иркутной свиты, самые мелководные распространены преимущественно во внутренних частях полосы карбонатных пород, окаймляющих Гарганскую глыбу; на основании литолого-геохимического исследования этих пород подтверждена правомерность отнесения разрозненных выходов к одной свите. “В разрезе иркутной свиты господствуют практически чистые карбонатные породы очень слабо насыщенные обломочными примесями ... Терригенные породы слагают единичные маломощные прослои, тяготеющие к низам свиты, представленные песчаниками, карбонатно-хлоритовыми и кварцево-слюдистыми сланцами” [Летникова, Гелетий, 1997, с. 1615]. “Основным источником сноса для карбонатных пород являлись кристаллические образования Гарганской глыбы. Изучение распределения элементов ультраосновной и кислой специализаций в микрофациях позволяет сделать вывод о тектонической активности и обширной вулканической деятельности в сопредельных территориях южной части Гарганской глыбы во время формирования данной карбонатной толщи ...” [Летникова, 1998, с. 7].

Нижний покровный комплекс

Ильчирский покров

Ильчирский покров как самостоятельная тектоническая единица, сложенная породами ильчирской свиты (сланцевыми, карбонатно- и вулканогенно-сланцевыми толщами с олистостромовыми пачками), рассмотрен в ряде работ. Первоначально эта тектоническая единица была выделена в качестве нижней чешуи покрова офиолитов [Добрецов и др., 1985], ниже она рассматривается как тектонический покров.

Наибольшей ширины полоса выходов пород Ильчирского покрова достигает вблизи озера Ильчир. В этом районе установлено, что “ильчирская свита, подстилающая ультрабазитовую пластину, состоит из двух частей: песчаной черносланцевой и верхней зеле-

носланцевой. ... Исследованиями Н.Л.Добрецова и П.А.Рошкетаяева здесь также установлены горизонты, содержащие олистолиты диабазов, офиолитовых габбро, вулканитов оспинской свиты и гранатовых амфиболитов докембрия” [Добрецов и др., 1985, с. 40]. В Оспинско-Китойских гольцах Ильчирский покров развит более фрагментарно. Здесь в его строении также выделяются две толщи, вулканогенно-сланцевая, включающая рассланцованные андезиты, андезито-базальты, редкие горизонты лавобрекчий и туфов, и сланцевая с широким развитием олистростромовых горизонтов, среди олистолитов преобладают серпентинизированные ультрабазиты, встречаются также породы карбонатного состава [Давыдов, 1990].

Наиболее характерные породы Ильчирского покрова – сланцы с примесью карбонатного материала и значительным содержанием углеродистого вещества, среди которых часто развиты олистростромовые горизонты.

Верхнеонотский покров

В юго-восточной ветви обрамления Гарганской глыбы покров образован пластинами и чешуями, включающими практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, а также двумя пластинами, рассматриваемыми под собственными названиями Оспинской и Хушагольской. На востоке в Оспинско-Китойских гольцах в составе покрова развиты главным образом породы дунит-гарцбургитового комплекса, на юго-востоке Гарганской зоны – породы дунит-верлит-пироксенитового полосчатого комплекса и габброиды (в составе отдельной пластины). Вулканогенно-осадочные толщи Оспинской пластины распространены вдоль всей юго-восточной ветви. Осадочные толщи в составе Оспинской пластины широко развиты в области восточного периклинального замыкания Гарганской антиформы, предположительно часть из них относится к неавтохтону 1, однако их выделение из состава пластины затруднено, и пластина рассматривается как нерасчлененная. На востоке, в Оспинско-Китойских гольцах выделяется также Хушагольская пластина.

В Оспинско-Китойских гольцах (см. рис. 8, а) в основании Верхнеонотского покрова находится пластина серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Породы пластины контактируют здесь непосредственно с гранито-гнейсами, и только на отдельных участках из-под них выходят породы Ильчирского покрова. Благодаря относительно пологому залеганию пластины в области периклинального замыкания Гарганской антиформы и глубокому эрозионному врезу отчетливо проявлены совместные деформации автохтона и аллохтона, установлено, что гранито-гнейсы, образующие ядра многочисленных куполов, деформируют покровы офиолитов и содержат их ксенолиты [Хаин, 1989]. Видимая мощность нижней пластины, состоящей из серпентинизированных пород дунит-гарцбургитового комплекса, достигает 500 м. На контактах этой пластины с гранитами и гранито-гнейсами развиты зоны тальк-карбонатных метасоматитов и регенерированных дунитов [Давыдов, 1990].

Вторая крупная тектоническая пластина в районе Оспинско-Китойских гольцов – Оспинская, она состоит из двух толщ: вулканогенно-сланцевой и толщи карбонатно-глинистого флиша с олистростромовыми горизонтами, среди олистолитов преобладают серпентинизированные ультрабазиты, менее распространены мраморизованные известняки и доломиты [Давыдов, 1990]. Породы этой пластины находятся в ядрах синформных структур. В настоящее время становится ясным, что пластина широко распространена как в обрамлении Гарганской глыбы, так и западнее – в пределах

Боксон-Сархойской зоны и, что собственно с породами пластины объединены флишево-олистостромовые толщи, по возрасту отвечающие неоавтохтону I и деформированные совместно с пластиной. Однако в большинстве случаев нет данных для достоверного выделения более молодых толщ, и все они включаются в работе в состав Осипинской пластины.

Третья крупная пластина рассматриваемого района – Хушагольская. Пластина распространена только в Осипинско-Китойских гольцах, где она по результатам картирования выделена как самостоятельная тектоническая единица, отличающаяся от других пластин покрова офиолитов [Khain et al., 1997].

Пластина состоит из двух частей (см. рис. 8, в), контакт между которыми является стратиграфическим. В нижней части пластина представлена мощной (до 1,5 км) чешуей полимиктового серпентинитового меланжа и серией тектонических чешуй, образованных ультрабазитами и габброидами. В верхней части (значительно меньшей, чем нижняя по занимаемой площади) пластина состоит из доломитов, которые залегают как на породах меланжа, так и на габброидах с размывом и офикальцитами в основании.

Блоки в серпентинитовом меланже нижней части Хушагольской пластины представлены тальк-карбонатными метасоматическими породами, габброидами и пироксенитами, серпентинизированными ультрабазитами, гранитами и доломитами, сходными с породами верхней части пластины. Одна из тектонических чешуй нижней части Хушагольской пластины сложена ультрабазитами, серпентинизированными в различной степени и породами нижней части расслоенного комплекса, вторая – габброидами, переходящими в одном направлении в пироксениты, а в другом – в лейкогаббро [Давыдов, 1990]. На основании сходства доломитов верхней части пластины и доломитов в блоках меланжа нижней части, можно говорить, что формирование меланжа и, по-видимому, становление Хушагольского покрова происходило после накопления доломитов.

Доломиты верхней части пластины, как и все доломиты северо-запада Гарганской зоны, относят к горлыкской свите, традиционно сопоставляемой с частью разреза боксонской серии венда – среднего кембрия.

Кроме двух крупных тектонических пластин в составе Верхнеонотского покрова в районе Осипинско-Китойских гольцов, широко распространены также чешуи, сложенные породами серпентинитового меланжа. На контакте ультрабазитов и Осипинской пластины расположены чешуи доломитов, сопоставляемых с породами Боксонского покровного комплекса (рис. 8, в).

На юго-запад от Осипинско-Китойских гольцов две крупные пластины Верхнеонотского покрова протягиваются вдоль южной границы Гарганской зоны. В районе, расположенном на юго-западе от оз. Ильчир (рис. 8, б), по дезинтегрированным пластинам и чешуям восстанавливается офиолитовый разрез от гипербазитов до габброидов [Добрецов и др., 1985, с. 39]. В нижней пластине зафиксирован переход от полностью серпентинизированных перидотитов к породам дунит-верлит-пироксенитового расслоенного комплекса; в строении второй пластины “принимают участие полосчатые габброиды, варьирующие от пироксенитов до анортозитов ... В северо-восточной части пластины развиты равномернозернистые и пегматоидные амфиболовые габбро и габбро-диориты, соответствующие, вероятно, верхним габбро” [Добрецов и др., 1985, с. 40].

Следующая пластина Верхнеонотского покрова представлена здесь, как и восточнее породами осипинской свиты, которая “тектонически налегает на габброидную пластину ... В составе свиты преобладают зеленокаменные порфириды базальтового, андезито-

базальтового, андезитового состава, переслаивающиеся с туффитами и туфопесчаниками” [там же, с. 40].

Боксонский покровный комплекс

Помимо доломитов, формирующих верхнюю часть рассмотренной выше Хушагольской пластины, вдоль южной границы Гарганской зоны распространены карбонатные породы, которые по аналогии с более западными районами условно включены автором в состав Боксонского покровного комплекса. Эти породы относят к горлыкской свите венда – нижнего кембрия, сопоставляемой с боксонской серией. Вдоль южной границы Гарганской зоны пластины и чешуи аллохтона смяты в изоклиналильные складки совместно с породами неавтохтона. Небольшие выходы рассматриваемых карбонатных пород практически повсеместно выступают из-под вышележащей толщи конгломератов неавтохтона, запечатывающей границу Гарганской зоны с Ильчирской, нижняя граница карбонатной толщи, таким образом, в данном районе неизвестна.

Существует точка зрения, согласно которой, рассматриваемые карбонатные толщи сопоставляются с разрезами, распространенными южнее, в районе среднего течения р. Шумак [Боос, 1988]. Этот район относят к Ильчирской зоне [Эволюция земной коры ... , 1988], где эти карбонатные толщи занимают наиболее глубинный структурный уровень и играют роль относительного автохтона по отношению к палеозойским аллохтонным комплексам, выделенным здесь Р.Г. Боосом [1988] и рассматриваемым как Тункинский тектонический покров [Геология и рудоносность ... , 1989]. Северная граница этого покрова соответствует границе Ильчирской зоны с Гарганской. Можно предполагать, что Ильчирская зона является областью автохтонного залегания рассматриваемых венд-нижнекембрийских (?) карбонатных толщ. В том случае если это предположение верно, Ильчирскую зону следует рассматривать как корневую область Боксонского покровного комплекса.

Точка зрения об аллохтонном залегании боксонской серии и ее аналогов является дискуссионной. Так, А.Б. Кузьмичев [1994, 1996] включает венд-нижнекембрийскую горлыкскую свиту, совместно с рассматриваемыми ниже безымянной и сагансайрской свитами в состав неавтохтона, запечатывающего покровно-складчатую структуру. Однако большой разрыв в возрасте между венд-нижнекембрийской горлыкской свитой и верхнедевонско-каменноугольной сагансайрской свитой делает не вполне однозначным вывод о том, что перечисленные толщи формируют единый комплекс неавтохтона.

Неоавтохтон I?–II

Грубообломочные толщи, распространенные вдоль границы Гарганской зоны с Ильчирской включают свиты: нижняя известна как безымянная свита (толща), верхняя – как сагансайрская свита. Положение безымянной толщи является дискуссионным, допускается ее залегание в разрезе ниже венд-нижнекембрийской горлыкской свиты [Боос, 1998; Кузьмичев, 1996] и стратиграфически выше ее с несогласием [Давыдов, 1990; Гатинская, Хаин, 1995]. В работе принята вторая точка зрения. Безымянная толща на основании положения в структуре условно сопоставлена с неавтохтоном I более западных районов. Сагансайрская свита рассмотрена как неавтохтон, запечатывающий покровную структуру, многими исследователями [Добрецов, 1985; Боос, 1988 и др.]. Возраст сагансайрской свиты (поздний девон – карбон) установлен по ископаемым остаткам ра-

стений [Геология и метаморфизм ... , 1988]. По всей видимости, данная толща, включенная в работе в состав неавтохтона II, является общим неавтохтоном для Гарганской и Ильчирской зон.

3.1.3. Строение северной части обрамления Гарганской глыбы

Северная ветвь обрамления Гарганской глыбы, как и юго-восточная, сложена породами Ильчирского, Верхнеонотского покровов и Боксонского покровного комплекса (рис. 8, а), залегающих на породах паравтохтона. На севере пакет перечисленных покровов граничит с образованиями Окинского покровного комплекса.

Участок соединяющий северное крыло антиформы с ее восточной периклиналию (районом Оспинско-Китойских гольцов, рассматривавшимся выше, рис. 8, в) трассируется по выходам фрагментов аллохтонов, сохранившихся в межкупольных синформах. На продолжении цепочки этих синформ в районе оз. Хара-Нур восстановлен фрагмент синформной складки [Добрецов и др., 1985], в ядре и на крыльях которой выходят породы Ильчирского и Верхнеонотского покровов нижнего покровного комплекса. Толщи Боксонского покровного комплекса залегают структурно выше и не участвуют в строснии этой складки. По мере приближения к западной периклинали Гарганской антиформы (восточная часть Боксон-Сархойской зоны, раздел 3.2.1.) как и в южном крыле, поле распространения карбонатных пород Боксонского покровного комплекса расширяется, эти породы оказываются совмещенными с карбонатными породами паравтохтона. На северо-западе из-под пород Боксонского покровного комплекса вновь выходят породы Верхнеонотского покрова и Ильчирский покров, где они описаны как Улзытинский покров ("массив") [Добрецов и др., 1985]. Еще западнее в обрамлении Гарганской глыбы расположен Дунжугурский офиолитовый комплекс, рассматриваемый в составе восточной части Боксон-Сархойской зоны (см. раздел 3.2.1.).

Паравтохтон

Соотношения паравтохтона с гранито-метаморфическим комплексом фундамента Гарганской глыбы были изучены в северном обрамлении Гарганской глыбы (верхнее течение р.Урик). Разрез нижней части монгошинской (иркутской) свиты при хорошей обнаженности наблюдается в бассейне руч.Топхор-Жалга – левого притока р.Урик. Толща, залегающая на биотитовых гнейсах Гарганской глыбы, со срывом в подошве, представлена следующей последовательностью: мраморизованные карбонатные породы, частично окремненные грубообломочные породы, толща вторичных кварцитов, образованных по карбонатным породам (рис. 8, а).

Грубообломочные породы средней части толщи широко известны как базальные конгломераты чехла Гарганской глыбы ("аркозовый контакт"). Их изучение показало, что, по всей видимости, первично они являлись конгломератами или брекчиями с обломками карбонатного состава, а затем обломки были избирательно замещены кварцевым материалом, часть обломков окварцована полностью. Наблюдаются все типы переходных разновидностей между окварцованными и неизмененными карбонатными породами, что подтверждает вторичное происхождение кварцитов. Таким образом, породы "аркозового контакта" имеют первично карбонатный состав, они находятся в средней части толщи, нижняя часть которой сложена карбонатными породами. Все это указывает, что они не могут рассматриваться как базальные конгломераты чехла Гарганской глыбы.

Нижний покровный комплекс

Ильчирский покров

В северной ветви, как и в других районах обрамления Гарганской глыбы Ильчирский покров залегает на породах паравтохтона. Для северной ветви наиболее полный разрез покрова известен в районе оз. Хара-Нур, где он был описан как разрез ильчирской свиты, образующей одну из чешуй покрова офиолитов [Добрецов и др., 1985]. Согласно опубликованным данным “нижняя часть разреза сложена преимущественно черными углистыми известняками и известковистыми алевролитами. Эта пачка присутствует и в подошве Боксонского покрова. В средней части разреза преобладают черные сланцы алеврито-глинистого состава, в верхней наблюдается чередование черных и зеленых сланцев, песчаников, редко туфов и известняков, присутствуют горизонты олистостром, местами переходящие в мощные пачки. В подошве офиолитовых чешуй в олистостроме ильчирской свиты преобладают офиолитовые олистолиты (преимущественно метабазалты и метадиабазы), реже метатуфы и зеленые кремнистые алевролиты, сходные с оспинской свитой. Редко отмечаются обломки габбро, ультрабазитов, зерна хромита в песчаниках” [Добрецов и др., 1985, с. 41]. Важно отметить, что среди характерных особенностей пород свиты, как и в других районах отмечается постоянное присутствие в их составе примеси карбонатного материала и углеродистого вещества.

Верхнеонотский покров

В северной ветви обрамления Гарганской глыбы, как и в юго-восточной, Верхнеонотский покров включает практически полный набор пород офиолитовой ассоциации. Максимальное для северной ветви количество тектонических чешуй и пластин покрова слагает ядро и крылья крупной опрокинутой к юго-востоку синформной складки в районе оз.Хара-Нур (так называемый Харанурский “массив”).

Оспинская пластина здесь залегает непосредственно на Ильчирском покрове и выходит на крыльях синформы. Пластина (чешуя) сложена “... вулканогенной зеленосланцевой толщей сопоставимой с оспинской свитой Ильчирского “массива”. В ее разрезе почти по пространию чешуи удастся наблюдать смену пиллоу-лав базальтового состава туфами и лавами андезито-базальтового состава и далее туфопесчаниками и алевролитами с туфами дацит-андезитового состава. В свою очередь, эта свита по простиранию сменяется дайковым комплексом и габброидами, т.е. в средней чешуе удастся выделить средние и верхние части офиолитового разреза ...” [Добрецов и др., 1985, с. 41]. На породах Оспинской пластины с тектоническим контактом, в котором отмечаются зоны серпентинитового меланжа, тальк-карбонатных пород, либо тонкие чешуи черных сланцев, залегают ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты и серпентиниты, местами надстроенные полосчатым верлит-пироксенитовым комплексом [Добрецов и др., 1985].

К западу от Харанурской синформной складки пластины и покровы нижнего покровного комплекса распространены фрагментарно, их контакты падают в направлении от Гарганской глыбы, эти образования выходят в виде узкой полосы и частично перекрыты карбонатными породами Боксонского покровного комплекса. На северо-западе Гарганской глыбы из-под пород Боксонского покровного комплекса выходят образования Ильчирского покрова и серпентинитовый меланж с крупными блоками пиллоу-лав и габбро. Меланж рассмотрен в качестве Улзытинского покрова (“массива”) [Добрецов и др., 1985].

Боксонский покровный комплекс

В северной ветви обрамления Гарганской глыбы Боксонский покровный комплекс сложен карбонатными породами одноименной серии. Нижняя граница этого комплекса охарактеризована в районе Харанурского месторождения фосфоритов, где проведен ряд структурных наблюдений, указывающих на тектоническую природу этой границы [Добрецов, 1985]. Здесь “скважинами и канавами прослежен пологопадающий тектонический контакт между породами продуктивной толщи и нижележащей офиолитовой серии. ... - Непосредственно в контакте наблюдаются сульфидизированные черные сланцы и известняки, а также березитизированные породы, выше которых расположены брекчированные, но неметаморфизованные карбонатные породы” [Добрецов, 1985, с. 47].

Строение разрезов, вещественный состав пород и стратиграфические данные для боксонской серии района Харанурского месторождения фосфоритов и всей северной ветви обрамления Гарганской глыбы рассмотрены в ряде публикаций [Бутов, Далматов, 1977; Рошкетаяев и др., 1983; Георгиевский, 1986 и др.]

3.1.4. Обсуждение раздела “Гарганская зона, восточная часть”

Как показано на рис. 8, 9 в северном и в юго-восточном поясах обрамления Гарганской глыбы на метаморфических породах автохтона и толщах паравтохтона залегают образования нижнего покровного комплекса (Ильчирский покров, Верхнесотский покров и Хушагольская пластина) и фрагменты Боксонского покровного комплекса, рассматриваемого здесь как нерасчлененный.

Для каждого из покровов обсуждаются данные для рассмотренной в разделе 3.1. территории, указывающие на возраст пород и на время становления покрова, а также на происхождение пород и условия формирования покрова как тектонической единицы.

Паравтохтон

Условия формирования карбонатных пород иркутской свиты, занимающей положение паравтохтона, детально рассмотрены в работе Е.Ф.Летниковой, Н.К. Гелетий [1997], проводивших специальные литолого-геохимические исследования данных пород в юго-восточной части обрамления Гарганской глыбы. Согласно опубликованным в этой работе выводам, накопление карбонатных пород происходило на континентальном основании в мелководных незамкнутых морях в непосредственной близости суши и на некотором удалении от берега.

Карбонатные толщи традиционно относят к рифейскому чехлу Гарганской глыбы, но обоснование рифейского возраста считается условным. В северной части обрамления Гарганской глыбы в верховьях р.Урик и в бассейне правого притока р.Урик – р.Барун-Холба – известны находки остатков строматолитовых построек. Определены *Conophyton cylindricum* (Masl.), *S. garganicum* Kor., *Collumna collenia punctata* Kor., *Baicalia* sp., считающиеся характерными для рифея [Геология и метаморфизм ..., 1988, с. 24].

Нижний покровный комплекс

Об условиях формирования пород Ильчирского покрова, с одной стороны, можно судить на основании постоянного присутствия в породах углеродистого вещества, а, с другой, – по составу олистголитов в олистостромовых толщах. Наличие углеродистого вещества, по-видимому, указывает на замкнутый характер бассейна, где накоп-

ливались толщи ильчирской свиты. В составе олистолитов преобладают породы офиолитовой ассоциации, реже встречаются карбонатные породы, Н.Л. Добрецовым и соавторами [1985] отмечены гранатовые амфиболиты. Офиолитокластовые олистостромы, по всей видимости, были образованы за счет разрушения уступов, возникавших в подводных условиях при движении тектонических пластин офиолитов Верхнеонотского покрова. Если олистолиты карбонатных пород соответствуют породам иркутной (монгошинской) свиты паравтохтона, то это свидетельствует, что область накопления толщ ильчирской свиты прилегала к краю континента. Этот бассейн в дальнейшем был перекрыт тектоническими пластинами Верхнеонотского покрова, образования этой области сохранились только в виде Ильчирского покрова, шарьированного вместе с пластинами офиолитового покрова на континентальное основание, перекрытое карбонатными породами, соответствующими в современной структуре паравтохтону.

Для ультрабазитов и габброидов Верхнеонотского покрова достоверно установлено их соответствие породам офиолитовой ассоциации [Добрецов и др., 1985]. В северной части обрамления Гарганской глыбы установлена ассоциация эффузивов с породами дайкового комплекса и габброидами. Вулканические породы сильно изменены, данными по их составу мы не располагаем. В осадочных разрезах Оспинской пластины во многих случаях хорошо сохранились осадочные текстуры, распространена градационная слоистость, толщи часто характеризуются как карбонатно-глинистый флиш, не характерна значительная примесь углеродистого вещества. Все это отличает эти разрезы от разрезов толщ Ильчирского покрова. Состав олистостромовых горизонтов в целом близок в тех и других разрезах, широко распространен офиолитокластовый материал, различия намечаются в составе олистолитов карбонатных пород, для осадочных разрезов Оспинской пластины предполагается присутствие карбонатных пород, сходных с породами Боксонского покровного комплекса. Если это предположение верно, то во время образования осадочных толщ Оспинской пластины продолжалось перемещение тектонических пластин, сложенных породами офиолитовой ассоциации, и их приближение в подводных условиях к краю континентального поднятия, на котором уже шло накопление карбонатных пород боксонской серии и ее аналогов (к которым относится и горлыкская свита).

Достоверно устанавливается также, что покровы нижнего покровного комплекса были вовлечены совместно в складкообразование, за которым последовало надвигание Боксонского покровного комплекса. На это указывает строение северной ветви обрамления Гарганской глыбы в районе оз. Хара-Нур.

Прямыми геологическими данными (биостратиграфическими или геохронологическими), указывающими на возраст каких-либо пород нижнего покровного комплекса на севере и юго-востоке обрамления Гарганской глыбы мы не располагаем. Нижний предел времени формирования олистостромовых толщ Оспинской пластины Верхнеонотского покрова может быть ограничен вендом (?) – ранним кембрием, исходя из состава олистолитов, среди которых встречаются породы, предположительно сходные с венд-нижнекембрийскими доломитами боксонской серии. Если эти доломиты соответствуют не боксонской серии, а карбонатным породам иркутной (монгошинской) свиты, то в этом случае олистостромовые толщи Оспинской пластины могут быть вендскими. Верхним пределом времени формирования как самих пород нижнего покровного комплекса, так и сложенных ими тектонических единиц всего нижнего покровного комплекса является

возраст пород неоавтохтона, установленный только для верхней его толщи как позднедевонский–каменноугольный.

Также неясными остаются интервалы времени формирования пород Хушагольской пластины, несколько более определенно можно предполагать время становления этой тектонической единицы в покровной структуре. Основанием для этого является присутствие среди блоков тальк-карбонатных метасоматических пород, сформировавшихся, как предполагается, одновременно с образованием гранито-гнейсовых куполов Гарганской глыбы. Процессы куполообразования, как установлено по данным U–Pb метода исследования цирконов, происходили во временном интервале 450–480 млн лет вслед за обдукцией офиолитов [Хаин и др., 1995 б]. Таким образом, можно предположить, что формирование Хушагольской пластины произошло, по крайней мере, после начала раннего ордовика.

Боксонский покровный комплекс

Однако, данные по юго-восточной и северной частям обрамления Гарганской глыбы не дают достаточных оснований для установления природы контактов и структурной позиции карбонатных толщ боксонской серии. Точка зрения об аллохтонном залегании боксонской серии является дискуссионной уже на протяжении 15 лет. С нашей точки зрения это объясняется недостаточно полной сохранностью разрезов венд-кембрийских карбонатных пород в хорошо изученных районах обрамления Гарганской глыбы в силу интенсивного проявления дислокаций в сжатых крыльях купольной антиформы. Карбонатные породы включены в Боксонский покровный комплекс на основании сопоставления строения Гарганской зоны с новыми данными по более западным районам, в первую очередь, с районом бассейна р. Сархой (раздел 3.3.). Возраст карбонатных пород Боксонского покровного комплекса юго-востока и севера Гарганской зоны отвечает венду (?)–среднему кембрию (?) согласно биостратиграфическим данным [Бутов, Далматов, 1979; Рошкетаяев и др., 1983 и др.]. Достаточно определенными в целом являются и условия седиментации мелководных карбонатных толщ [Георгиевский, 1986; Летникова, 1998; Осокин, 1999 и др.].

3.2. Восточная часть Боксон-Сархойской зоны (западная часть Гарганской зоны)

3.2.1. Общая характеристика Боксон-Сархойской зоны

Боксон-Сархойская зона включает область, соответствующую Боксон-Сархойской и Ухагольской грабен-синклиналям тектонической схемы В.П. Арсентьева [1960] (см. рис. 1). Боксон-Сархойский синклинорий¹ [Волколаков, 1960 и др.] (грабен-синклиналь [Арсентьев, 1960]) – наиболее крупная структура, традиционно выделяемая как область развития достоверно кембрийских отложений на территории юго-восточной части Восточного Саяна. Ухагольский синклинорий (грабен-синклиналь) – расположенная южнее нижнепалеозойская структура с шарниром меридионального простиранья. Выделение кем-

¹ “Боксон-Сархойский синклинорий, сложенный кембрийскими отложениями, занимает площадь до 85 км в длину и 30–35 км в ширину. На западе он ограничивается р. Саган-Гол, на востоке достигает правобережья р. Оки, на севере доходит до широты 52°20', южной границей его служит хр. Большой (Пограничный) Саян.” [Волколаков, 1960, с. 22].

брийских отложений здесь было основано на сопоставлении их разреза с разрезом кембрия Боксон-Сархойского синклинория в бассейне р. Боксон [Волколаков, 1960]. Как показывают имеющиеся в настоящее время данные, и Боксон-Сархойская, и Ухагольская структуры входят в состав более крупной сложно построенной зоны.

Боксон-Сархойская зона расположена на территории Бурятии севернее государственной границы, проходящей по водоразделу хребта Большой Саян. С севера и запада рассматриваемая зона ограничена надвигом Окинского покровного комплекса. На востоке комплексы Боксон-Сархойской зоны надвинуты на гранито-гнейсы Гарганской глыбы, а еще восточнее они переходят в аллохтоны обрамляющие Гарганскую глыбу с севера, востока и юга. Южная граница Боксон-Сархойской зоны условная. Для всех толщ, развитых к северу от границы известны аналоги, распространенные южнее на территории Монголии. Вблизи этой границы наблюдаются изменения общих простираний с широтных на меридиональные (северная часть Ухагольской структуры и другие участки). Таким образом, Боксон-Сархойская зона – один из широтных отрезков более крупной сложнопостроенной структуры.

Стратиграфические единицы

В традиционных схемах стратиграфии разрез Боксон-Сархойского синклинория рассматривался как единый, многие исследователи относили к кембрию все толщи этой структуры. “По своим литологическим признакам отложения кембрия Боксон-Сархойского синклинория расчленяются (снизу вверх) на три отчетливо различимые свиты: осадочно-вулканогенную – сархойскую, карбонатную – боксонскую и терригенную – мангатгольскую” [Волколаков, 1960, с. 22]; несколько позже была выделена пестроцветная яматинская свита, надстраивающая мангатгольскую [Ильина, 1958]. Разрез Ухагольского синклинория первоначально был отнесен к кембрию на основании сопоставления с палеонтологически охарактеризованным разрезом бассейна р. Боксон [Волколаков, 1960 и др.].

В настоящее время наиболее полно и достоверно фаунистически охарактеризована боксонская серия (венд – средний кембрий); достоверные биостратиграфические данные имеются также и для мангатгольской свиты (вторая половина среднего кембрия – ордовик). Эти материалы приведены в ряде работ [Геология и метаморфизм ... , 1988 и др.]. Для других стратиграфических единиц на протяжении длительного времени были известны лишь единичные палеонтологические находки [Бутов, Морозова, 1982]. Новые биостратиграфические данные по этим толщам [Терлеев и др., 1995, 1998 а, б] показали, что некоторые свиты являются не вполне определенными как по объему, так и по возрасту.

Изотопно-геохронологические данные, полученные по породам сархойской серии, ограничиваются Rb–Sr эррохроной, на основании этих данных ее возраст рассматривается как позднерифейский (718 ± 30 млн лет) [Буякайте и др., 1989]. В настоящее время получены результаты исследования пород Дунжугурского офиолитового комплекса Sm–Nd, а также U–Pb методом по цирконам и термомионным методом по единичным зернам цирконов из тел плагиогранитов, отвечающие интервалу конца среднего начала позднего рифея [Хайн и др., 1999; Khain et al., 2002].

Этими материалами и ограничиваются прямые (биостратиграфические и геохронологические) данные по возрасту вулканогенно-осадочных и осадочных толщ Боксон-Сархойской зоны. Этих данных недостаточно не только для составления непротиворечивой

схемы стратиграфии Боксон-Сархойской зоны, но и для выяснения последовательности залегания ее толщ.

В результате проведенных нами исследований получены новые данные, косвенно указывающие на возраст осадочных и вулканогенно-осадочных образований Боксон-Сархойской зоны. Выявлено покровное строение этой зоны и с учетом ранее опубликованных материалов составлена схема сопоставления тектонических единиц восточной и западной частей Боксон-Сархойской зоны, а также проведено их сравнение с районами обрамления Гарганской глыбы. Составление схемы покровного строения дало возможность реконструировать ряд этапов формирования современной структуры юго-восточной части Восточного Саяна.

3.2.2. Покровное строение восточной части Боксон-Сархойской зоны

Стратиграфические и тектонические единицы паравтохтонного и аллохтонного комплексов восточной части Боксон-Сархойской зоны

Восточная часть Боксон-Сархойской зоны одновременно является и областью западного периклинального замыкания Гарганской антиформной структуры (см. рис. 7). К западу от водораздела рек Боксон и Дибби (см. рис. 15 в разделе 3.3.) находится большая по площади западная часть Боксон-Сархойской зоны. В разных частях рассматриваемой зоны устанавливается несколько различных набор тектонических единиц, однако крупные аллохтоны являются общими как для двух частей Боксон-Сархойской зоны, так и для обрамления Гарганской глыбы.

Для данного района, как и для восточной части Гарганской зоны в целом утвердилось представление о том, что стратиграфические единицы соответствуют определенным тектоническим единицам. Как и в восточном обрамлении Гарганской глыбы, здесь хорошо изучено строение офиолитового аллохтона [Добрецов и др., 1985]. Однако ряд вопросов, связанных, главным образом, с положением в структуре осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, оставались дискуссионными. С целью их решения нами были детально изучены контакты, вызывавшие наибольшие разногласия, в том числе нижняя граница боксонской серии. Ниже приводится описание соотношений тектонических и стратиграфических единиц, составленная с учетом полученных результатов. Оно основано на ранее предложенных схемах покровного строения [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм ... , 1988], учтены также материалы геологической съемки масштаба 1:50 000 [Рогачев и др., 1990].

В восточной части Боксон-Сархойской зоны, т.е. к западу от Гарганской глыбы на гранито-метаморфическом фундаменте, выступающем в роли автохтона, залегают следующие комплексы (рис. 10).

Паравтохтон

преимущественно карбонатные толщи монгошинской (иркутской) свиты R_5 .

Аллохтон

Нижний покровный комплекс

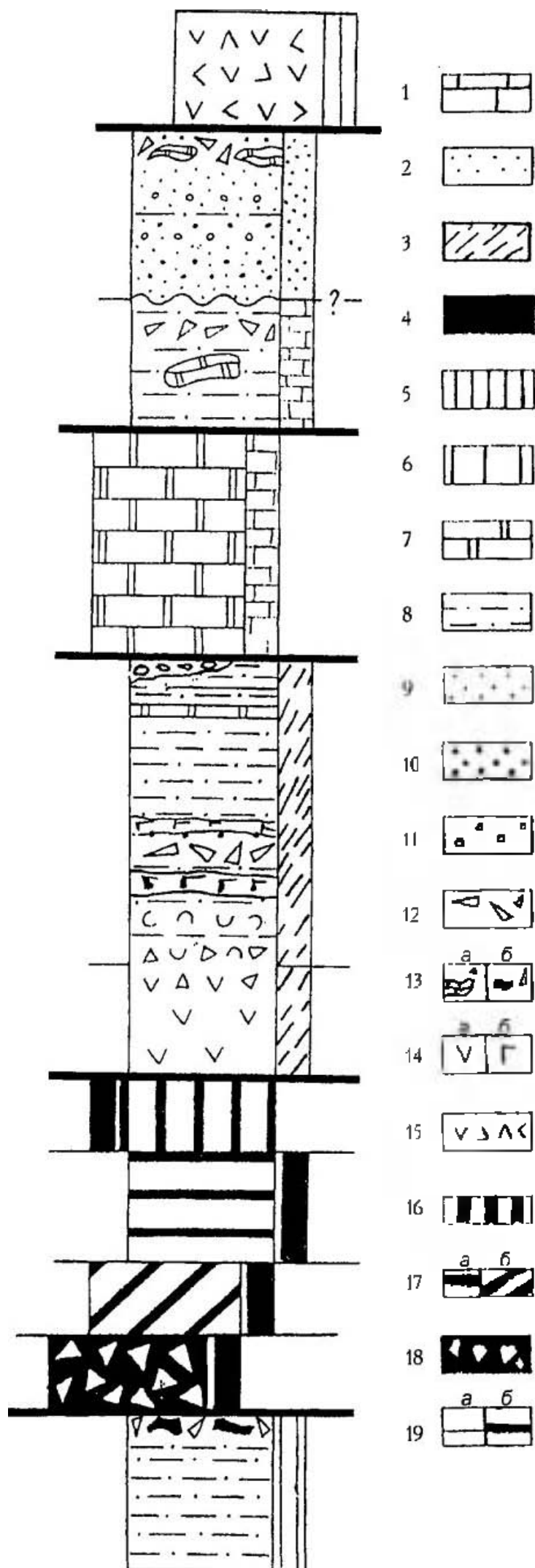
Ильчирский покров:

вулканогенно-сланцевая толща с олистостромами – ильчирская свита (R_3-V ?).

Верхнеонотский офиолитовый покров:

породы дунит-верлит-пироксенит-габбрового расслоенного комплекса, габброиды и породы дайкового комплекса;

Рис. 10. Схема покровного строения западного – восточной части Боксон-Сархойской зоны



1 – Боксонский покровный комплекс, карбонатные отложения шельфового типа ($V-E_2$);
 2 – терригенно-карбонатная мангаттальская и пестроцветная яматинская ($O?$) свиты, неоавтохтон I, верхняя часть;
 3 – Оспинская пластина Верхнеонотского покрова, вулканогенные породы, эффузивы, флиш и пестрые сланцы дунжугурской толщи (R_3);
 4 – Верхнеонотский покров, серпентинитовый меланж, породы расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового и дайкового комплексов;
 5 – Ильчирский покров, сланцевая толща ($V?$);
 6 – Окинский покровный комплекс;
 7 – доломиты;
 8 – сланцы глинистые, карбонатно-глинистые, включая флиш;
 9 – песчаники;
 10 – гравелиты;
 11 – конгломераты;
 12 – подяодно-оползневые брекчии;
 13 – олистостромовые горизонты: а) с олистолитами карбонатных пород, б) с олистолитами ультраосновных пород;
 14 – эффузивы: а) преимущественно основного состава, б) габброиды и долериты;
 15 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы;
 16 – породы дайкового комплекса;
 17 – габброиды и породы расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового комплекса (а, б);
 18 – серпентинитовый меланж;
 19 – границы: а) тектонических пластин и чешуй, б) покровов и покровных комплексов;
 остальные условные обозначения см. на рис. 7.

Оспинская пластина:

Эффузивы и флишевая часть дунжугурской толщи с офиолитокластовыми брекчиями, прорванная силлами габброидов, и пестроцветные флишеидные алевролиты дунжугурской толщи (R_3);

Неоавтохтон I (?)

Конгломераты, распространенные вблизи нижней границы боксонской серии.

Боксонский покровный комплекс

Карбонатные породы боксонской серии ($V-E_2$).

Неоавтохтон I

Мангаттольская свита, карбонатно-терригенные породы ($E_2-O?$);

яматинская свита, пестроцветная толща ($O?$); возможно, комиссаровская толща.

Паравтохтон.

Ильчирский покров нижнего покровного комплекса

Толщи паравтохтона и Ильчирского покрова протягиваются из восточных районов обрамления Гарганской глыбы в восточную часть Боксон-Сархойской зоны. Здесь это карбонатные, карбонатно-сланцевые, офиолито- и карбонато-кластовые олистостромовые толщи [Геология и метаморфизм, 1988]. Они залегают на метаморфических породах западной части Гарганской глыбы и тектонически перекрыты офиолитами. Для достоверного разграничения комплексов паравтохтона и Ильчирского покрова в восточной части Боксон-Сархойской зоны данных недостаточно.

Непосредственно с гранитно-метаморфическими породами Гарганской глыбы граничат преимущественно карбонатные толщи, сланцевые распространены вблизи подошвы Верхнеюотского покрова. Характер контактов толщ разного состава между собой и карбонатных пород с породами Гарганской глыбы здесь недостаточно ясен.

Ситуацию усложняют противоречивые сведения о стратиграфической принадлежности толщ. Прямые палеонтологические данные, полученные при проведении съемки масштаба 1:50 000 А.М. Рогачевым и др., указывают на ордовикские и более позднее время формирования пород, развитых в полях распространения монголинской и ильчирской свит [Рогачев и др., 1990]. Одновременно строение толщ и их положение в структуре дают основания сопоставлять их с паравтохтоном и Ильчирским покровом более восточных районов – комплексами для которых устанавливается предположительно более древний, чем боксонская серия позднерифейско-вендский (?) возраст. Не исключено, что рассматриваемые комплексы данного участка имеют более сложное строение и включают совмещенные образования различного возраста. После получения изотопно-геохронологических данных ($Rb-Sr$, $U-Pb$ методы) о позднерифейском возрасте тоналитов Гарганского массива, прорывающих карбонатные породы паравтохтона [Кузьмичев, 1999], становится очевидным, что если палеонтологические данные достоверны, то породы паравтохтона действительно совмещены с более молодыми образованиями сходного состава.

Такое совмещение легко объясняется как тектоническое, учитывая, что в области западной периклинали Гарганской антиформы, как отмечалось ранее, расширяются поля выходов толщ паравтохтона и Боксонского покровного комплекса, и что и те, и другие толщи сложены карбонатными породами. Но, даже если здесь присутствуют недеформированные останцы Боксонского покровного комплекса, залегающие на породах паравтохтона, их выделение может быть затруднено, в связи со сходным составом толщ, условиями обнаженности и ограниченностью биостратиграфических данных. Нет оснований исключить также, что палеозойские образования находятся здесь в автохтонном (паравтохтонном) залегании.

Нижний покровный комплекс Верхнеонотский покров

В области западного замыкания Гарганской антиформы расположен Дунжугурский офиолитовый комплекс (рис. 11). Здесь, как и в других районах обрамления Гарганской глыбы, пластины покрова офиолитов надвинуты на Ильчирский покров и паравтохтон, тектонические контакты падают в направлении от Гарганской глыбы. Дунжугурский массив делится на две части: в северо-восточной покров образует синформу с осевой плоскостью, падающей на север, в юго-западной – контакты пластин не смяты в складки и падают в западном направлении. Синформная и “моноклиальная” части граничат по разлому.

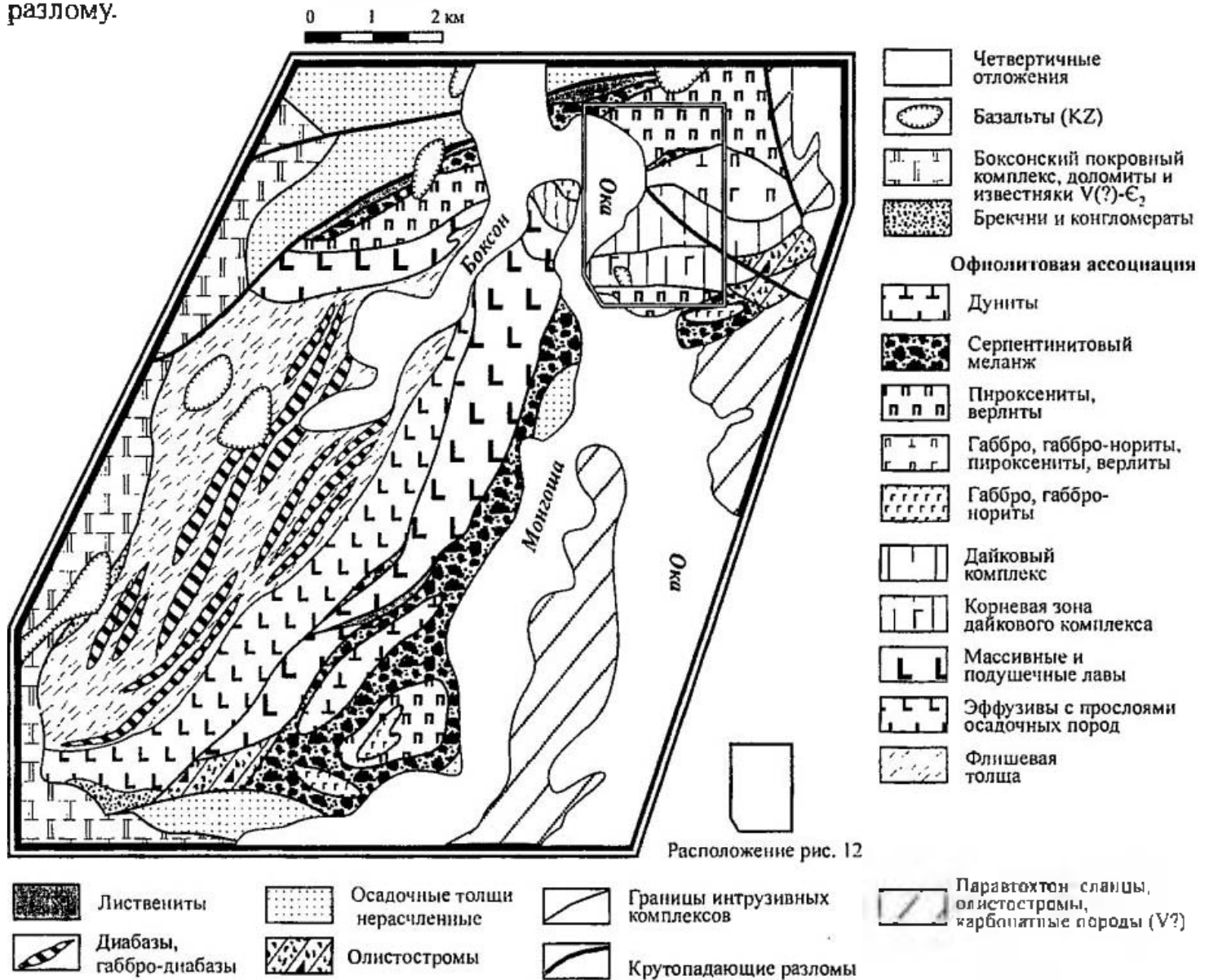


Рис. 11. Обобщающая карта Дунжугурского офиолитового комплекса, по: [Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм ... , 1988] с изменениями

Синформа хорошо выражена в своей восточной части – по правому борту р. Ока. Здесь она сложена двумя крупными тектоническими чешуями – верлит-пироксенит-габбровой и преимущественно дайковой (рис. 12), на границах которых присутствуют небольшие чешуи, сложенные мономиктовым серпентинитовым меланжем, тектонизированными глинисто-карбонатными сланцами и габбро-диабазами.

В северном крыле породы нижней чешуи представлены ритмичным чередованием верлитов, пироксенитов и габброидов. В направлении от ядра синформы возрастает доля верлитов и пироксенитов в разрезе и практически исчезают габброиды, что согласуется

с запрокинутым залеганием северного крыла (разрез на рис. 12). Среди пород собственно расслоенного комплекса находятся тела крупно- и гигантокристаллических пироксенитов, верлитов, габброидов. Форма тел сложная, ветвящаяся, местами тела протягиваются вдоль магматической расслоенности, на отдельных участках они сливаются, и образующие их породы преобладают над вмещающими расслоенными. Два образца пироксенитов расслоенной серии (674-18а, 675-19б) и один образец крупнокристаллических пироксенитов (675-2) были выбраны для изотопно-геохимических исследований Sm–Nd методом, результаты обсуждаются в конце раздела.

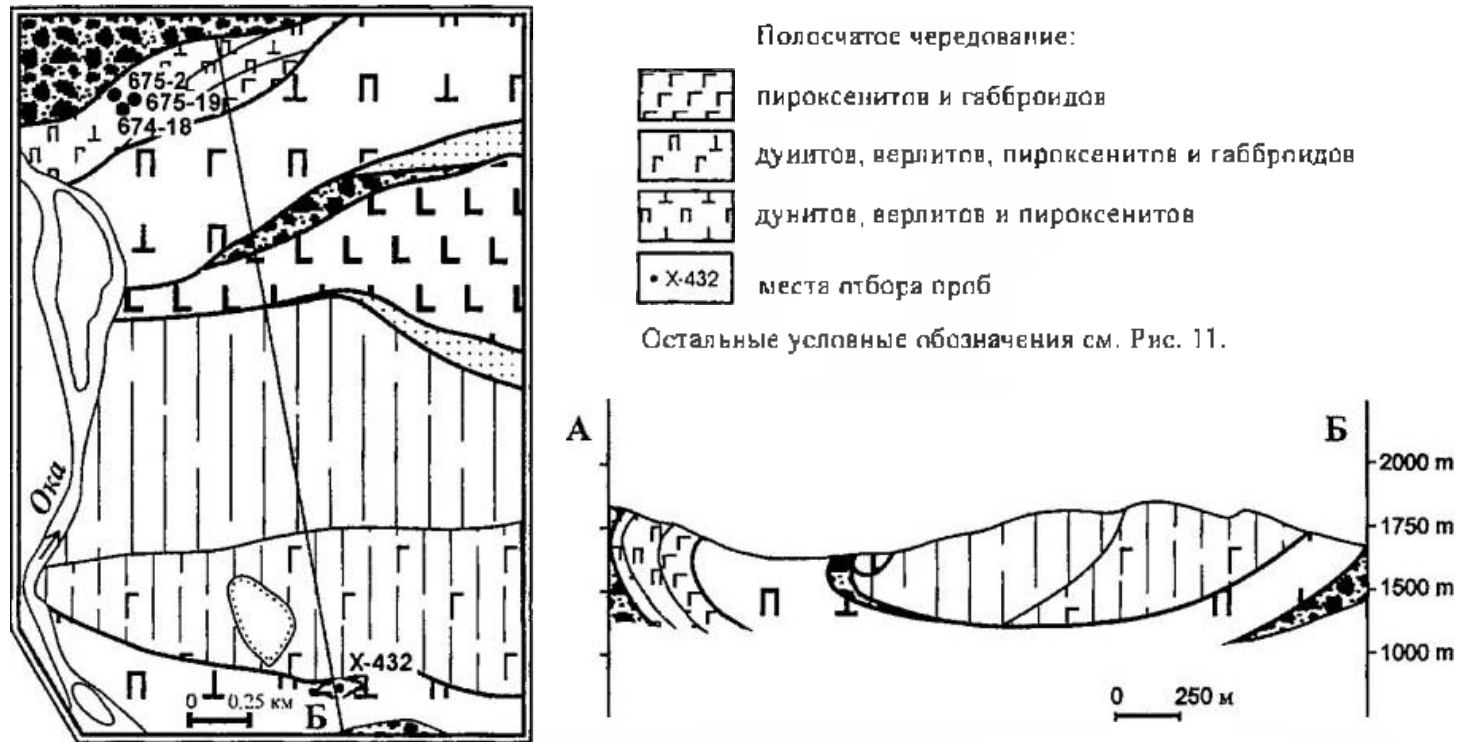


Рис. 12. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Дунжугурского офиолитового комплекса (положение участка показано на рис. 11), геологический разрез по линии А-Б.

В южном крыле синформы нижняя чешуя представлена в основном габброидами и пироксениты присутствуют здесь в подчиненном количестве. Отмечается грубая ритмичность в чередовании габброидов и пироксенитов. В верхней части чешуи в габброидах наблюдаются небольшие тела плагиогранитов. Из пробы плагиогранитов X-423 были извлечены цирконы для исследования U–Pb и Pb–Pb методами. В верхней части чешуи наблюдается также зона перехода от габброидов к дайковому комплексу. По-видимому, именно здесь было составлено следующее описание: "... на протяжении 500 м можно наблюдать, как в начале в габбро появляются отдельные дайки мощностью от 1 до 3 м, затем количество даек постепенно увеличивается и в конце интервала наблюдается рой даек с редкими скринами габбро" [Геология и метаморфизм ..., 1988, с. 27]. Контакт габброидов и дайкового комплекса является тектоническим, так как в северном крыле на контакте средней и верхней чешуй наблюдаются небольшие чешуи, сложенные серпентинитами, габбро-диабазами и тектонизированными глинисто-карбонатными сланцами (см. рис. 12), но перемещения по нему, по-видимому, были незначительными.

Параллельные дайки верхней чешуи слагают ядро синформы. Их состав и строение рассмотрены в литературе [Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм ..., 1988]. Установлено три генерации даек, из которых самые ранние сложены диабазами, габбро-диабазами и микрогаббро, соответствующими по характеру распределения РЗЭ бонинитам.

Ортопироксеновые порфириды второй генерации даек по химическому составу соответствуют марианитам – высокомагнезиальным разностям бонинитовой серии, третья генерация – высокотитанистые диабазы и габбро-диабазы.

“Моноклиналная” часть Дунжугурского офиолитового комплекса образована двумя тектоническими пластинами, протягивающимися в субмеридианальном направлении на 10 км. Падения контактов пластин и слоистости осадочных пород западные.

Нижняя пластина, надвинутая на паравтохтон и Ильчирский покров, сложена серпентинитовым меланжем с крупными блоками пород дунит-верлит-пироксенит-габбрового расслоенного комплекса, серпентинизированных перидотитов и пород дайкового комплекса. Верхняя пластина состоит из чешуи эффузивных пород и фрагмента непрерывного разреза с эффузивами в нижней части и осадочной толщей в верхней. Эффузивы, соответствующие, по-видимому, нижней чешуе в едином разрезе с дайковым комплексом, описаны “в междуречье рек Ока и Боксон в приустьевой части” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 27].

Упомянутый выше разрез известен как дунжугурская толща, она состоит из эффузивов в нижней части, согласно залегающей на них темноцветной флишевой пачки с силлами габброидов в средней части и пестроцветными алевролитами – в верхней. Пластина сопоставлена с ранее рассмотренной для восточных районов Гарганской зоны Оспинской пластиной. В пересечении через г. Дунжугур ширина выхода пластины достигает 2,5 км, углы падения слоистости осадочных пород темноцветной и пестроцветной толщ практически постоянны – 60–70° в западном направлении (аз пд 270–275°). Эффузивная часть разреза сложена преимущественно лавами основного состава, их брекчированными разностями, а также единичными прослоями обломочных пород. Темноцветная толща представлена типичным флишем, содержащим прослои и пачки конгломерато-брекчий, оползневые горизонты и силлы основных пород, представленных высокотитанистыми диабазами и габбро-диабазами, принадлежащими к толситовой серии. Установлено, что по химическому и петрографическому составу эти породы абсолютно идентичны вышеописанным дайкам третьей генерации [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Мощность силлов до 200–300 м, они протягиваются на несколько километров и составляют значительную часть объема всего разреза. На темноцветной толще без видимого несогласия залегают толща пестроцветных песчаников и алевролитов.

Наиболее представительные выходы темноцветной пачки дунжугурской толщи приурочены к нижней части ее разреза и наблюдаются в русловых обрывах р. Боксон, на расстоянии около 2 км от слияния рек Хойто-Боксон и Урдо-Боксон вниз по течению р. Боксон. Детали ее строения рассматриваются подробнее, так как дают основания для восстановления важных особенностей обстановки формирования. Верхняя часть разреза пачки обнажена фрагментарно. В нижней части темноцветной толщи наблюдается следующая последовательность слоев.

1. Рассланцованные вулканогенные породы. Видимая мощность (метры) не более 10.
2. Конгломерато-брекчии с преобладанием неокатанных пород основного состава и с фрагментами слоев алевролитов - 10.
3. Тонкоритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов - 5. Силл габбро-диабазов - около 30.
4. Тонкослоистые алевролиты, фрагменты деформированных оползневыми складками пластов, конгломерато-брекчии - 10.
- Силл диабазов - 1.

5. Тонкоритмичное чередование песчаников и алевролитов с градационной слоистостью, конгломерато-брекчии (отдельные тела 1 x 1,5 – 2 м) и горизонты оползневого облика - 12.

6. Горизонт хаотического строения, с широким развитием конгломерато-брекчий (в обломках преобладают габбро-диабазы и габброиды), тонкослоистых алевролитов с оползневыми текстурами. В алевролитах и аргиллитах неравномерно распределен грубообломочный материал как в виде единичных обломков размером от нескольких см до 0,5 м, так и в виде плотно сгруженных скоплений. В пределах пачки обнажена ступенчатая дайка диабазов (мощность около 1 м). Обломки сходных диабазов – в осадочных породах вблизи контакта - 10.

7. Тонкоритмичное чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов с отдельными прослоями крупнозернистых песчаников. От подошвы слоев песчаников к кровле слоев алевролитов четко видна градационная слоистость - 10.

8. Конгломерато-брекчии крупнообломочные с матриксом гравийной размерности. По сравнению с пачкой 1 обломочный материал по своему составу более пестрый. Здесь больше обломков песчаников, эффузивов, встречаются обломки известняков. В верхней части слоя – уменьшение размерности обломочного материала до гравелитов, песчаников и далее к алевролитам следующего слоя - 5.

9. Переслаивание песчаников и алевролитов, в средней части – оползневой горизонт 2,5. Силл габбро-диабазов более 50.

Осадочные породы расположенной выше по разрезу части темноцветной толщи выходят в отдельных обнажениях в интервалах между силлами, это песчаники и алевролиты, в основном сходные с рассмотренными тонкослоистыми породами приведенного разреза.

Пестроцветная часть дунжугурской толщи восточной части Боксон-Сархойской зоны выходит в виде полосы между темноцветной пачкой дунжугурской толщи и карбонатными породами боксонской серии (см. рис. 12). Выходы протягиваются в субмеридианальном направлении от района левобережья р. Хойто-Боксон вблизи устья на юг вдоль р. Урдо-Боксон по левому борту ее долины. Общая протяженность по простиранию не превышает 5 км. Максимальная ширина выхода толщи вблизи слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон составляет около 1 км, углы падения 60–65°, аз пд 270–275°.

В этом пересечении в результате детального изучения нижней части пестроцветной толщи признаки резкого контакта ее с темноцветной пачкой дунжугурской толщи не обнаружены. Разрез пестроцветной толщи начинается с пачки преобладания серых и зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов (50 м), которая кроется слоем незначительно брекчированных (взломанных) алевролитов. Выше этого слоя по разрезу преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники (мощность слоев 2–3 см) более ярких, чем в первой пачке зеленых и вишневых тонов, изредка в них наблюдается градационная слоистость. Перечисленные признаки указывают на то, что на границе темноцветной и пестроцветной толщ резкое несогласие отсутствует. Однако нельзя исключить, что в определенный интервал времени перед формированием пестроцветной толщи осадконакопление замедлялось или прекращалось. В качестве одной из причин может быть названо превышение скорости подводной эрозии над скоростью осадконакопления. Подробнее этот вопрос обсуждается в конце раздела.

Наиболее характерные породы пестроцветной толщи – тонкослоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники. В верхней части толщи среди них находятся доломиты в виде

жил и линзовидных тел. Длинные оси линзовидных тел по отношению к плоскости напластования располагаются под углом и нередко перпендикулярны ей. Доломиты обладают желтовато-бурой поверхностью выветривания и серой, розовой и зеленоватой окраской на свежем сколе. Тела достигают размеров в десятки см х 1–2 м. Обычно перпендикулярно удлинению тела расположены тонкие выступающие на выветрелой поверхности кремнистые прожилки. Данные карбонатные образования упоминаются в описаниях толщи как прослой “кремнисто-известковых пород с характерными следами растворения (признак осадконакопления на глубине, соответствующей КГК)” [Геология и метаморфизм ..., 1988, с. 28]. Вблизи верхней границы толщи в том же пересечении наблюдается единственный прослой (мощностью несколько см) красноцветных гравелитов.

Рассмотренные в составе Верхнеонотского покрова тектонические пластины пород офиолитовой ассоциации, как установлено Н.Л. Добрецовым и его соавторами [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985], сопоставляются с офиолитами других участков обрамления Гарганской глыбы. Материалы о строении вулканогенно-осадочных толщ Верхнеонотского покрова, приведенные в данном и предыдущих разделах, дают возможность включить дунжугурскую толщу в состав Оспинской пластины Верхнеонотского покрова, на основании ее строения и положения в структуре. Здесь в этой пластине наблюдается переход от эффузивов к флишу и пестроцветной толще флишоидного облика.

Для Дунжугурского комплекса получены данные о возрасте офиолитов. С целью изотопно-геохронологических исследований Sm–Nd методом были выбраны 3 образца пироксенитов полосчатого комплекса (см. рис 12 и описание в тексте), образец габброидов из силлов в темноцветной части дунжугурской толщи. Из образцов пироксенитов были отобраны монофракции клинопироксена. По трем двухточечным изохронам получены результаты, интерпретация которых оказалась неоднозначной; скорее всего это связано с тем, что первичный изотопный состав в породе нарушен. Полученный результат дает только грубую оценку возраста – 1273 ± 108 млн лет (СКВО=9,3) (рис. 13). Поэтому может быть сделан только предварительный вывод о том, что породы сформировались до начала позднего рифея.

Для исследования U–Pb и термоионным методом были извлечены цирконы из пробы плагиогранитов, расположенных на границе габброидного и дайкового комплексов. Цирконы проанализированы модифицированным термоионным Pb–Pb методом лаборатории Университета геологических наук г.Майнц, Германия (аналитик А.Кренер). Этот анализ по отдельным зернам дал возраст 1010 млн лет [Khain et al., 2002]. Эти данные дают надежную оценку верхнего возрастного рубежа формирования всего офиолитового комплекса. Все полученные данные, несмотря на погрешности методов, свидетельствуют о древнем верхнерифейском возрасте пород Дунжугурского офиолитового комплекса. В нижней части его разреза могут находиться еще более древние породы с возрастом порядка 1,2 млрд лет.

Неоавтохтон I (?)

На разных уровнях разреза дунжугурской толщи и на других породах офиолитового комплекса с резким угловым и азимутальным несогласием залегают карбонатные породы венд-среднекембрийской боксонской серии. Вдоль ее нижней границы в долине р. Урдо-Боксон в единичных обнажениях размерами в несколько метров выходят конгломераты, брекчии и другие обломочные породы. Среди этих пород выделяются не менее двух групп, различных по составу, положению в структуре и, вероятно, возрасту.

Для пород первой группы в обнажениях устанавливается стратиграфический контакт с породами покрова офиолитов. Так, на пестрых сланцах дунжугурской толщи без видимого несогласия залегают конгломераты (левобережье р. Урдо-Боксон, около 2 км к юго-западу от устья р. Хойто-Боксон).

Массивные эффузивные породы основного состава на правобережье р. Урдо-Боксон, около 5 км выше устья р. Хойто-Боксон сменяются через зону карбонатных прожилков и жил породами первой группы – брекчиями с белым карбонатным цементом и с крупными, в основном неокатанными, и более мелкими обломками эффузивов зеленой и вишневой окраски. Эти породы хорошо видны в самой верхней части обрыва, сложенного эффузивами, ширина выхода собственно обломочных пород с карбонатным цементом не превышает 1 м. Выше располагается пологая часть склона, преимущественно задернованная.

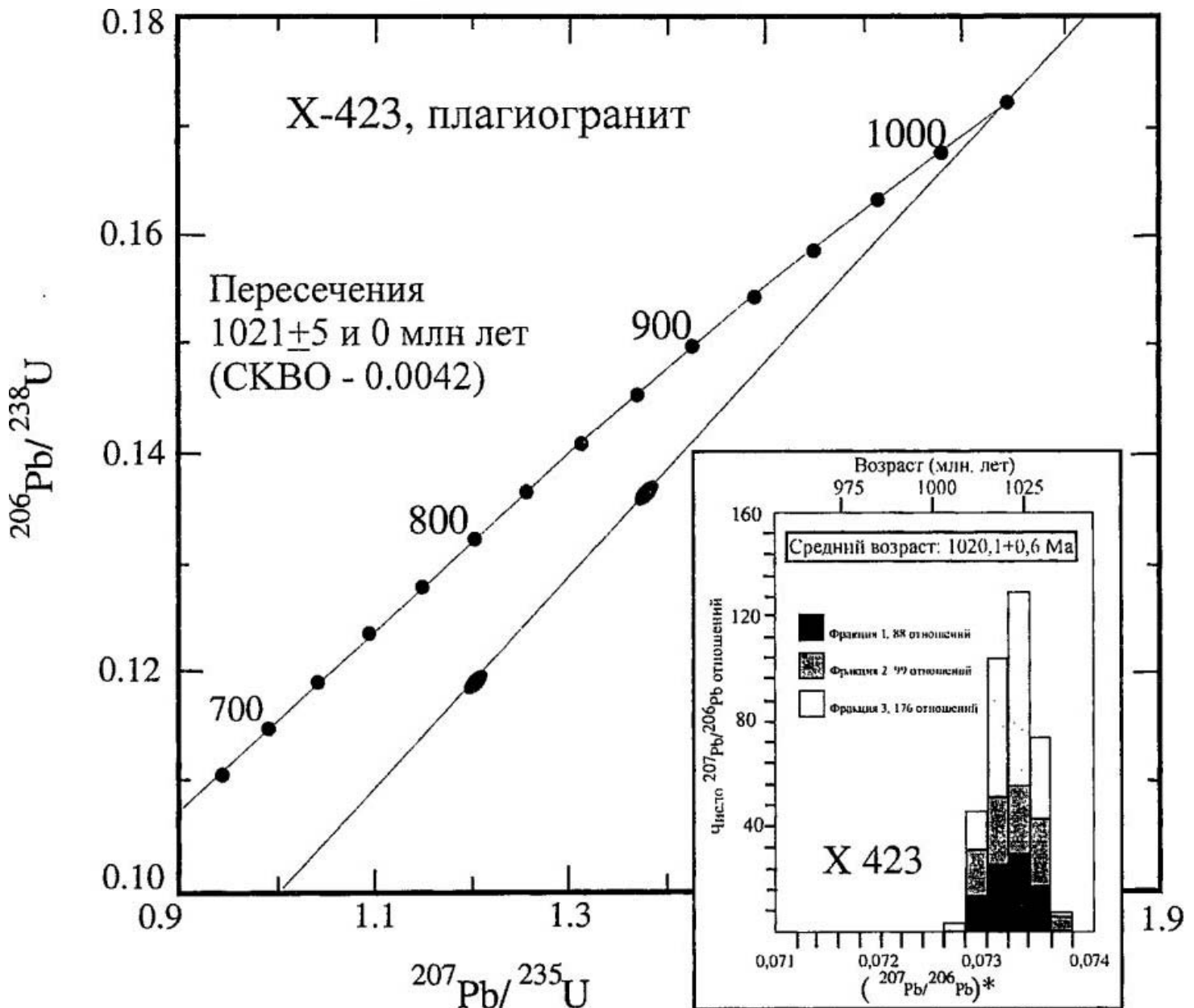


Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Дунжугурского офиолитового комплекса, образец X-423. На врезке гистограмма, показывающая распределение отношений радиогенных изотопов свинца, полученных методом эвапорации, по: [Khain et al., 2002]

Ко второй группе относятся конгломерато-брекчии с темным цементом и существенным количеством обломков карбонатных пород.

Вблизи брекчий и выше по склону в разрозненных редких обнажениях выходят породы второй группы – конгломераты, резко отличающиеся от брекчий по составу матрикса и обломков. Непосредственно контакт не обнажен, промежуточных разностей не наблюдается. Конгломераты сложены серым, темно-серым, буровато-серым обломочным матриксом существенно карбонатного состава с незакономерно распределенными в нем, в основном, плохо окатанными обломками, среди которых значительная часть представлена карбонатными породами. Преобладают обломки размерами в несколько сантиметров.

Обломочные породы первой группы обнажены также в левом борту долины р. Урдо-Боксон на расстоянии около 2 км к юго-западу от устья р. Хойто-Боксон. Здесь в пределах небольшого изолированного обнажения на перегибе склона видно, что конгломераты залегают на пестроцветных алевролитах с резким контактом. В отличие от рассмотренных выше конгломератов второй группы, матрикс данных пород сложен крупнозернистыми песчаниками – гравелитами зеленой окраски, среди обломков больше хорошо окатанных. Обломки доломитов достигают 15 см, также присутствуют обломки вулканических пород. По простиранию выходы конгломератов на водоразделе рек Хойто-Боксон и Урдо-Боксон не наблюдались. Доломиты боксонской серии обнажены на расстоянии 30 м вкост простирания от конгломератов. В начале этого интервала встречаются единичные изолированные небольшие (несколько метров) обнажения грубообломочных пород. Вблизи карбонатных пород боксонской серии, судя по сохранившимся следам горных выработок, были вскрыты породы, близкие по составу к темноцветным конгломератам второй группы.

Геологических данных для выводов о положении в структуре пород второй группы недостаточно, это дает основания для разных трактовок природы нижней границы боксонской серии: стратиграфическая или тектоническая. В работе принята вторая точка зрения. Основанием для этого послужили выводы, сделанные по результатам работ в западной части Боксон-Сархойской зоны – в бассейнах р. Сархой и р. Уха-Гол (см. раздел 3.3.). Все рассмотренные обломочные породы условно отнесены к неавтохтону I, хотя в бассейне р. Сархой конгломераты, подобные породам второй группы, встречаются среди грубообломочных пород нойон-улинской толщи, залегающей в виде тектонической пластины в нижней части Боксонского покровного комплекса [Хаин, Федотова, 1995]; в бассейне р. Уха-Гол (см. раздел 3.3.) близкие по облику к конгломератам породы образуют олистолиты в пестроцветной хушатайской свите неавтохтона I.

Боксонский покровный комплекс

Боксонский покров в объеме одноименной серии венда-кембрия и достраивающей ее вверх по разрезу мангатгольской свиты, впервые выделен Н.Л. Добрецовым [1985]. При этом предполагалось, что местами Боксонский покров включает в себя терригенные образования сархойской серии, подстилающие породы боксонской серии. В дальнейшем, у исследователей, выделяющих Боксонский покров, не вызвала сомнений принадлежность к нему карбонатных толщ боксонской серии. Менее определенной оказалась ситуация с образованиями нижней части покрова и внутренним строением боксонской серии. “Резкое увеличение объема биостратиграфических материалов вскрыло условность выделения свит боксонской серии на основе литологических критериев, латерально якобы выдерживающихся на больших площадях. Оказалось, что по литологическим признакам свиты за пределами стратотипических местностей картируются по существу со значительной степенью условности. Карбонатная толща боксонской серии представляет сложное сочетание комплексов различной фациальной природы, размеров и очертаний ...” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 85].

Для Боксонского покровного комплекса самой восточной части Боксон-Сархойской зоны (район бассейнов рек Урдо- и Хойто-Боксон) на основании обобщения результатов геологической съемки масштаба 1:50 000 [Рогачев и др., 1990] выделены две крупные тектонические пластины, сложенные карбонатными породами боксонской серии венда – среднего кембрия. В подошве покровного комплекса фрагментарно распространены обломочные породы, условно отнесенные к неавтохтону I.

В настоящее время в западной части Боксон-Сархойской зоны известно единственное пересечение, в котором присутствует непрерывный разрез боксонской серии – по р. Хойто-Боксон и ее притокам. Здесь на основании палеонтологических данных выделены все свиты боксонской серии. С учетом опубликованных данных и результатов геологической съемки можно предположить, что этот ненарушенный фрагмент – наиболее крупная тектоническая пластина Боксонского покровного комплекса. Эта пластина рассматривается под собственным названием Хойто-Боксонской. В других пересечениях нельзя считать доказанными ни стратиграфическую последовательность залегания карбонатных толщ, ни отсутствие этой последовательности.

Породы Боксонского покровного комплекса в восточной части Боксон-Сархойской зоны образуют полосу протяженностью около 25 км между выходами Дунжугурского офиолитового комплекса и Харатологойской глыбой и далее к югу, огибая Харатологойскую глыбу, протягиваются вдоль рек Урдо-Боксон и Хорё в направлении западной части Боксон-Сархойской зоны.

На границе Боксонского покровного комплекса с нижележащими образованиями в восточной части Боксон-Сархойской зоны наблюдается резкое структурное несогласие (см. рис. 11). Карбонатные толщи залегают на разных пластинах Верхнеонотского покрова.

Карбонатные толщи боксонской серии в восточной части Боксон-Сархойской зоны наиболее детально закартированы при геологической съемке масштаба 1:50 000 [Рогачев и др., 1990]. На карте, составленной в результате этих работ, показано, что породы боксонской серии здесь разделены на две части крупным разрывным нарушением северо-восточного простирания, на большей части представляющего собой крупный надвиг, и лишь местами – крутопадающий разлом. Таким образом, толща боксонской серии разделена здесь на две крупные тектонические пластины. Юго-восточная часть этой толщи – нижняя пластина, она надвинута на породы паравтохтона, Ильчирского и Верхнеонотского покровов и построена довольно сложно. Верхняя пластина (северо-западная часть) построена более просто, она представляет собой наиболее крупный ненарушенный фрагмент боксонской серии.

Нижняя пластина Боксонского покровного комплекса восточной части Боксон-Сархойской зоны соответствует, по-видимому, двум структурам, известным в литературе как мульда Хорё и примыкающая к ней Центральная антиклинальная зона [Арсентьев, 1960 и др.]. Мульда Хорё рассматривается как плоскодонная блюдцеобразная впадина с углами падения на крыльях, не превышающими 8-15° [Арсентьев, 1960]. “С запада к мульде Хорё примыкает Центральная антиклинальная зона, представляющая собой систему несимметричных складок северо-восточного простирания, местами опрокинутых на юго-восток. По западному крылу этой зоны проходит крупный разлом ...” [Арсентьев, 1960, с. 46].

Верхняя тектоническая пластина Боксонского покровного комплекса в восточной части Боксон-Сархойской зоны – Хойто-Боксонская пластина – включает, как предполагается, непрерывный разрез боксонской серии от забитской до хютенской свиты. Породы, слагающие пластину, протягиваются от района бассейна р. Монгол-Дабан – левого притока р. Урдо-Боксон через район бассейна реки Хойто-Боксон и ее истоков в северо-

северо-восточном направлении примерно на 15 км, ширина их выхода – около 4 км, падения в среднем составляют около 45°.

Северная часть пластины залегает на породах Верхнеонотского покрова офиолитов, южная надвинута на карбонатные породы, рассматриваемые как нижняя пластина Боксонского покровного комплекса восточной части Боксон-Сархойской зоны.

В северо-восточной и менее явно – в юго-западной частях Хойто-Боксонской пластины картируются элементы центриклинальных замыканий, что, по-видимому, и дало основание выделить здесь “несимметричную синклинальную структуру с редуцированным северным крылом” [Арсентьев, 1960, с. 46; Ильина, 1966]. Между верхней пластиной Боксонского покрова и Харатологойской глыбой залегают мангатгольская свита и согласно перекрывающая ее яматинская свита. Граница мангатгольской свиты и боксонской серии закартирована здесь как “второстепенный надвиг” [Рогачев и др., 1990], т.е. осложнена, по всей видимости, малоамплитудным разрывным нарушением.

Разрезы боксонской серии для района бассейна р. Боксон описываются большинством исследователей по р. Хойто-Боксон и отражают, таким образом, строение расположенной здесь пластины Боксонского покрова, которую предлагается выделять в самостоятельную структурную единицу, охарактеризованную определенным разрезом и палеонтологически датированную, и называть Хойто-Боксонской тектонической пластиной. Как следует из литературных данных [Геология и метаморфизм ... , 1988], разрез боксонской серии в районе бассейна р. Хойто-Боксон и ее истоков р. Мангат-Гол, р. Хужиртай, р. Хара-Тологой имеет следующий вид.

Забитская свита – доломиты с общей мощностью около 1000 м с фосфоритовым горизонтом в верхней части разреза. Считается, что вендский возраст свиты наиболее убедительно доказывается находкой медузоидов эдиакарского типа [Жабин, Степанова, 1971].

К табинзуртинской свите традиционно относят толщу светло-серых серых и темно-серых доломитов, залегающую выше бокситового пласта, мощность которого по р. Хойто-Боксон достигает 10 м. В бокситовом пласте известна находка ископаемых остатков медузоидов эдиакарского типа. Доломиты табинзуртинской свиты содержат микрофитолиты, онколиты и строматолиты. Мнения о ее возрасте неоднозначны, одни исследователи относят к венду всю свиту, другие считают, что “в районе Боксонского месторождения венду принадлежит только нижняя часть табинзуртинской свиты, а верхняя, содержащая водоросли *Renalcis Volog.* и специфический комплекс микрофитолитов, является кембрийской. Согласно Г.А. Воронцовой, граница между вендом и кембрием находится в 350–400 м выше бокситового пласта” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 34].

Хужиртайская свита в данном пересечении представлена известняками, доломитизированными известняками и известковистыми доломитами общей мощностью 100–200 м. По р. Хужиртай – одному из истоков р. Хойто-Боксон – в ней известны единичные находки водорослей и микрофитолитов. Эта толща резко отличается составом пород и мощностью от стратотипического разреза свиты на водоразделе р. Сархой и его левого притока р. Хужиртай-Горхон в самой западной части Боксон-Сархойской зоны. Стратотипический разрез мощностью не менее 500 м сложен известняками с многочисленными остатками археоциат нижнего кембрия (см. раздел 3.3.).

Нюргатинская и хютенская свиты выделяются в рассматриваемом пересечении как толща карбонатных пород с суммарной мощностью не более 150 м, их расчленение здесь затруднено. В стратотипе (бассейн р. Забит) нюргатинская свита сложена известняками мощностью 810 м, охарактеризованными трилобитами и брахиоподами ленского надъяруса нижне-

го кембрия, а хютенская свита – известняками мощностью около 150 м с брахиоподами и трилобитами.

Таким образом, в нижней части разреза Хойто-Боксонской пластины прямыми биостратиграфическими данными установлено наличие карбонатных пород венда и нижнего кембрия.

Данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатных пород боксонской серии получены Б.Г. Покровским, Е.Ф. Летниковой и С.Г. Самыгиным [1999]. Как отмечалось в разделе 2.2., результаты этой работы дали возможность ее авторам сопоставлять породы, развитые в основании забитской свиты боксонской серии, с нижневендским ледниковым горизонтом, и сделать вывод о том, что нижняя часть забитской свиты относится к началу венда, т.е., что разрез боксонской серии полностью охватывает венд. Как показано выше (в параграфе “неоавтохтон I (?)”), возможно существование несогласия между грубообломочными породами, сопоставленными в рассматриваемой работе с нижневендским ледниковым горизонтом и карбонатной толщей боксонской серии. В случае существования этого несогласия изотопно-геохимические данные не будут свидетельствовать о ранневендском возрасте боксонской серии.

Неоавтохтон I

Мангатгольская (среднекембрийско-ордовикская (?)) и яматинская (ордовикская (?)) свиты залегают структурно выше Хойто-Боксонской пластины. Эти толщи в значительной степени условно отнесены к верхней части неоавтохтона I. Опубликованные материалы указывают на тектонический характер границы боксонской серии с мангатгольской свитой. Последовательность залегания свит соответствует стратиграфической последовательности. Таким образом, разрывное нарушение на границе свит в пределах рассматриваемого пересечения не нарушает стратиграфическую последовательность толщ и представляет, по всей видимости, срыв с незначительным смещением на границе известняковой (верхняя часть боксонской серии) и существенно сланцевой (мангатгольская свита) толщ.

В качестве стратотипического разреза мангатгольской свиты принят разрез по левому борту долины р. Хужиртай-Гол [Волколаков, 1960; Геология и метаморфизм ... , 1988], т.е. разрез, относящийся к Хойто-Боксонской тектонической пластине. Разрез суммарной мощностью около 1700 м описан по канавам и высыпкам щебня [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Согласно этим данным, мангатгольская свита сложена преимущественно алевросланцами, песчаниками и известняками, в ее строении принимает участие пачка, насыщенная олистолитами карбонатных пород и бокситов боксонской серии [Геология и метаморфизм ... , 1988].

Яматинская свита, первоначально описанная по р. Хужиртай-Гол как верхняя пачка мангатгольской свиты, сложенная тонкопереслаивающимися фиолетовыми и зелеными листоватыми алевролитовыми сланцами мощностью 300 м [Волколаков, 1960], позднее была выделена Н.С.Ильиной в качестве самостоятельной свиты. Название свите дано по р. Ямата, левому притоку р. Забит. По-видимому, яматинская свита может быть выделена только в пределах бассейна верхнего течения р. Хойто-Боксон, а в районе р. Ямата в ее состав включают тектонические пластины, соответствующие по составу породам сархойской серии (см. раздел 3.3.).

Неоавтохтон I-II (?)

На востоке Боксон-Сархойской зоны также известна грубообломочная толща, выделяемая как комиссаровская толща позднепалеозойского (?) возраста [Рогачев и др., 1990],

толща залегает на карбонатных породах паравтохтона. Ранее эта толща относилась к сархойской серии; ее контакт с карбонатными толщами монгошинской свиты приводился как пример взаимоотношений сархойской серии с подстилающими докембрийскими комплексами. В настоящее время нет достаточных оснований сопоставлять ее с какой-либо из толщ сархойской серии. Комиссаровская толща может быть сопоставлена с пестроцветными толщами неоавтохтона I, либо с молассоидными толщами позднедевонско-каменноугольной сагансайсайрской свиты неоавтохтона II.

3.2.3. Восточная часть Боксон-Сархойской зоны: обсуждение

Для восточной части Боксон-Сархойской зоны в настоящее время получено наибольшее, по сравнению с прилегающими областями, количество надежных данных о возрасте комплексов.

Паравтохтон и Ильчирский покров

Образования паравтохтона, карбонатные толщи монгошинской (иркутской свиты), прорваны тоналитами Гарганского массива, для которых Rb-Sr и U-Pb методами установлен позднерифейский возраст (около 800 млн лет). В восточной части Боксон-Сархойской зоны породы Ильчирского покрова близки по составу к породам паравтохтона, что затрудняет здесь их расчленение, по всей видимости существуют латеральные переходы между толщами, образующими в современной структуре Ильчирский покров и паравтохтон. Если это предположение верно, то породы Ильчирского покрова начали формироваться не позднее конца позднего рифея.

Верхнеонотский покров

Для Верхнеонотского офиолитового покрова восточной части Боксон-Сархойской зоны на основании изотопно-геохронологических данных, устанавливается рифейский возраст пород. Исследования цирконов из пробы плагиогранитов, расположенных на границе габброидного и дайкового комплексов U-Pb и термоионным методом по единичным зернам показали, что возраст этих пород 1010–1020 млн лет [Хаин и др., 1999; Khaip et al., 2002]. Все это дает основания восстанавливать существование палеоокеана уже до рубежа среднего и позднего рифея.

Данные по составу вулканических пород и присутствию среди них бонинитов дают возможность интерпретировать обстановку формирования пород Дунжугурского офиолитового комплекса [Геология и метаморфизм ... , 1988] как супрасубдукционную.

Дополнительную информацию о палеоструктурах восстанавливаемого бассейна с корой океанского типа дают особенности осадочного разреза дунжугурской толщи. Присутствие в разрезе типичных турбидитов указывает, что в бассейне осадконакопления существовали поднятия, поставившие обломочный материал. В качестве такого поднятия, вероятно, выступала вулканическая дуга. Морфологически она представляла собой цепь поднятий (гряды), не выступавших из-под уровня моря. На склонах подводной гряды формировался шлейф тонкообломочных осадков, их накопление прерывалось катастрофическими событиями, в результате которых возникали оползневые явления и потоки грубообломочного материала, сформировавшие оползневые и грубообломочные горизонты в дунжугурской толще. Эти потоки прорезали русла в шлейфе турбидитов и заполняли их.

Важно отметить, что в составе крупных обломков преобладают породы офиолитовой ассоциации; их образование можно объяснить возникновением крупных разрывных нарушений, по которым на поверхность дна практически одновременно были выведены поро-

ды различных уровней фундамента вулканической постройки. В зоне таких разрывных нарушений породы фундамента и верхних частей вулканической постройки испытывали дробление и затем накапливались на незначительном расстоянии от места выведения на поверхность. Такая интерпретация согласуется с исключительным однообразием состава обломков в пределах одного грубообломочного горизонта и с определенными различиями состава в разных горизонтах. Редкое присутствие обломков пород карбонатного состава в горизонтах с преобладанием эффузивов указывает, что в верхних частях вулканической постройки до формирования грубообломочных горизонтов шло накопление карбонатных пород.

Таким образом, состав пород Дунжугурского офиолитового комплекса дает основания восстанавливать примитивную вулканическую дугу, существовавшую в самом начале позднего рифея.

Неоавтохтон I (?)

Для конгломератов в нижней части Боксонского покровного комплекса интервал времени формирования оценить трудно, не вполне ясна ее однородность или изменчивость по латерали, что затрудняет интерпретацию условий ее формирования.

Боксонский покровный комплекс

Венд-среднекембрийское время формирования шельфовых карбонатных пород Боксонского покровного комплекса установлено достаточно надежно. Среднекембрийско-ордовикский (?) возраст толщ неоавтохтона I, возможно, накапливавшихся синхронно движению покрова, дает основания оценить время становления этого аллохтона как тектонической единицы.

3.3. Западная часть Боксон-Сархойской зоны

Стратиграфические и тектонические единицы западной части Боксон-Сархойской зоны

Западная часть Боксон-Сархойской зоны – условно выделяемая область, расположенная к западу от водораздела рек Дибин и Боксон, к ней также отнесена Ухагольская структура. Здесь выделяются стратифицированные комплексы, залегающие в следующей последовательности.

1. Толщи карбонатных пород.
2. Вулканогенно-сланцевые и сланцево-олистостромовые толщи, традиционно объединяемые в составе дибинской свиты.
3. Толщи осадочных вулканомиктовых и вулканических пород сархойской серии.
4. Толща пестроцветных осадочных пород с олистостромовым горизонтом в верхней части (хушатайская свита, по: [Кузьмичев, 1990 б]).
5. Толща карбонатных пород боксонской серии.

Последовательность этих комплексов сохраняется на рассматриваемой территории без принципиальных изменений.

Возраст большинства толщ за исключением карбонатных пород боксонской серии и вулканогенной части сархойской серии вызывает острые дискуссии. В соответствии с традиционными представлениями и по результатам геолого-съемочных работ 1:200 000 масштаба Ефремова (1967), Такайшвили (1971) для рассматриваемой территории к началу 70-х гг. была принята следующая стратиграфическая схема: комплексы 1 и 2 относились к монгошинской и дибинской свитам позднего протерозоя; комплексы 3–5 – считали нижнекембрийскими [Волколаков, 1960 и др.] или венд-нижнекембрийскими [Семихатов,

Серебряков, 1967]. Толщи 3 и 4 объединялись в сархойскую серию (свиту), в ее основании выделялись базальные конгломераты. Биостратиграфически охарактеризованной из перечисленных комплексов на протяжении длительного времени оставалась только боксонская серия, в составе которой были установлены и образования, отнесенные с некоторой степенью неопределенности к среднему кембрию [Геология и метаморфизм ... , 1988].

В дальнейшем были получены следующие данные о возрасте толщ. В пределах полей распространения толщи 2 по р. Дибби в районе устья р. Булэгэ-Гол (Шибит) установлены конулярии среднего кембрия–ордовика и палеозойские спиккулы губок [Терлеев и др., 1998б]. В конгломератах района водораздела рек Дибби и Булэгэ-Гол, рассматривавшихся как базальные для сархойской серии, обнаружены мшанки ордовикско-силурийского возраста [Бутов, Морозова, 1982].

Самая западная часть Боксон-Сархойской зоны – районы верхнего течения р. Забит и бассейна р. Сархой – длительное время оставалась менее изученной, чем другие районы Боксон-Сархойской зоны. Только в 1990 г. А.Б. Кузьмичевым была составлена геологическая карта масштаба 1:50 000 для этой территории, обосновано выделение осадочной (нижней) и вулканогенной (верхней) толщ сархойской серии [Кузьмичев, 1990 б]. Для вулканических пород сархойской серии получена Rb–Sr эррохрона по валовым пробам, указывающая на возраст 718 ± 30 млн лет [Буякайте и др., 1989]. При картировании из состава сархойской серии выделена толща 4, названная хушатайской свитой. На основании полученных данных предложено относить диббинскую свиту (толща 2) к среднему-позднему рифею, сархойскую серию (толща 3) – к позднему рифею и выделять хушатайскую свиту (4) в качестве нижней свиты боксонской серии [Кузьмичев, 1990 б].

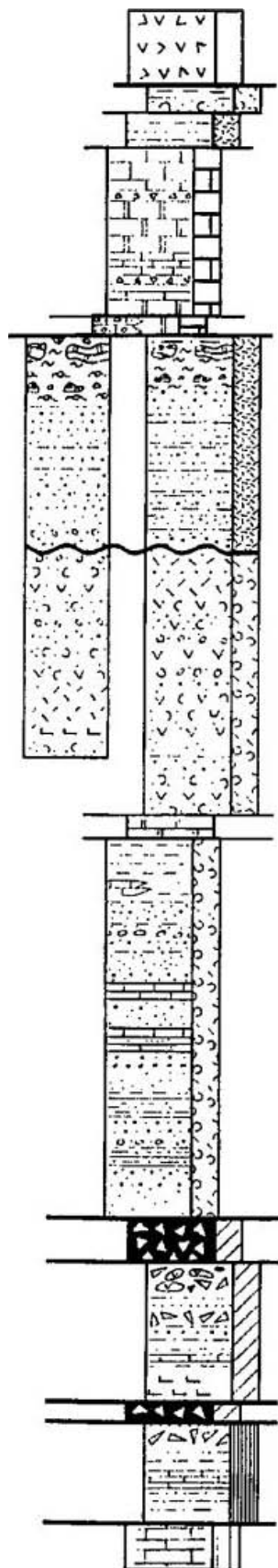
В результате изучения разрезов толщ и их контактов, а также сопоставления их с разрезами тектонических единиц обрамления Гарганской глыбы нами установлено, что последовательность залегания комплексов Боксон-Сархойской зоны не соответствует стратиграфической; составлена схема покровного строения (рис. 14). Эти результаты согласуются с прямыми данными о возрастах толщ. Последовательность тектонических единиц является общей для обрамления Гарганской глыбы и всей Боксон-Сархойской зоны. Толща 1 в западной части Боксон-Сархойской зоны играет роль **относительного автохтона** и соответствует паравтохтону Гарганской зоны. **Ильчирский покров** и Оспинская пластина Верхнеонотского покрова соответствуют диббинской свите в традиционном понимании (толще 2). Сархойский покров соответствует толще 3. Толща 4 играет роль промежуточного неавтохтона – автохтона по отношению к Боксонскому покровному комплексу (5).

Относительный автохтон

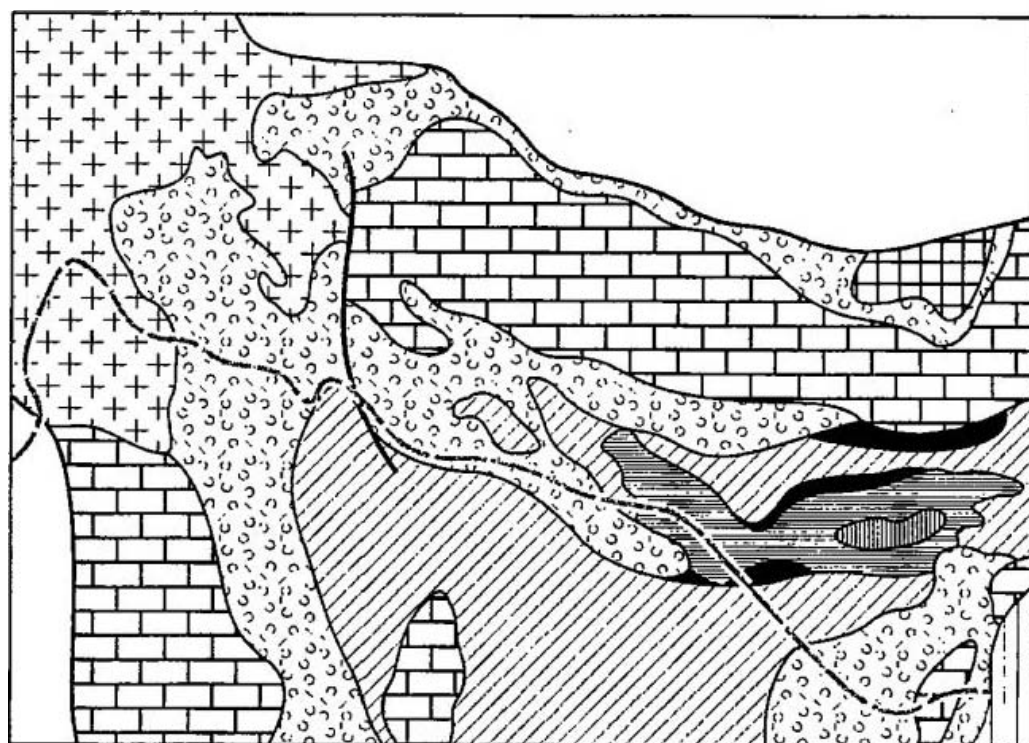
Относительный автохтон представлен толщей карбонатных пород, распространенных в районе верхнего течения р. Урдо-Боксон, где они приурочены к центральной части антиформы. Вдоль внешней границы поля их распространения присутствуют вытянутые линзы серпентинитов, структурно выше располагаются образования Ильчирского покрова и Оспинской пластины Верхнеонотского покрова.

Среди карбонатных пород относительного автохтона известны находки ископаемых остатков палеозойской фауны [устное сообщение Ю.П. Катюхи, А.А. Терлеева и др.], что не позволяет однозначно сопоставлять их с докембрийской иркутной (монгошинской) свитой, залегающей восточнее непосредственно на гранито-метаморфическом фундаменте Гарганской глыбы. Однако в полях распространения иркутной (монгошинской) свиты в обрамлении Гарганской глыбы также известны находки ископаемых остатков палеозоя.

Условные обозначения к колонке



	доломиты.		конгломераты.
	известняки.		олистостромевые горизонты.
	карбонатные брекчи.		эффузивы, преимущественно основного состава.
	конгломераты с карбонатным цементом и преобладающими обломками доломитов		андезиты
	аргиллиты (а) алевролиты (б).		дациты и риолиты.
	пестроцветные аргиллиты (а), пестроцветные аргиллиты с доломитовыми стяжениями (б):		туфы среднего и кислого состава
	песчаники.		вулканогенно-осадочные и осадочные породы
	гнейсы.		серпентинитовый меланж
			границы: а) тектонических пластин и чешуй б) покровов и покровных комплексов



Условные обозначения к карте

	Боксонский покровный комплекс, карбонатные отложения шельфового типа (V-E):		Ильюзский покров, сланцевая толща (V [?]):
	промежуточный автохтон, пестроцветная толща песчаников и алевролитов турканинской свиты с олистостромевым горизонтом в верхней части (E, O, ?):		параавтохтон, карбонатные толщи (R, V [?]):
	Сархойский покров, породы последовательно дифференцированной вулканической серии (R, V) и аспенирующие с ними осадочные породы (R, V):		Окинский покровный комплекс (Окинская зона):
	Оленокская пластина Верхнеонотского покрова, эффузивы и другие вулканогенные породы (V [?]), флишевые толщи, аспенирующие с эффузивами (V [?]), Флишево-олистостромевые толщи (E-O, ?):		комплексы Ильюзской зоны:
	зоны серпентинитового меланжа на границах Верхнеонотского покрова (V [?]):		границы:
			метаморфические породы Хараталайского комплекса

Рис. 14. Схема покровного строения западной части Боксон-Сархойской зоны

В ядрах других антиформ западной части Боксон-Сархойской зоны выходят только породы пластин и покровов нижнего покровного комплекса. Таким образом, карбонатные толщи, обнаженные в центральной части наиболее крупной антиформной структуры Боксон-Сархойской зоны, находятся в западной части этой зоны в положении относительного автохтона.

Нижний покровный комплекс

Ильчирский покров

Породами Ильчирского покрова в западной части Боксон-Сархойской зоны сложены крылья крупной антиформной складки, вытянутой в субширотном направлении от района верхнего течения р. Забит через район бассейна р. Шибит, левого притока р. Дибя, до района истоков р. Урдо-Боксон (рис. 15). Таким образом, как и в обрамлении Гарганской глыбы, в западной части Боксон-Сархойской зоны Ильчирский покров занимает наиболее глубинное положение в структуре из всех тектонических единиц нижнего покровного комплекса. Этот покров залегает на карбонатных породах, которые на западе Боксон-Сархойской зоны играют роль относительного автохтона, а в обрамлении Гарганской глыбы – паравтохтона.

Наиболее достоверно Ильчирский покров выделяется в районе бассейна р. Шибит. Здесь благодаря распространению горизонта карбонатных пород, приуроченного к основанию вышележащего Верхнеонотского покрова четко устанавливается антиформная складка, в ядре которой выходят породы Ильчирского покрова. В юго-западном крыле залегание пород карбонатного горизонта близко к вертикальному, в северо-восточном крыле слои наклонены более полого.

Типичные породы покрова – сланцы с существенным содержанием карбонатного материала и часто со значительной примесью углеродистого вещества, что является характерным признаком пород Ильчирского покрова и в обрамлении Гарганской глыбы. Слоистость осадочных пород различается в редких случаях, как правило ее затушевывает сланцеватость. При этом слоистость в одних случаях совпадает со сланцеватостью, в других их простирания перпендикулярны или пересекаются под различными углами. В пределах толщи широко развиты зоны тектонизированных ожелезненных сланцев.

Выходы пород Ильчирского покрова приурочены к ручьям – правым и левым притокам р. Шибит, их водоразделам и редким русловым обрывам р. Шибит. Преобладающие породы – темно-серые сланцы с существенной примесью карбонатного материала, иногда филлиты зеленоватой окраски, характерны щебенчатые пиритизированные и лимонитизированные углеродистые сланцы, часто с неразличимыми из-за рассланцованности текстурами. Среди них в виде единичных горизонтов либо линз присутствуют конгломераты, среди обломков (от 3 до 40 см) в них преобладают серые и темно-серые карбонатные породы, в том числе тонкослоистые существенно карбонатные породы, сходные со вмещающими конгломераты. Осадочные породы вмещают тела эффузивных или субвулканических пород основного состава. Вблизи контактов с осадочными породами эти тела часто интенсивно рассланцованы.

Верхнеонотский покров

Верхнеонотский покров в западной части Боксон-Сархойской зоны состоит из пластин серпентинитового меланжа, габброидов и габбро-диабазов, вулканогенно-осадочных и сланцево-олистоостромовых толщ. Наиболее широко распространенные здесь вулканогенно-осадочные и осадочные толщи соответствуют по характеру разрезов осадочных толщ толщам Оспинской пластины в обрамлении Гарганской глыбы.

Верхнеонотский покров надвинут на Ильчирский и тектонически перекрыт Сархойским покровом. Границы покровов совместно с образующими их породами деформированы складками и осложняющими их взбросами и взбросо-надвигами.

Все выходы пород Верхнеонотского покрова в западной части Боксон-Сархойской зоны приурочены к центральным частям антиформ или их крыльям. Эти антиформы (см. рис. 14)

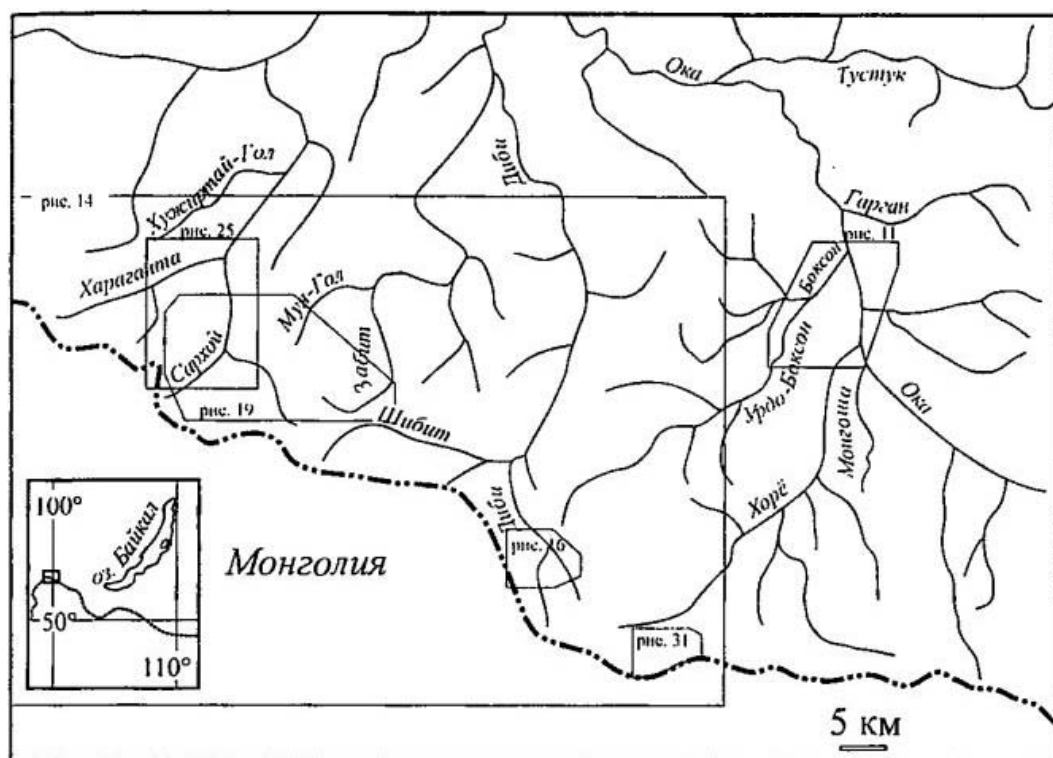


Рис. 15. Речная сеть Боксон-Сархойской зоны

располагаются примерно вдоль оси, протягивающейся в субширотном направлении от района верховьев р. Урдо-Боксон на востоке через районы бассейна р. Шибит, верховьев р. Забит, бассейна р. Малый Сархой к району верховьев р. Сархой на западе, и далее в меридиональном направлении к югу на территории Монголии. Наиболее полный набор тектонических пластин и чешуй Верхнеонотского покрова обнажен на крыльях крупной антиформной структуры района рек Шибит, Дибь, Урдо-Боксон, где развиты серпентиниты, габброиды и многочисленные субвулканические тела габбро-диабазов, эффузивные, флишевые и олистостромовые толщи. В районе верхнего течения р. Дибь обнажен фрагмент разреза с переходом от эффузивов (пиллоу-лав) к флишеидной толще. Далее к юго-востоку – в районе Ухагольского месторождения – олистостромовая толща Верхнеонотского покрова залегает в виде тектонического клина вблизи границы Боксон-Сархойской зоны. В ядрах антиформных структур западной части Боксон-Сархойской зоны выходят верхние пластины покрова – сланцево-олистостромовые и флишевые комплексы, вмещающие субвулканические тела основного состава.

Серпентинитовый меланж приурочен как к нижней, так и к верхней границам Верхнеонотского покрова. В восточной части антиформной структуры района рек Шибит, Дибь, Урдо-Боксон на границе покрова с комплексом пород карбонатного состава, занимающим положение относительного автохтона, распространены антигоритовые серпентиниты, образующие протяженные линзовидные тела, ширина выхода которых достигает 1 км. В районе верхнего течения р. Дибь (рис. 16) серпентинитовый меланж картируется как тектоническая линза (ширина выхода около 1,5 км) в поле распространения Сархойского покрова, вблизи границы с Верхнеонотским покровом. В районе бассейна р. Шаргын-Гол (территория Монголии вблизи границы с Бурятией) серпентинитовый меланж встречается вдоль контакта сланцевой толщи Верхнеонотского покрова и нижней пластины Сархойского покрова (см. рис. 14).

Оспинская пластина

Субвулканические и эффузивные комплексы распространены совместно с типично флишевыми и ритмично-слоистыми толщами и образуют Оспинскую пластину Верхнеонотского покрова. Она состоит из серии более мелких чешуй, часть из которых представ-

лена эффузивно-осадочными разрезами, а часть – чисто осадочными; в составе пластины широко распространены осадочные толщи с субвулканическими телами и толщи с олистостромовыми горизонтами.

Вулканогенно-осадочные толщи Оспинской пластины

Чешуя Оспинской пластины с вулканогенно-осадочным типом разреза (эффузивная и надстраиваемая ее сланцевая толщи) обнажена в районе слияния истоков р. Дибь (см. рис. 16). Тектонически ограниченные выходы пород Оспинской пластины приурочены к

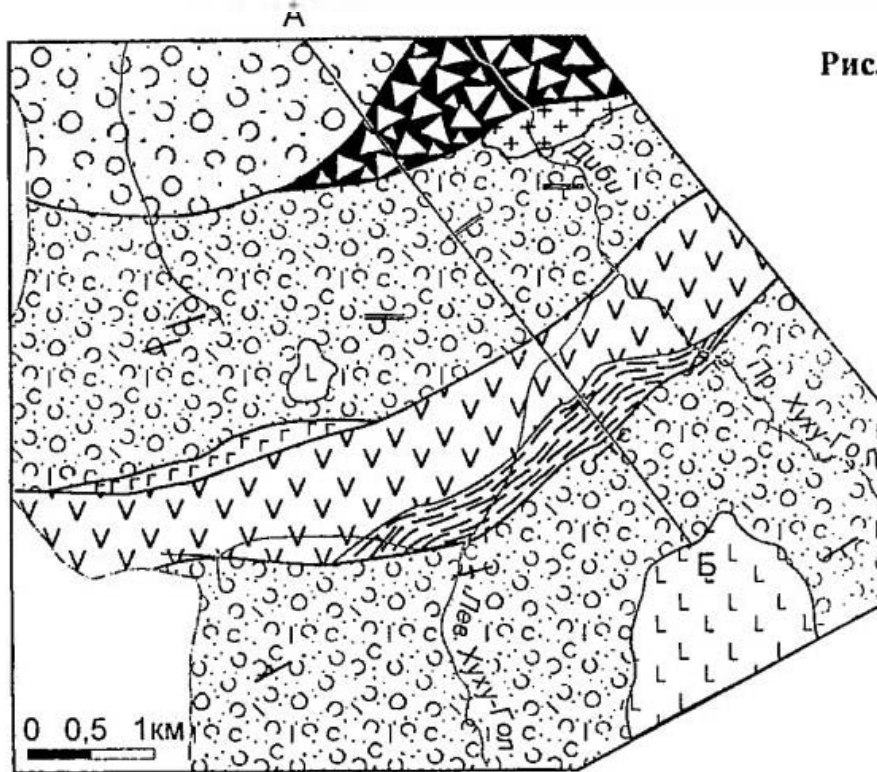
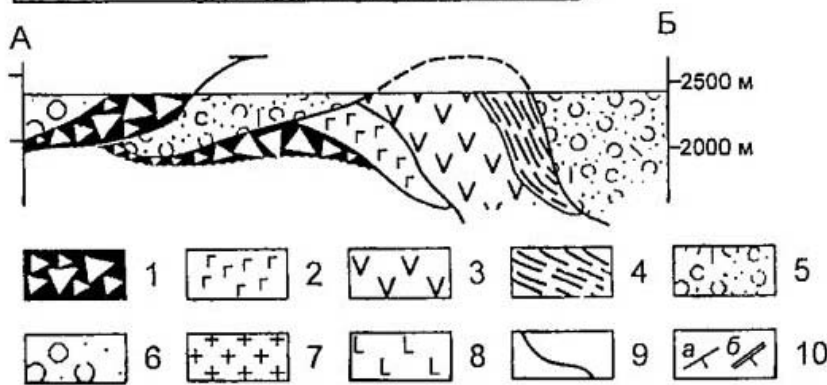


Рис. 16. Схема геологического строения района верхнего течения р. Дибь

1 – серпентинитовый меланж; 2 – габброиды; 3, 4 – толщи Оспинской пластины: 3 – эффузивная, 4 – флишопидная; 5, 6 – вулканогенно-осадочные толщи Сархойского покрова: 5 – с преобладанием песчаников в составе осадочных пород, 6 – с широким развитием конгломератов; 7 – гранитоиды; 8 – кайнозойские базальты; 9 – разрывные нарушения; 10 – элементы залегания: слоистость (а), сланцеватость (б)



нижней части Сархойского покрова. Вероятно, это ядра деформированных взбросами или взбросо-надвигами антиформных складок, как показано на разрезе (см. рис. 16), или тектонические чешуи Оспинской пластины, разделенные чешуями Сархойского покрова.

Фрагмент разреза, включающий эффузивы и перекрывающую их толщу обнажен по р. Правый Хуху-Гол и р. Левый Хуху-Гол – правому и левому истокам р. Дибь вблизи их слияния (см. рис. 16). Общая ширина выхода составляет около 1 км, из них 700–800 м сложено эффузивами. Углы падения поверхностей лавовых потоков и слоев составляют 55–80° в юго-восточном направлении, преобладают углы падения 70–75°. Эффузивы преимущественно основного состава хорошо обнажены в русловых обрывах. Лавовые потоки имеют трубообразную и лопастевидную форму. Видны как отпрепарированные поверхности зон закалки, так и внутренние части потоков в срезам (рис. 17). Преобладают потоки мощностью от 2 до 5, реже до 10 м. Эффузивы имеют в основном афировую структуру, в отдельных случаях миндалекаменную, зеленовато-серую окраску, в зонах закалки – тем-

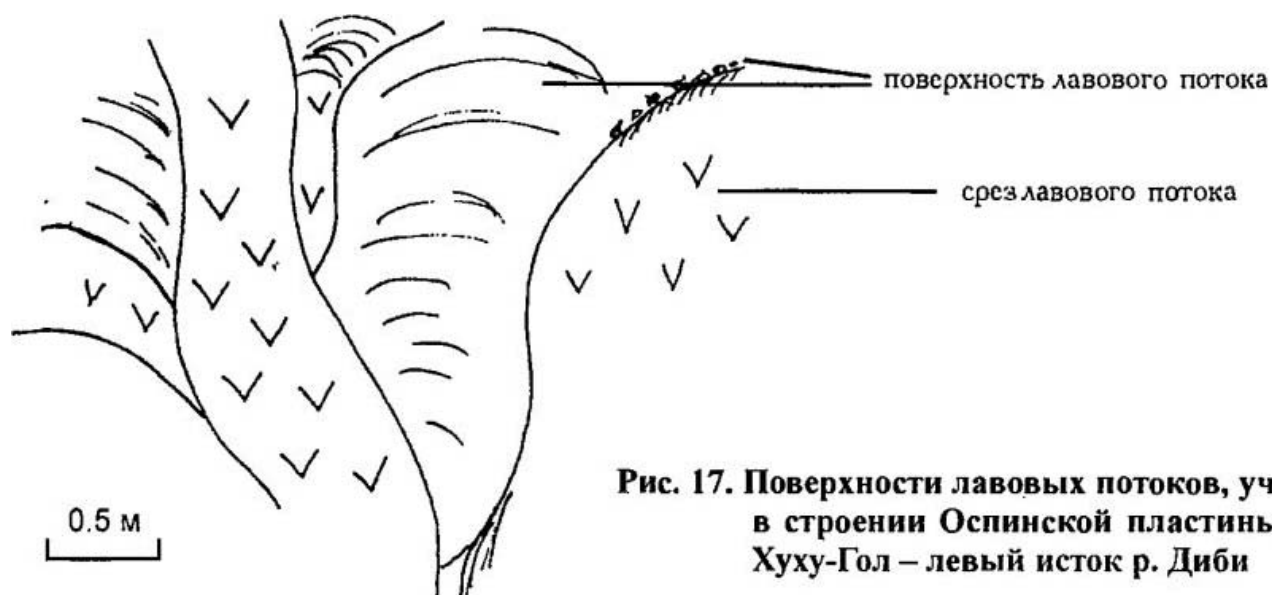


Рис. 17. Поверхности лавовых потоков, участвующих в строении Оспинской пластины, р. Левый Хуху-Гол – левый исток р. Дибя

но-серую. Более мощные потоки во внутренних частях сложены полнокристаллическими породами. В верхней части разреза эффузивной толщи распространены лавы с вариолитовой структурой.

По р. Левый Хуху-Гол отдельные осадочные прослои среди эффузивов появляются в 80–85 м ниже границы сланцевой толщи (рис. 18). Залегание алевролитов среди эффузивов наблюдается в непрерывном обнажении. В верхней части одного из лавовых потоков, вблизи его кровли небольшие миндалины заполнены карбонатным материалом. На поверхности потока залегает выдержанный слой алевролитов мощностью около 0,5 м. Следующий лавовый прослой имеет мощность около 7 м. На нем лежит слой алевролитов мощностью 40 см, далее небольшой лавовый поток, мощность которого не превышает 1 м. алевролиты – 0,5–0,6 м. Граница со следующим лавовым потоком более сложная. Наблюдаются карманы (затеки) в подошве эффузивного тела. Алевролиты имеют темно-серую окраску, отчетливую тонкую слоистость, породы в основном ожелезнены и пиритизированы. Выше по течению на протяжении 70–75 м видны выходы эффузивов с незначительными перерывами в обнаженности, далее после необнаженного интервала начинается разрез осадочной толщи, в которой преобладают алевролиты темно-серые, тонко-, ритмичнослоистые, местами ожелезненные. Их текстуры и состав подобны текстурам и составу алевролитов, залегающих среди эффузивов.

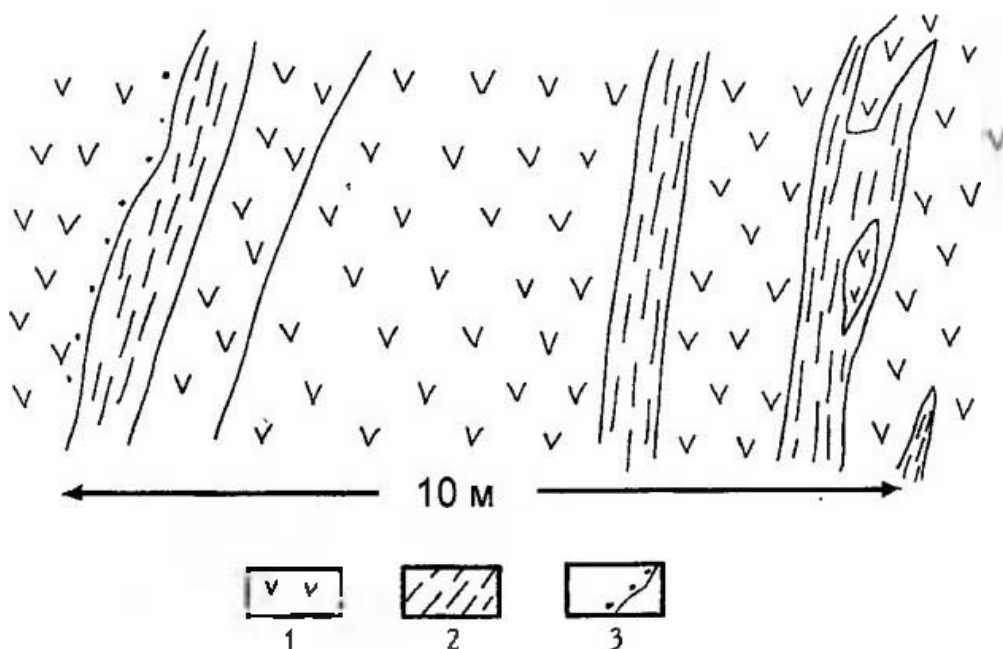


Рис. 18. Первые прослои тонкослоистых алевролитов в разрезе эффузивов Оспинской пластины, р. Левый Хуху-Гол

1 – эффузивы,
2 – алевролиты,
3 – кальцитовые миндалины в кровле лавового потока

В виде нескольких отдельных тел среди толщи ритмичнослоистых алевролитов выходят породы основного состава (ширина выхода до 10 м). Виден нижний контакт одного из тел с алевролитами (вблизи контакта окраска алевролитов меняется с темно-серой на зеленую). Неполная обнаженность затрудняет достоверное определение природы этих тел (эффузивный поток или силл, возможно, одно из тел является олистолитом).

Непосредственно в обнажении контакт эффузивной и сланцевой толщ наблюдается по правому притоку р. Левый Хуху-Гол (устье притока примерно в 700 м выше по течению устья реки). Контакт тектонизирован, вдоль него развиты сульфидизация, лимонитизация пород. Элементы залегания горизонтальной тонко-ритмичной слоистости и поверхности контакта совпадают (Аз. пад. 135° , угол пад. 85°).

По р. Правый Хуху-Гол в 50 м от контакта эффузивной и осадочной толщ среди лав наблюдаются прослойки темно-серых осадочных пород (10–15 см), сходных с черными и темно-серыми алевролитами собственно осадочной толщи. Непосредственно контакт здесь не обнажен, породы в нескольких метрах от контакта тектонизированы, в них встречаются прожилки кварца, развиты сульфиды и ожелезнение (лимонитизация).

Все приведенные наблюдения (чередование эффузивов и осадочных прослоев, отчетливо наблюдаемое в непрерывном обнажении по рекам Правый и Левый Хуху-Гол) дают основания считать, что сланцевая толща Оспинской пластины залегает в данном разрезе непосредственно на эффузивной.

Осадочная толща обнажена по рекам Правый и Левый Хуху-Гол и по ручью – правому притоку р. Левый Хуху-Гол. Максимальная ширина выхода толщи (по р. Левый Хуху-Гол) около 350 м. По р. Левый Хуху-Гол основную часть толщи составляют алевролиты и аргиллиты с четкой горизонтальной слоистостью (тонкие прослойки более темной окраски), судя по которой эти породы соответствуют дистальным турбидитам или контуритам. В пределах единичных слоев изредка нечетливо видна косая микрослоистость. Встречен единичный слой (3,5 см) массивного мелкозернистого песчаника, в пределах горизонта мощностью 10–15 см наблюдаются небольшие оползневые складки. В разрезе по р. Правый Хуху-Гол в разрезе большую роль играют карбонатные породы.

Контакт осадочной толщи Оспинской пластины с вышележащими породами Сархойского покрова непосредственно в обнажении ни по одному из трех ручьев не виден. Выяснение природы этой границы принципиально для решения вопросов стратиграфии региона (контакт дибинской свиты и сархойской серии). Поэтому необходимо отметить, что Сархойский покров залегает на Верхнеонотском с резким структурным несогласием, как показано на разрезе (см. рис. 16), породы сархойского покрова граничат как с лавами, так и с осадочной толщей. На границе осадочной толщи Оспинской пластины с породами Сархойского покрова проявлена резкая смена состава пород (появление значительного объема вулканомиктового материала) и типа разреза (появление осадочных пород, формировавшихся в мелководных условиях и, в том числе, косослоистых песчаников – по р. Левый Хуху-Гол). По правому притоку р. Левый Хуху-Гол в нижней части разреза Сархойского покрова действительно присутствует пачка неяснослоистых мелкозернистых песчаников зеленовато-серой окраски, внешне напоминающих алевролиты Оспинской пластины. Но, так как эти вулканомиктовые песчаники отличаются по составу и текстурам от четко-, горизонтально-слоистых алевролитов с примесью карбонатного материала, и промежуточные различия между этими породами отсутствуют, нет оснований считать эту пачку переходной между толщами Оспинской пластины и Сархойского покрова.

Таким образом, в районе верхнего течения р. Дибь сохранился тектонически ограниченный фрагмент непрерывного разреза, включающий подушечные лавы и связанную с ними толщу относительно глубоководных осадочных пород, рассмотренный в составе Оспинской тектонической пластины.

Вулканогенно-осадочные толщи Оспинской пластины также распространены севернее по ручью, впадающему в р. Дибь справа вблизи устья р. Шибит. Выходы этих пород здесь, как правило, представляют собой небольшие разрозненные обнажения, на протяжении сотен метров и более чередующиеся с отдельными выходами рассланцованных, часто интенсивно рассланцованных алевролитов, вследствие чего не ясны условия их залегания и соотношения с вмещающими их толщами. Вероятно, диабазы и габбро-диабазы, залегают как в виде субвулканических тел в сланцевой толще (сближенные дайки или силлы), так и в виде эффузивов, чередующихся с осадочными породами. По-видимому, здесь также присутствуют более молодые субвулканические тела, прорывающие как породы Оспинской пластины, так и другие образования. Вулканогенно-осадочные толщи протягиваются далее на восток, где через зоны антигоритовых серпентинитов граничат с карбонатными породами относительного автохтона.

В других районах западной части Боксон-Сархойской зоны вулканогенно-осадочные разрезы Оспинской пластины менее представительны, главным образом, из-за неопределенности положения в них пород основного состава – субвулканических или эффузивных. В строении Оспинской пластины также участвуют флишевые толщи с олистостромовыми горизонтами, связанные с фрагментарно развитым в нижней части пластины горизонтом карбонатных пород. В районах верховьев р. Забит, бассейна рек Шибит, Дибь, верховьев р. Урдо-Боксон и ее верхних притоков – на крыльях самой крупной антиформной структуры Боксон-Сархойской зоны (см. рис. 14) развиты как вулканогенно-осадочные, так и осадочные толщи Оспинской пластины.

Вытянутая в широтном направлении крупная антиформная складка разделена на две части поперечным пережимом в устье р. Шибит. Восточная часть складки – широтная, здесь в ядре антиформы выходят карбонатные породы, рассматриваемые в качестве относительного автохтона западной части Боксон-Сархойской зоны. В западной части складки ее осевая плоскость протягивается на запад-северо-запад, в самой западной части складка сжата и ее ядро частично перекрыто надвигом верхней пластины Сархойского покрова. В восточной части антиформы выходят вулканогенно-осадочные толщи Оспинской пластины, а в западной тот же структурный уровень занимают флишевые и связанные с ними осадочные толщи.

Осадочные толщи Оспинской пластины

В западной части антиформной структуры в районе бассейна р. Шибит Оспинская пластина представлена флишевыми толщами и связанным с ними фрагментарно развитым горизонтом карбонатных пород. Именно благодаря распространению этого карбонатного горизонта в районе бассейна р. Шибит наиболее ясно устанавливается строение антиформной складки, прослеживается крутопадающее северное крыло складки и более полого наклоненное южное (см. рис. 14, 19).

Карбонатные породы нижней части Оспинской пластины выходят вдоль ее границы с породами Ильчирского покрова в виде крупных скальных обнажений среди темно-серых сланцев и трассируются, по данным Ю.П. Бутова, в широтном направлении на десятки километров [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Как отмечалось выше, наиболее отчетливо этот горизонт прослеживается в районе бассейна р. Шибит, в юго-западном крыле

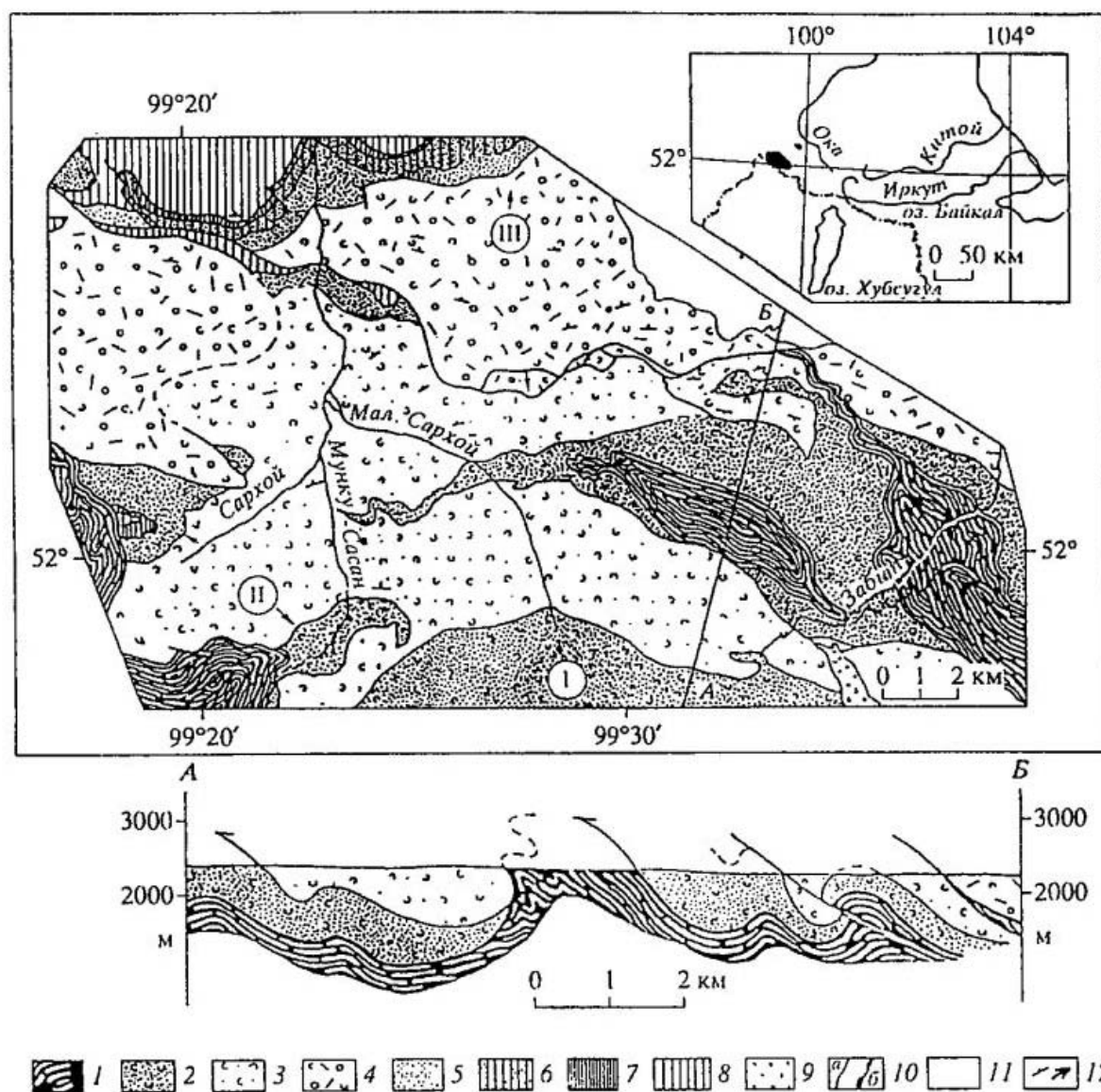


Рис. 19. Схема геологического строения бассейна р. Сархой и верхнего течения р. Забит, геологический разрез по линии А-Б

1 – Оспинская пластина Верхнепелюцкого покрова (преимущественно толщи флишевого типа, V – E₁?); 2–4 – Сархойский покров: 2 – нижняя пластина (вулканомиктовые породы, R₁–V?), 3 – средняя пластина (вулканогенно-осадочные образования, R₂), 4 – верхняя вулканогенная пластина (R₃); 5–6 промежуточный неавтохтон: 5 – существенно вулканомиктовая толща (хушатайская свита, E₁₁₂), 6 – пестроцветная олистостромовая харагантинская толща (E₃–O₁(?)); 7–8 Боксонский покровный комплекс: 7 – пластина карбонатно-обломочного состава, нойонулинская толща (E₁); 8 – доломиты боксонской серии (V₁–E₂); 9 – гранитоиды раннепалеозойского (?) возраста; 10 – геологические границы: а – тектонические, б – стратиграфические, включая границы олистостромовых толщ; 11 – кайнозойские образования, 12 – элементы залегания и ограничения линий пересечений I–III (см. рис. 20); А-Б – линия разреза

складки залегания слоев горизонта близки к вертикальным, в северо-восточном – составляют в среднем 45°. Видимая мощность горизонта в северном крыле составляет от нескольких десятков до 100 м. В северо-восточном крыле максимальная видимая мощность составляет около 500 м, увеличение мощности происходит за счет появления доломитов – линзовидных тел или олистолитов. Структурно выше этого горизонта залегают осадочные, в том числе флишевые и вулканогенно-осадочные толщи Оспинской пластины.

Очевидная разрозненность выходов карбонатных пород, результаты изучения их контактов и состава пород в соседних выходах дали основания для предположения о возможной олистостромовой природе карбонатного горизонта [Геология и метаморфизм ... , 1988]. “На левобережье р. Дибя все обследованные контакты оказались тектонизиро-

ванными: вмещающие сланцы раздроблены и перемяты, часто сильно ожелезнены ... Карбонатные породы даже смежных тел заметно различаются. По р. Дибь и в бассейне р. Шибит в целом преобладают известняки при подчиненной роли известковых доломитов и доломитов ... ” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 59].

В бассейне р. Шибит в нижней части горизонта преобладают известняки и мраморизованные известняки и, хотя их выходы не образуют непрерывной пачки, залегания слоев и состав пород выдержанны по простиранию. Это серые и белые полосчатые, неяснополосчатые и пятнистые породы, ширина их выходов по правобережью р. Шибит достигает 150 м. Расположенный выше уровень карбонатных пород, действительно, и здесь отличается характерной разрозненностью выходов, изменчивостью состава пород в соседних выходах, что может указывать на олистостромовое строение верхней части горизонта. Учитывая установленный по р. Дибь в районе устья р. Шибит постепенный переход между карбонатными породами и надстраивающей их флишевой пачкой [Терлеев и др., 1998а], можно предложить следующую трактовку строения карбонатного горизонта. Располагаясь на границе покровов, горизонт представляет собой тектонически ограниченную снизу пачку, что согласуется с выдержанностью состава ее нижней известняковой части и одновременной прерывистостью ее выходов. В верхней части местами развита олистостромовая толща с крупными олистоплаками доломитов, в случае их отсутствия на известняках согласно залегает флишевая толща.

Для известняков “характерно наличие редких мелко столбчатых строматолитов, в отдельных слоях отмечена редкая биопроблематика. По р. Шибит в известняках К.Б. Корде определила водоросли *Epiphyton* sp. и *Slabellina* sp., встреченные совместно с организмами неясного происхождения. Водоросли датируют вмещающие породы нижним кембрием (санаштыкгольский? горизонт), т.е. уровнем боксонской серии” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 59, 60].

Наиболее представительным и охарактеризованным биостратиграфически разрезом флишевой толщи в пределах рассматриваемой антиформной структуры является разрез, обнаженный по р. Дибь вблизи устья р. Шибит. Это район поперечного пережима антиформной складки, здесь на поверхность выходят только породы Оспинской пластины. Несмотря на сложное геологическое строение участка, авторами новых биостратиграфических материалов по отдельным тектоническим блокам реставрирован разрез [Терлеев и др., 1998б]. Восстановленный разрез начинается доломитами и известняками, переходящими через переслаивание в породы с ритмичностью флишевого типа и надстраивается внутриформационными конгломератами (ранее эти породы рассматривались как базальные конгломераты сархойской серии). Флишевая пачка обнажена, в частности, в русловых обрывах по левобережью р. Дибь выше устья р. Шибит (обнажение по левому берегу р. Дибь в 500 м южнее устья р. Шибит было предложено избрать в качестве “лектостратотипа дибинской свиты” [Геология и метаморфизм ... 1988, с. 58]). Здесь выходит фрагмент разреза, сложенного темно-серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с отдельными прослоями известняков. Наблюдается градационная слоистость, характерно чередование: мелкозернистый песчаник – 1–2 см, алевролит – около 2 см, в отдельных ритмах – слоев с неотчетливой конволютной слоистостью. По градационной слоистости видно, что разрез наращивается к северо-западу. В обнажении на простирании флишевой толщи, по правобережью р. Дибь, встречен выход диабазов, по-видимому, образующих субвулканическое тело, в экзоконтактовой зоне которого обнажены алевролиты с описанными выше текстурными особенностями, но отличающиеся от расположенных на противоположном берегу р. Дибь зеленой окраской.

Конгломераты надстраивают разрез в северо-западном направлении, согласно залегающая на флишевой толще. В 1–1,5 м от контакта с конгломератами в ритмичнослоистых породах встречены единичные гальки карбонатных пород. В обнажении на левом берегу р. Дибь выше устья р. Шибит, где контакт непосредственно обнажен, в составе галек в конгломератах преобладают карбонатные породы, в подчиненном количестве присутствуют песчаники и вулканические породы, западнее по простиранию пачки в обломках преобладают вулканические и вулканомиктовые осадочные породы зеленой окраски, изредка – красноцветные вулканиты. Внутри пачки конгломератов присутствуют невыдержанные единичные слои песчаников и сланцев. Ширина выхода пачки достигает первых сотен метров.

Флишевая толща и конгломераты охарактеризованы палеонтологически. Во флишевой толще в пересечении по р. Дибь, вблизи устья р. Шибит, установлены палеозойские спикулы губок и конулярии среднего кембрия – ордовика [Терлеев и др., 1998б], а в бассейне р. Шибит – микрофоссилии ордовика – раннего девона [Бутов, 1986]. В конгломератах обнаружены мшанки ордовик-силурийского возраста [Бутов, Морозова, 1982]; находки подтверждены [Терлеев и др., 1998б]; были высказаны и предположения о возможной неорганической природе мшанкоподобных образований [Кузьмичев, 1990а]. Палеонтологические материалы дали возможность сопоставить карбонатные пачки с верхними частями разреза боксонской серии, флишевую толщу с мангатгольской свитой среднего кембрия–ордовика, а конгломераты – с яматинской свитой [Терлеев и др., 1998б].

Несколько южнее рассмотренного разреза, в том же районе, во флишевой толще присутствуют обломочные горизонты, состав обломков в которых сходен с таковым в конгломератах, что дополнительно подтверждает внутриформационную природу конгломератов, ранее рассматривавшихся как базальные для сархойской серии. В русловых обрывах по правобережью р. Дибь в 1250 м выше по течению от устья р. Шибит среди тонко-, ритмичнослоистых алевролитов наблюдается олистостромовый горизонт. Олистолиты сложены вулканическими породами, вулканомиктовыми песчаниками, присутствует фрагмент пласта карбонатных пород. Вулканические пестроцветные породы (по-видимому, как эффузивные, так и вулканокластические) присутствуют в виде округлых обломков размерами от нескольких см до нескольких метров. Размеры обломков песчаников от нескольких см (округлые обломки) до 0,5 м (деформированный раздавленный обломок). В пределах фрагмента пласта карбонатного состава (несколько см мощностью, протяженностью более 1 м) наблюдаются мелкие складки. Вулканические породы и вулканомиктовые песчаники, наблюдаемые в виде обломков, соответствуют по составу и характеру вторичных изменений породам Сархойского покрова, занимающего в структуре более высокий уровень.

Западнее рассмотренного пересечения в бассейне р. Шибит флишевые толщи Оспинской пластины распространены наиболее широко, ими сложена верхняя часть пластины (в нижней присутствует горизонт карбонатных пород, рассмотренный выше).

По ручьям, притокам р. Шибит, структурно выше карбонатных пород распространены тонко-, ритмичнослоистые алевролиты серой и темно-серой окраски, изредка содержащие прослойки мелко-, среднезернистых песчаников. Участками породы интенсивно рассланцованы, проявлена пиритизация, что затрудняет выяснение текстурных особенностей. Однако в большинстве случаев присутствует характерная слоистость, выраженная чередованием слоев серой и темно-серой окраски мощностью до 1 см. Во многих случаях видна градационная слоистость. Нижняя часть ритмов обычно сложена алевролитами

и мелкозернистыми песчаниками. В породах, как правило, присутствует значительная примесь карбонатного материала. В зонах экзоконтактов субвулканических тел основного состава часто видно, что окраска вмещающих их осадочных пород меняется с серой и темно-серой на зеленую. Эти наблюдения показывают, что цвет пород не является картировочным признаком для стратиграфических подразделений, рассматриваемых в составе Оспинской пластины.

По ручью – левому притоку р. Забит – (см. рис. 19) в северо-западной сжатой части рассматриваемой антиформной структуры распространена более полно обнаженная толща пород Оспинской пластины. Здесь видно, что в толще сланцев присутствуют вулканические породы основного и среднего состава, слагающие как олистолиты и олистоплаки, так и силлы и секущие тела мощностью от нескольких до десятков метров.

Таким образом, на крыльях наиболее крупной антиформной структуры Боксон-Сархойской зоны развиты как вулканогенно-осадочные, так и осадочные толщи, рассматриваемые в составе Оспинской пластины. И те, и другие толщи занимают один и тот же структурный уровень. Для осадочных разрезов рассмотренного района характерно присутствие карбонатных горизонтов и конгломератов. Биостратиграфические данные показывают, что здесь в составе Оспинской пластины присутствуют толщи, соответствующие по возрасту верхней части боксонской серии, мангатгольской свите среднего кембрия–ордовика и яматинской свите. Как и Оспинская пластина в целом, эти толщи находятся в структуре на более низком уровне, чем Сархойский покров, т.е. Сархойский покров залегает на палеонтологически охарактеризованных образованиях среднего кембрия – ордовика.

Помимо крыльев рассмотренной антиформы, толщи Оспинской пластины выходят в ядрах двух антиформных складок Боксон-Сархойской зоны, расположенных западнее. Одна из них – небольшая складка, другая – крупная антиформная структура, большей частью расположенная на территории Монголии. Ядро первой из этих антиформ располагается между районом верхнего течения р. Забит и районом бассейна р. Малый Сархой, впадающей справа в р. Сархой (см. рис. 19). Как и складка в бассейне р. Шибит, данная антиформа характеризуется относительно пологим залеганием пород в северо-восточном крыле и крутым до запрокинутого в юго-западном. Ядро складки сложено сланцевой толщей. В замковых частях складки к верхней части этой толщи приурочены маломощные горизонты пород карбонатного состава. Эти породы могут быть сопоставлены с флишевыми разрезами западной и центральной частей антиформы района бассейна р. Шибит. Они сходны по составу и занимают одно и то же положение в структуре – более глубинное по отношению к Сархойскому покрову. Выходы пород Оспинской пластины в двух антиформах стоят друг от друга не более, чем на 2 км.

В районе верхнего течения р. Сархой, в верховьях притоков р. Сархой, впадающих выше р. Малый Сархой, также обнажаются толщи Оспинской пластины. Это северный край крупного поля распространения этих толщ – область сложно построенного замыкания антиформы, расположенной большей частью на территории Монголии. Здесь обнажаются флишевые толщи с олистостромами и толщи, вмещающие субвулканические тела основного состава. Строение этих толщ изучалось в нескольких пересечениях, приуроченных к северному краю поля их распространения.

В первом пересечении, в верхнем течении ручья, второго от р. Малый Сархой правого притока р. Сархой (устье притока в 5 км выше по течению устья р. Малый Сархой; см. рис. 19) обнажен фрагмент разреза осадочной толщи Верхнеонотского покрова (дибинс-

кой свиты). По одному из правых притоков ручья наблюдается предположительно непрерывный интервал разреза (ширина выхода около 1 км). Нижняя его часть сложена флишевой толщей, в начале интервала в ней присутствуют субвулканические тела, а верхняя (до 250 м) представлена алевролитами, вмещающими олистолиты карбонатных и вулканогенных пород.

Нижняя, типично флишевая, часть обнаженного здесь интервала представляет собой монотонную толщу тонко-, ритмичнослоистых алевролитов с примесью карбонатного материала и мелкозернистых песчаников с единичными прослоями крупнозернистых песчаников (мощностью несколько см). Среди тонко-, ритмично-слоистых пород наблюдаются однородные слои алевролитов (до 0,5 м) с существенной примесью карбонатного материала. Породы имеют серую окраску, карбонатные прослои более светлые, желтоватые на поверхности выветривания. В отдельных случаях (как правило, в нижней части более мощных слоев с примесью карбонатного материала) на границе слоя темной окраски и более светлого слоя (с большим содержанием карбонатного материала) видна градиционная слоистость. По-видимому, она связана с постепенным уменьшением количества обломочного материала и углеродистого вещества по отношению к карбонатному материалу. В остальных случаях границы между слоями, слойками резкие, четкие, как правило, ровные. Тонкая горизонтальная слоистость выражена чередованием слойков с чешуйками углеродистого вещества и без него. Типичный пример чередования пород в тонкослоистой пачке: алевролит неслоистый; алевролит с линзочками и невыдержанными слойками (менее 1 мм) мелкообломочного материала (в основном – это измененные неопределимые обломки пород и кварца), чешуйками углеродистого вещества – 1 см; мелкозернистый песчаник без углеродистого вещества – 0,5 см; слоев с единичными чешуйками углеродистого вещества.

Обломочный состав пород наиболее ясно виден на примере песчаников, образующих единичный слой в несколько сантиметров. Преобладают обломки карбонатного состава, в основном мелкокристаллические агрегаты кальцита, реже сростки и обломки кристаллов кальцита. Обломки кварца от угловатых плохо окатанных до полуокатанных составляют 5–10% породы. В подчиненном количестве присутствуют обломки кварцитов и микрокварцитов, фрагменты слойков алевролитов, по-видимому, нижележащих слоев; мелкокристаллические агрегаты кварц-полевошпатового (?) состава со слюдой (мусковит, хлорит (?), в некоторых подобных обломках отчетливо различается кварц, образующий, по-видимому, вкрапленники в мелкокристаллической основной массе. Присутствуют единичные относительно крупные полуокатанные и треугольные обломки – хромшпинелиды красной окраски (просвечивают в шлифе).

Ритмично построенная толща сменяется олистостромовой, матрикс в ней сложен рассланцованными алевролитами, олистолиты – сильно измененными вулканогенными породами. Флишево-олистостромовая толща, представленная в рассмотренном интервале, является типичной для Оспинской пластины.

Второе рассматриваемое пересечение района верхнего течения р. Сархой находится на расстоянии около 3 км к северо-западу от первого, в районе истоков р. Сархой, оно также приурочено к краю поля распространения пород Оспинской пластины. Здесь намечаются два типа толщ: вулканогенно-осадочная и олистостромовая. В рассматриваемом пересечении первая приурочена к внешней (восточной на данном меридиональном отрезке) границе поля распространения этих пород, вторая находится западнее. Первая толща (ширина выхода около 800 м) сложена интенсивно тектонизированными сланцами тем-

но-серой окраски, насыщенными телами (силлы или лавовые потоки) пород основного состава, участками более чем на 50%. Западнее залегает вторая толща (граница проходит через небольшое озеро – второе по течению р. Сархой). Это олистостромовая толща, в которой вблизи границы с вулканогенно-осадочной присутствуют олистолиты серпентинитов, западнее – крупные олистоплаки (протяженностью несколько километров и мощностью в сотни метров) доломитизированных мраморизованных известняков. Доломитовый материал в известняках распределен в виде тонкой вкрапленности, послойно, пятнами неправильной формы. Матрикс представлен темно-серыми тонко-, ритмичнослоистыми алевролитами с примесью карбонатного материала.

Таким образом, в районе верхнего течения р. Сархой распространены как флишево-олистостромовые, так и вулканогенные толщи, типичные для Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Эти породы выходят здесь в области сложно построенной северной периклинали антиформы, расположенной большей частью на территории Монголии.

Оспинская пластина во всех рассмотренных пересечениях для территории западной части Боксон-Сархойской зоны сформирована толщами вулканогенно-осадочного и флишево-олистостромового типов. В одном из разрезов присутствуют внутриформационные конгломераты. Все разрезы пластины тектонически ограничены. Наиболее характерная ассоциация осадочных пород для обоих типов разрезов – сочетание пород с тонкой ритмичной слоистостью и, в отдельных ритмах, – с градационной слоистостью, что соответствует дистальным турбидитам, возможно, с присутствием контуритов. Сочетание этих типов отложений отвечает достаточно широкому диапазону палеогеографических обстановок. Такие толщи в ассоциации с эффузивами основного состава характерны для краевых частей равнин бассейнов с базальтовым ложем. Турбидиты и контуриты в ассоциации с олистостромами могли образовывать осадочный шлейф склона тектонически активного поднятия, выступавшего или не выступавшего из-под уровня моря, и поставлявшего тонкообломочный вулканокластический и карбонатно-обломочный материал. Такие же осадки могли быть связаны с подводными конусами выноса. Присутствие олистостромовых горизонтов свидетельствует о тектонической активности поднятия. Разрез с внутриформационной толщей конгломератов, соответствует, вероятно, фрагменту подводного конуса выноса – продолжению аллювиального конуса выноса, сформированного вблизи области суши с расчлененным рельефом.

Однако разрезы, участвующие в строении Оспинской пластины, являются тектонически ограниченными и, очевидно, во многих случаях рассматриваемые толщи деформированы более сложно, чем пакет покровов в целом. Для дальнейшей интерпретации истории накопления толщ необходимо расшифровать внутреннюю структуру пластины. Можно допускать два варианта ее строения. Первый основывается на предположении, что все вулканогенные и осадочные породы образовывали ранее единую последовательность, в дальнейшем эта последовательность была дезинтегрирована, а ее фрагменты вошли в состав Оспинской пластины. Второй вариант основан на том, что разрезы, представленные тектонически ограниченными фрагментами, формировались в разное время, в единый разрез никогда не входили и были совмещены при формировании пластины. Оба варианта не противоречат рассмотренным в разделе материалам. Второй вариант является предпочтительным с учетом материалов и выводов по другим тектоническим единицам и по строению Оспинской пластины в ранее рассмотренных районах.

Выводы

1. На западе Боксон-Сархойской зоны выделена Оспинская тектоническая пластина, рассматриваемая в составе Верхнеонотского покрова. Эта пластина занимает в западной части Боксон-Сархойской зоны такое же положение в покровной структуре, как и в обрамлении Гарганской глыбы.

2. В Боксон-Сархойской зоне Оспинская пластина является единственной тектонической единицей, в строении которой принимают участие типично флишевые толщи. В ее составе присутствуют два типа толщ: вулканогенно-осадочные с присутствием тонко-, ритмичнослоистых или типично флишевых пород, и флишево-олистоостромовые. Эти же типы разрезов характеризуют пластину и в обрамлении Гарганской глыбы.

3. Основные черты осадочных толщ из разрезов Оспинской пластины указывают на то, что их накопление происходило в относительно глубоководной части.

4. В состав Оспинской пластины входят палеонтологически охарактеризованные толщи среднекембрийско-ордовикского возраста [Терлеев и др., 1998б]. Это показывает, что формирование пластины, как и всего нижнего покровного комплекса, закончилось не ранее середины ордовика.

Сархойский покров

Сархойский покров по своему объему в целом соответствует сархойской серии. На прилегающей территории Монголии сходные толщи известны как дархатская серия. Сархойский покров занимает значительную часть Боксон-Сархойской зоны (см. рис. 14).

В северной части этой зоны на Сархойском покрове залегают карбонатные породы Боксонского покровного комплекса. На северо-западе и западе Сархойский покров распространяется до границы Боксон-Сархойской зоны, т.е. до зоны надвига Окинского покровного комплекса. В южной части Боксон-Сархойской зоны из-под пород Сархойского покрова в ядрах антиформных структур выходят породы верхней (Оспинской) пластины Верхнеонотского покрова (см. предыдущий раздел), та же ситуация сохраняется далее к югу на территории Монголии. На юго-востоке Боксон-Сархойской зоны в районе Ухагольского месторождения восточная граница Сархойского покрова совпадает с меридиональным участком восточной границы Боксон-Сархойской зоны; на широте Гарганской глыбы граница Сархойского и Верхнеонотского покровов скрыта под породами Боксонского покровного комплекса и вулканическими породами кайнозойского возраста.

Строение Сархойского покрова наиболее детально изучено на юго-западе Боксон-Сархойской зоны в районе верхнего течения рек Сархой и Забит. Здесь покров сложен контрастными по составу пород тектоническими пластинами, хорошо обнаженными в условиях расчлененного рельефа и отсутствия кайнозойских вулканических пород. К востоку и западу от этих районов изучены общие закономерности строения и изменчивости Сархойского покрова.

Район бассейна р. Сархой и ранее рассматривался как область наиболее полного развития толщ сархойской серии. "Комплекс пород под наименованием красноцветной вулканогенной свиты нижнего кембрия впервые был выделен Д.В. Титовым и О.П. Алексеевой в 1947 г. в бассейне р. Сархой. Впоследствии он изучался Н.С. Ильиной, Ф.К. Волколаковым, Н.И. Фоминым, В.П. Арсентьевым и был назван сархойской свитой" [Окинский и Ийский стратиграфические разрезы ..., 1971, с. 47]. Свита закартирована в районе среднего течения р. Сархой при проведении среднемасштабной геологической съемки [Такайшвили, 1962]. А.Л. Додин и И.Т. Журавлева [1963] расчленили сархойс-

кую свиту на две подсвиты. Нижняя охарактеризована ими как толща с преобладанием порфиритов, туфов, лавобрекчий; верхняя – с преобладанием песчаников. Верхняя подсвита была закартирована А.Б. Кузьмичевым [1990б] в составе боксонской серии как хушатайская свита, а нижняя разделена еще на две подсвиты: терригенную нижнюю и вулканогенную верхнюю.

В бассейне рек Сархой, Забит выделяются три крупные тектонические пластины: нижняя – осадочного состава, средняя – вулканогенно-осадочного, верхняя – вулканогенного (см. рис. 19, рис. 20) [Федотова, Хаин, 1997]. Западнее (район верхнего течения р. Хараганта) шире распространены вулканогенные толщи, восточнее (район верхнего течения р. Дибя и р. Хорё) – вулканогенно-осадочные и осадочные.

Нижняя тектоническая пластина Сархойского покрова залегает на разных горизонтах и пачках преимущественно сланцевых пород Оспинской пластины Верхнео-

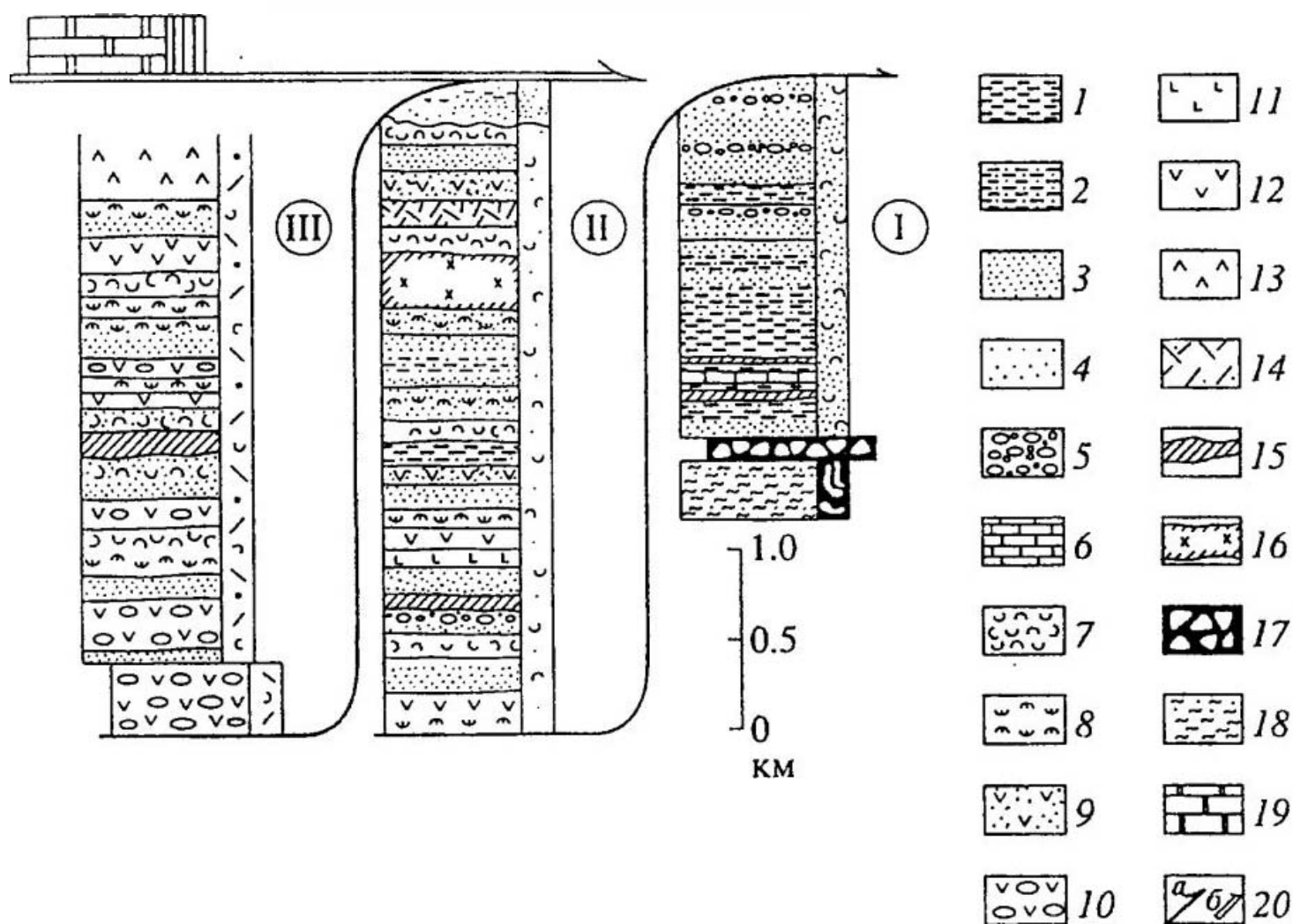


Рис. 20. Схема строения Сархойского покрова (в обобщенном виде показаны характерные разрезы тектонических пластин), на рис. 19 показаны линии пересечений: I – нижняя пластина, II – средняя пластина, III – верхняя пластина

1–5 – преимущественно вулканомиктовые осадочные породы: 1 – алевролиты, 2 – алевропесчаники, 3 – песчаники, 4 – гравелиты, 5 – конгломераты; 6 – известняки пелитоморфные и тонкослоистые; 7 – тефроиды; 8 – туфы кислого и среднего состава (от пепловых до лапиллиевых); 9 – туфолавы; 10 – лавобрекчии; 11–14 – лавы: 11 – андезитово-базальтового, 12 – андезитового, 13 – дацитового, 14 – риодацитового и риолитового составов; 15, 16 субвулканические тела: 15 – долериты, 16 – диориты; 17 – серпентинитовый меланж; 18 – карбонатно-глинистые породы Оспинской пластины; 19 – доломиты Боксонского покровного комплекса; 20 – границы тектонических пластин (а), Боксонского покровного комплекса (б)

нотского покрова, на породах серпентинитового меланжа, присутствующих в верхней части этого покрова в районе бассейна р. Шаргын-Гол (сопредельная с районом верхнего течения р. Сархой, территория Монголии). В целом на площади на фоне общей рассланцованности осадочных толщ деформации зоны надвига проявлены незначительно, однако признаки стратиграфических контактов нами, как и другими исследователями, не отмечены. Поверхность надвига деформирована совместно с породами Оспинской пластины Верхнеонотского покрова и нижней пластины Сархойского покрова. Так, в бассейне р. Малый Сархой в верхнем течении р. Забит, закартирована запрокинутая к югу антиформная складка, на крыльях которой выходят породы нижней тектонической пластины, а в ядре – Оспинской пластины, рассматриваемой в составе Верхнеонотского покрова.

На территории Бурятии образования нижней пластины частично или полностью срезаются надвигом следующей (средней) пластины Сархойского покрова. Основное поле распространения нижней тектонической пластины приходится на территорию Монголии – истоки р. Шаргын-Гол. Здесь А.А. Постников и Е.В. Хаин подробно описали разрез пластины (письменное сообщение), видимая мощность этого разреза составляет около 1,5 км, пластина здесь практически не деформирована, падения слоев незначительно изменяются от 40° до 50°. На контакте рассматриваемой пластины Сархойского покрова с образованиями залегающей структурно ниже Оспинской пластины Верхнеонотского покрова, находится зона серпентинитового меланжа. Большую часть разреза нижней пластины Сархойского покрова составляют зеленовато-серые и серые песчаники и алевролиты, вулканомиктовые с примесью карбонатного материала, массивные или слоистые. Темно-серые пелитоморфные или полосчатые известняки с прослоями и примесью вулканомиктового материала, чередующиеся с алевролитами, развиты в средней части толщи. Верхняя пачка сложена красноцветными более грубообломочными породами (крупнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, песчаниками с плавающей галькой). Разрез нижней тектонической пластины Сархойского покрова района истоков р. Шаргын-Гол может быть представлен в следующем обобщенном виде (мощность приведена в метрах без учета мощности силлов).

1. Песчаники, алевропесчаники, алевролиты - 175.
2. Известняки: чередование массивных темно-серых и зеленовато-серых тонкополосчатых разностей, переслаивание известняков с вулканомиктовыми алевролитами - 170.
3. Пачка преобладания вулканомиктовых алевролитов и алевропесчаников, переслаивание алевролитов с песчаниками в верхней части пачки - 500.
4. Крупнозернистые песчаники и гравелиты косослоистые и массивные розовой окраски, в верхней части пачки конгломераты, песчаники с плавающей галькой - 180.
5. Среднезернистые песчаники с прослоями алевропелитов сменяются переслаиванием алевропелитов и песчаников - более 100.

Выше по разрезу залегают пачка конгломератов с преобладающей галькой известняков и доломитов. Толщу прорывают силлы и дайки долеритов, пироксеновых порфиритов, часть силлов в центральной части сложена пироксенитами. Разрез нижней тектонической пластины продолжается на территории Бурятии (бассейн верхнего течения р. Малый Сархой), где преобладают серые песчаники с горизонтами конгломератов. Другие разрезы нижней пластины в районе бассейнов верхнего течения рек Сархой и Забит менее представительны, часто тектонически нарушены.

На рассматриваемой территории бассейнов рек Сархой и Забит породы нижней тектонической пластины Сархойского покрова обнажаются на крыльях антиформ, где часто оказываются срезанными надвигом средней пластины, или в областях замыкания антиформных складок, где проявлены сложные деформации. Так, в районе истоков руч. Мунку-Сасан (см. рис. 19) на поверхность выходит пестроцветная толща, сложенная пачками крупнозернистых, в основном косослоистых, песчаников со слоями гравелитов мощностью 0,5–1 м и пачками чередования песчаников с тонкоплитчатыми красноцветными алевролитами. Этот разрез, приуроченный к области замыкания антиформы, где пластина деформирована и тектонически нарушена, может быть предположительно сопоставлен с верхними частями разреза по р. Шаргын-Гол, где также присутствуют косослоистые песчаники и более крупнообломочные породы. Состав песчаников и гравелитов района истоков руч. Мунку-Сасан показывает, что породы полностью сформированы за счет размыва вулканических пород среднего и кислого состава.

На водоразделе р. Малый Сархой и р. Мунку-Сасан (см. рис. 19) также в области замыкания антиформы обнажен фрагмент разреза, сложенный преимущественно песчаниками. По р. Забит в северном крыле этой же антиформы и в области ее восточного замыкания разрез нижней пластины Сархойского покрова сильно дислоцирован, среди вулканических песчаников и алевролитов отмечаются известняки, единичные пачки конгломератов. Вероятно, присутствие известняков показывает, что распространенные здесь фрагменты разреза можно сопоставить с нижней частью разреза по р. Шаргын-Гол.

Таким образом, в юго-западной части Боксон-Сархойской зоны к контактам нижней тектонической пластины подходят разные части разреза, а в некоторых случаях средняя пластина Сархойского покрова залегает непосредственно на породах Верхнеонотского покрова. Маловероятно, что быстрые изменения состава пород и мощности пластины по простиранию можно объяснить латеральной изменчивостью. Вероятнее всего в современной структуре представлены тектонически ограниченные фрагменты ранее единой мощной толщи, сформированной за счет размыва средних и кислых вулканитов, источником которых могли быть только вулканиты вышележащих тектонических пластин. Отличительная черта разрезов этой толщи – присутствие перемытого вулканогенного материала и отсутствие пород, образовавшихся синхронно вулканизму – лав, туфов и примеси пирокластического материала.

Разрез нижней тектонической пластины Сархойского покрова по р. Шаргын-Гол представляет собой один из достаточно мощных фрагментов пластины. На основании его строения можно сделать вывод, что вся толща накапливалась в относительно мелководном бассейне или части бассейна, прилегавшей к поднятию, сложенному вулканическими породами. Верхняя часть толщи представляет собой прибрежные и (или) аллювиально-пролювиальные отложения; по-видимому, значительная часть вулканического поднятия выступала из-под уровня моря.

Средняя вулканогенно-осадочная пластина залегает на разных уровнях разреза нижней пластины Сархойского покрова, местами – непосредственно на породах Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Эти соотношения отчетливо наблюдаются по правым притокам р. Сархой, впадающим выше устья р. Малый Сархой, в верхнем течении р. Забит (см. рис. 19). К нижней границе пластины приурочены зоны расщепления, ясно проявленные в алевролитах и песчаниках нижней пластины, контактирующих с эффузивами средней. В истоках р. Забит на границе нижней и верхней тектонических пластин находится небольшая (200 м x 1 км) тектоническая линза мраморизованных известняков

и доломитов. Вулканогенно-осадочная пластина деформирована совместно с нижней пластиной и комплексами Верхнеонотского покрова. Однако залегание пород менее пластичной вулканогенной толщи осложнено взбросами и взбросо-надвигами, проходящими параллельно осевым плоскостям антиформ, и складчатость выражена менее явно. Углы падения слоев пластины в районе бассейнов верхнего течения рек Сархой и Забит изменяются от 20° до 50° . Намечаются фрагменты открытых синформных складок. Ориентация их осей в целом повторяет расположение осей сжатых антиформ, в ядрах которых выходят породы верхней Оспинской пластины Верхнеонотского покрова (см. рис. 19).

Разрез средней пластины Сархойского покрова, развитый по левому притоку р. Сархой характеризует типичный облик вулканогенно-осадочной толщи. В этом пересечении (см. рис. 19) ширина выхода пластины достигает 2000 м. В нижней части разреза преобладают эффузивы, туфы и пирокласто-тефроидные гравелиты — породы образовавшиеся за счет быстрого, синхронного вулканической деятельности переотложения пирокластического материала. Эффузивы в основном представлены лавобрекчиями, туфолавами, реже встечаются флюидальные лавы. В верхней части разреза эффузивы редки, присутствуют пачки туфов от мелкообломочных до лапиллиевых мощностью до 20 м. Для всего разреза характерны пачки чередования грубозернистых, часто косослоистых песчаников и гравелитов с переслаивающимися тонко-, горизонтальнослоистыми алевролитами и песчаниками (мощность пачек составляет от 10–15 до 50–70 м в верхней части). Встречаются горизонты конгломератов мощностью до 25 м с плавающей галькой вулканитов. Состав эффузивов и туфов закономерно изменяется от андезито-базальтов в нижней части разреза до риодацитов в верхней (табл. I).

На площади отмечается резкая изменчивость состава толщи. Характерным признаком вулканогенно-осадочной пластины при этом остается присутствие разнообразных пород, сформировавшихся синхронно вулканической деятельности. В разрезах пластины также присутствуют осадочные вулканомиктовые породы, накапливавшиеся в интервалах между извержениями вулканов за счет их размыва постоянными и временными потоками в поднятой выше уровня моря части вулканической постройки и в прибрежно- и мелководно-морских условиях в подводной части постройки. Средняя тектоническая пластина (как и верхняя) с угловым несогласием перекрыта толщей промежуточного неогавтохтона.

Верхняя тектоническая пластина Сархойского покрова, отличается существенно вулканогенным составом, она выделена в среднем течении р. Сархой — бассейне левых притоков р. Забит, рек Муя-Гол и Хайрта-Жалга (см. рис. 19). Слои пластины залегают здесь моноклиналино, падая на север под углами от 35° до 55° . Контакт этой пластины отчетливо прослеживается на местности от ручья Хайрта-Жалга к западу до бассейна р. Муя-Гол (левые притоки р. Забит) (см. рис. 19). На этом участке надвиг полого погружается на север, срезая толщи двух нижних пластин Сархойского покрова и верхней Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Далее к западу контакт прослеживается менее отчетливо, в районе среднего течения р. Сархой он переходит во взбросо-надвиг, возможно, с левосдвиговой составляющей, по которому породы верхней пластины соприкасаются с промежуточным неогавтохтоном и с Боксонским покровом.

В западной части рассматриваемого района по рекам Муя-Гол и Хайрта-Жалга отчетливо видно строение зоны расчешуивания, связанной с надвигом верхней пластины Сархойского покрова. В зону расчешуивания вовлечены породы нижних пластин Сархойского покрова и верхней Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Полого падающие на

Таблица 1.

Главные и редкие элементы в породах средней тектонической пластины
Сархойского покрова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр	805.1	810.10	805.2	810.9	810.5	810.17	810.30	810.51	810.28	810.20	810.49	810.50	810.14	810.33
SiO ₂	76.0	73.2	72.3	69.8	68.6	68.0	67.9	64.7	62.5	61.9	61.0	61.0	59.8	59.0
TiO ₂	0.31	0.56	0.47	0.59	0.62	0.67	0.66	0.65	0.97	0.77	1.63	0.85	0.76	0.74
Al ₂ O ₃	12.44	13.45	13.80	14.20	14.40	15.95	14.30	13.40	12.46	14.10	14.00	15.20	15.30	17.37
Fe ₂ O ₃	1.62	0.82	2.13	0.81	1.71	1.49	1.39	2.61	2.49	2.98	4.99	2.89	1.82	3.68
FeO	1.03	2.06	0.94	2.53	1.87	1.87	2.16	2.53	6.05	4.63	4.00	4.63	5.25	3.02
MnO	0.05	0.04	0.06	0.08	0.07	0.16	0.09	0.12	0.17	0.17	0.14	0.18	0.17	0.19
MgO	0.17	0.50	0.47	0.65	1.03	0.79	1.18	1.58	4.40	3.49	1.86	2.57	3.15	2.45
CaO	0.56	1.13	1.62	2.19	2.24	0.87	5.26	9.54	3.77	4.07	4.62	5.15	6.29	4.85
Na ₂ O	5.80	5.15	3.08	4.75	4.85	4.70	1.52	0.51	2.03	2.82	3.75	3.75	3.22	4.25
K ₂ O	1.23	1.61	2.35	2.78	2.62	3.99	2.46	0.86	0.84	1.12	0.87	0.47	0.55	0.96
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.10	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.43	0.29	0.17	0.16
LOI	0.93	1.28	2.45	1.53	2.06	1.96	3.09	3.43	4.32	4.01	2.74	3.36	4.08	3.23
Rh	29	34	53	57	69	89	63	20	32	48	22	14	22	30
Ba	460	552	590	1120	1040	1000	1000	290	330	300	335	250	200	580
Sr	102	245	220	351	237	205	584	61	125	115	208	134	97	741
Nb	10.0	10.0	9.0	13.0	10.0	13.0	8.0	3.0	7.0	6.0	4.0	3.0	4.0	3.0
Zr	255	265	209	272	258	307	240	122	121	136	114	133	152	81
Y	50	28	25	31	28	37	37	20	22	19	28	25	17	20

№	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№ обр	810.25	810.26	810.13	805.8	810.53	810.27	805.6	805.9	810.52	810.04	810.05
SiO ₂	58.9	56.5	56.4	54.8	54.0	49.2	48.6	47.3	51.9	47.90	47.60
TiO ₂	0.85	1.52	0.89	0.71	0.74	0.86	0.74	0.73	1.46	0.77	0.77
Al ₂ O ₃	16.40	15.25	16.70	18.45	16.60	16.20	18.72	16.90	15.50	16.50	16.70
Fe ₂ O ₃	2.54	3.83	2.77	5.88	3.15	2.68	2.41	4.08	4.53	2.90	2.42
FeO	4.98	5.88	5.25	1.41	7.21	6.77	5.16	4.27	7.21	6.86	7.48
MnO	0.16	0.19	0.14	0.13	0.21	0.40	0.11	0.14	0.27	0.17	0.16
MgO	3.23	2.80	2.71	3.47	3.95	5.33	6.68	8.39	4.67	7.21	7.60
CaO	4.23	5.44	5.44	5.91	4.95	9.88	8.05	9.54	6.62	8.84	9.20
Na ₂ O	3.95	3.51	3.38	5.21	4.53	1.75	3.80	1.65	2.06	3.08	2.59
K ₂ O	0.06	1.06	1.85	0.06	0.06	0.14	0.06	0.02	0.57	0.51	0.51
P ₂ O ₅	0.18	0.58	0.20	0.13	0.26	0.25	0.13	0.17	0.32	0.12	0.20
LOI	3.95	3.90	4.48	3.26	4.79	6.94	5.82	6.67	5.14	4.80	4.87
Rh	28	27	49	8	6	8	5	8	16	19	17
Ba	200	1390	770	160	170	320	150	130	380	200	260
Sr	143	191	169	795	80	112	204	234	113	172	412
Nb	7.0	8.0	6.0	4.0	3.0	3.0	3.0	3.0	5.0	3.0	3.0
Zr	138	124	107	100	85	68	63	69	89	82	74
Y	23	28	18	19	15	19	8	18	21	29	18

1-22 – вулканические породы средней тектонической пластины Сархойского покрова,
23-25 – долериты силлов, внедренных в среднюю пластину Сархойского покрова

север второстепенные надвиги разбивают смятый в складки пакет пластин на систему чешуй, состоящих в основном из пород нижней и средней пластин Сархойского покрова. В пределах этих чешуй слои и тектонические контакты осадочной и вулканогенно-осадочной пластин полого падают на север, в отдельных случаях круто падают на юг. Таким образом, восстанавливаются фрагменты ядерных частей антиформных и синформных складок, нарушенных послескладчатыми надвигами. Для всей зоны расчешуивания характерно появление интенсивно рассланцованных пород, раздавленных галек в прослоях конгломератов и других признаков интенсивных деформаций.

Восточнее этого сложнопостроенного участка в районе р. Муя-Гол зона надвига характеризуется более простым строением. Здесь к ней приурочены тектонически ограниченные фрагменты пород, сходных с породами верхней пластины. Основная часть верхней вулканогенной пластины, распространенная севернее зоны надвига в бассейне р. Муя-Гол также отличается простым строением, слои пластины наклонены к северу, углы падения 25–45°. В составе пластины широко развиты мощные сложнопостроенные лавовые потоки (до 200 м), лавобрекчии, также широко распространены туфы, тефроиды, часть разреза сложена песчаниками, в том числе косослоистыми. Разрез верхней вулканогенной толщи в районе бассейна р. Муя-Гол согласно данным А.С. Гибшера (письменное сообщение) следующий (мощность приведена в метрах):

1. Песчаники с горизонтами лапиллевых туфов - 150.
2. Пачка красноцветных тефроидов - 500.
3. Сложнопостроенный лавовый поток андезитов, среди которых наблюдаются лапиллевые туфы и красноцветные тефроиды, в верхней части – лавобрекчии - 200.
4. Песчаники массивные и косослоистые розовой окраски, сменяющиеся желтыми мелкообломочными и зелеными лапиллевыми туфами - 200–250.
5. Тефроиды, неяснослоистые и косослоистые песчаники с маломощными лавовыми потоками - более 250.

Верхняя пластина Сархойского покрова также закартирована в южной части рассматриваемого района бассейна рек Сархой и Забит на левобережье р. Сархой выше устья р. Малый Сархой и руч. Мунку-Сасан. Здесь верхняя пластина с зоной рассланцевания надвинута на среднюю тектоническую пластину Сархойского покрова, а также на залегающую здесь на средней пластине толщу промежуточного неоавтохтона и карбонатные породы Боксонского покровного комплекса. Очевидно, разломы, приуроченные к границе верхней пластины Сархойского покрова и связанные с наиболее поздними надвигами нижнего покровного комплекса, оставались активными длительное время, и движения по ним возобновлялись на нескольких этапах формирования покровно-складчатой структуры, в том числе и наиболее поздних.

Разрезы верхней вулканогенной пластины сформировались в обстановках, в целом сходных с обстановками формирования разрезов средней пластины и могут быть частично одновозрастными.

За пределами рассмотренного района бассейна рек Сархой и Забит прослеживается определенная латеральная изменчивость разрезов пластин. Среди осадочных пород нижней тектонической пластины Сархойского покрова в восточном направлении постепенно исчезают известняки, наблюдается замещение субазральных и мелководных отложений относительно глубоководными. В районе верхнего течения рек Дибби и Хорё в разрезах появляются флишоидные отложения серой окраски, сходные по облику с образованиями Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Вероятно, это свидетельствует о сближении

фаций осадочных разрезов сархойской серии и части разрезов, картируемых как дибинская свита и включенных в состав Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Эти наблюдения показывают, что часть разреза нижней пластины Сархойского покрова может быть одновозрастной толщам, входящим в состав Оспинской пластины.

В вулканогенно-осадочных разрезах средней тектонической пластины Сархойского покрова с запада на восток заметно сокращается количество эффузивов, а затем туфов. Так по ручьям, истокам р. Дибин (см. рис. 16), в составе средней пластины наблюдаются только единичный горизонт лапиллиевых туфов, а эффузивные породы не встречаются.

В самой восточной части поля распространения сархойской серии в районе Ухагольского месторождения фосфоритов в бассейне р. Обо-Гол верхняя вулканогенная пластина представлена толщей эффузивов, отличающейся от других толщ верхней пластины присутствием эффузивов, изливавшихся в подводных условиях, и известняков. Пластина совместно с породами вышележащего Боксонского покровного комплекса сложно деформирована. В нижней части разреза пластины наблюдаются эффузивы (андезиты – андезитобазальты), в том числе с подушечной отдельностью и с прослоями серых пелитоморфных известняков с примесью туфогенного материала мощностью до 3 м. Верхняя часть толщи характеризуется чередованием эффузивов и туфов андезитового состава.

Таким образом, в восточном направлении от района бассейна р. Сархой и верхнего течения р. Забит наблюдается появление подводных лав в разрезах вулканогенной пластины и сокращение роли вулканогенного материала в разрезах средней пластины, а в разрезах нижней пластины появляются относительно глубоководные отложения.

К западу от рассмотренного района бассейна р. Сархой развиты преимущественно вулканогенные толщи. В районе верхнего течения р. Хараганта – левого притока р. Сархой, распространены толщи разнообразных эффузивов и туфов, в которых отсутствуют пачки осадочных пород.

Вышеописанное дает основание заключить, что фрагменты наиболее активной поднятой части палеовулканического сооружения находятся в современной структуре западнее, подводной части – восточнее. Эта тенденция согласуется с расположением фрагментов осадочных разрезов нижней тектонической пластины: относительно глубоководные находятся восточнее.

Дополнительные данные о происхождении вулканического сооружения дает рассмотрение составов вулканических пород. Нами изучены составы вулканических пород средней тектонической пластины (см. табл. 1, рис. 21). Эта пластина включает умереннотитанистые (TiO_2 0,4–0,9%) породы от базальтов до риолитов с преобладанием андезитобазальтов и андезитов. Породы образуют единую дифференцированную серию, это согласуется с опубликованными ранее выводами, сделанными на основе данных по разным толщам сархойской серии [Кузьмичев, 1990 б; Гладкочуб, 1996], и противоречит ранее принимавшейся точке зрения о рифтогенной природе Сархойского комплекса [Ильин, 1982]. Микроэлементный состав базальтов средней пластины сходен с составом базальтов островных дуг известково-щелочной серии (рис. 22, 23).

Мы располагаем единственной датировкой вулканитов средней пластины Сархойского покрова по Rb–Sr эррохроне, сделанной по валовым пробам 718 ± 30 млн лет [Буякайте и др., 1989]. Применение этого метода является не очень надежным для последовательно дифференцированных серий вулканитов, так как они формировались из разных источников. Поэтому необходимо подтверждение или опровержение этого возраста другими методами.

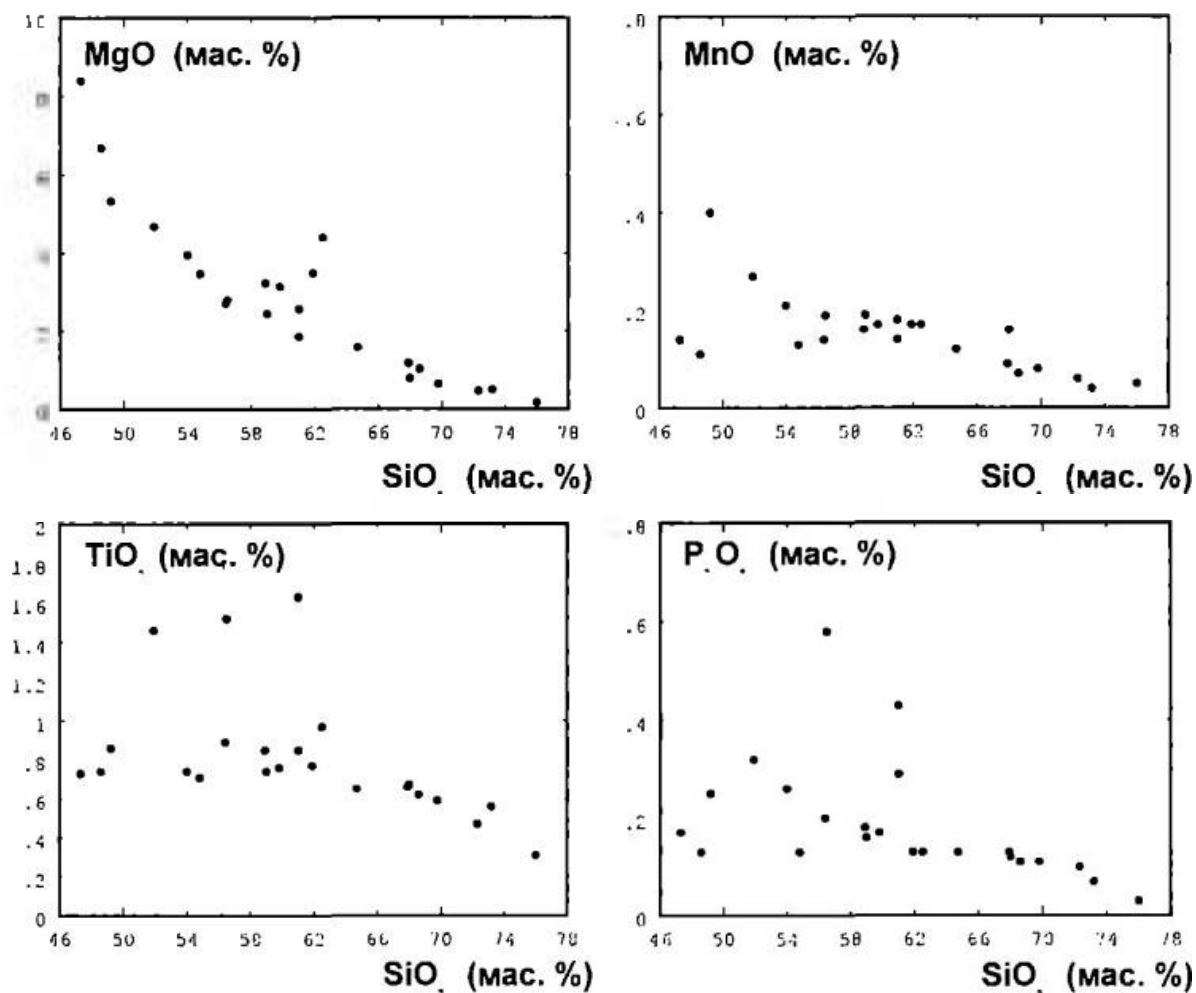


Рис. 21. Диаграммы Харкера для вулканических пород разреза средней тектонической пластины Сархойского покрова

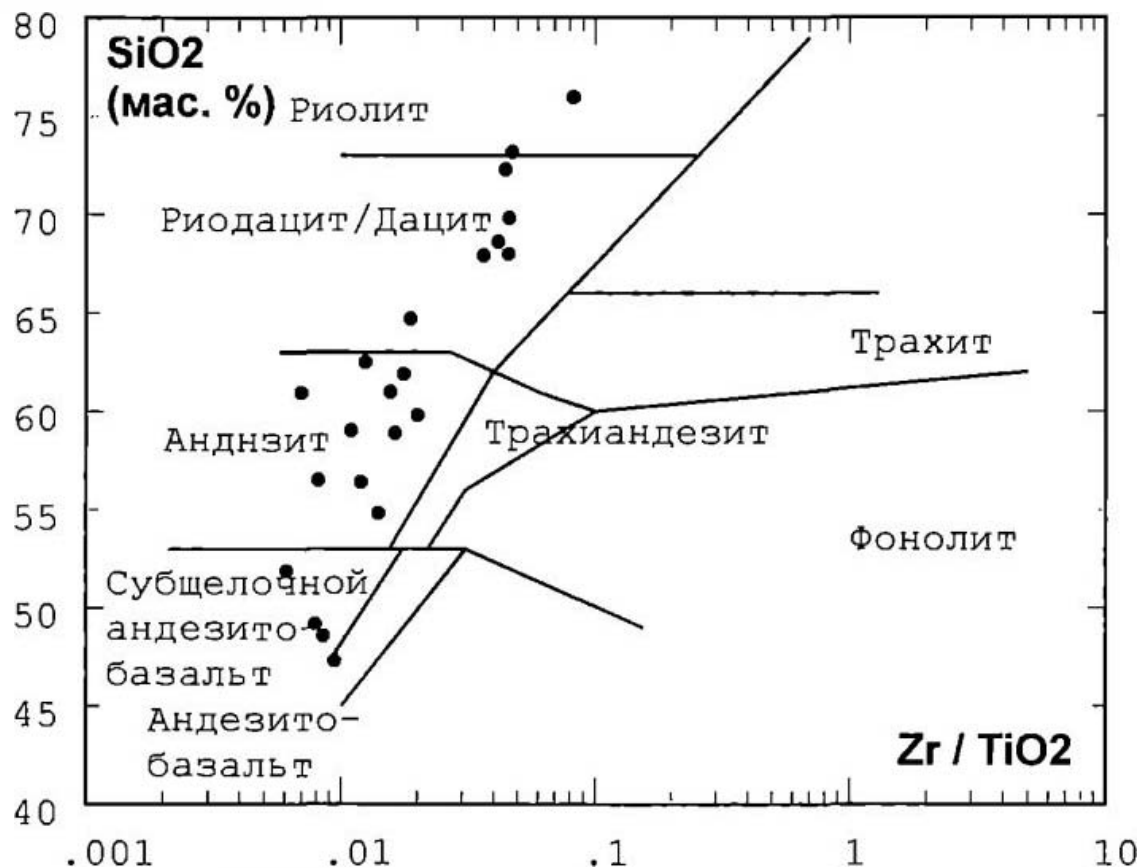


Рис. 22. Дискриминантная диаграмма SiO₂-Zr/TiO₂, по: [Winchester, Floyd, 1977]. Расположение точек составов пород средней тектонической пластины Сархойского покрова подтверждает принадлежность пород к единой дифференцированной серии

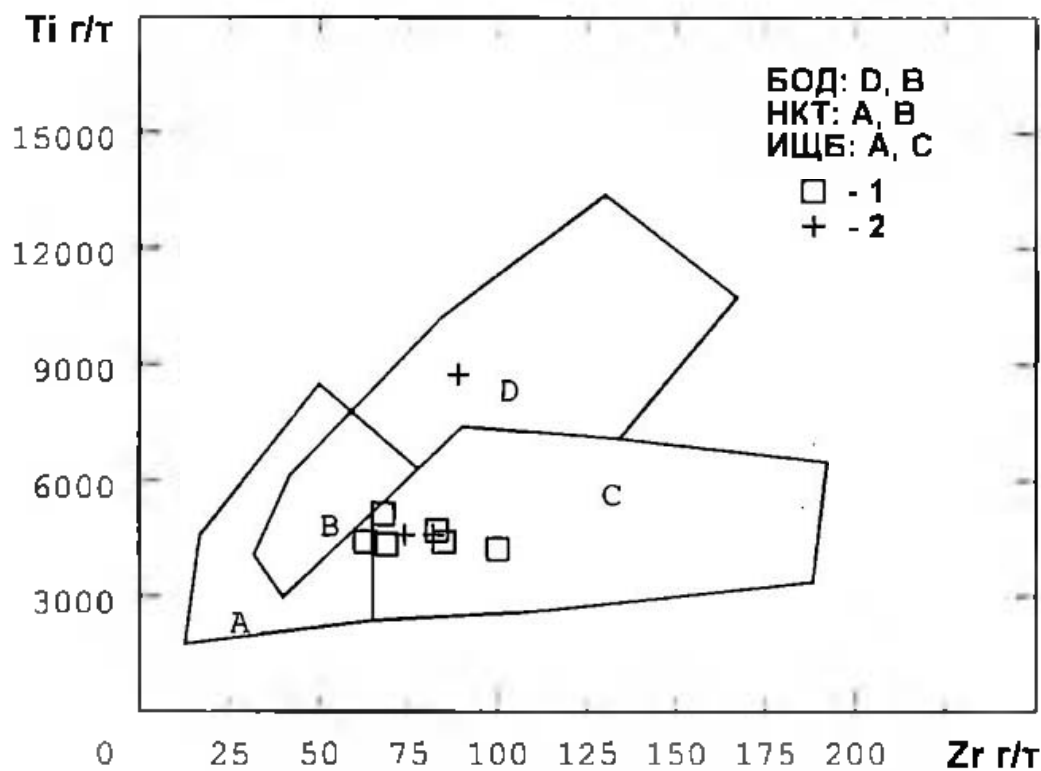


Рис. 23. Дискриминантная диаграмма Ti-Zr, по: [Pearce, Cann, 1973]

1 – базальты средней тектонической пластины Сархойского покрова; 2 – силлы долеритов. БОД – базальты океанского дна; НКТ – низкокальциевые толеиты; ИЩБ – известково-щелочные базальты

Толщи, образующие тектонические пластины Сархойского покрова, накапливались не только в разной обстановке – в пределах вулканического поднятия и прилегавшего к нему бассейна, на расстоянии друг от друга, но и в разные по длительности промежутки времени. Соответственно, эти толщи могут включать как разновозрастные, так и разные по возрасту образования. Осадочная толща нижней пластины накапливалась, вероятно, длительное время и после окончания вулканической деятельности, так как она образовалась за счет разрушения и переотложения вулканитов средней и верхней пластин. Согласно имеющимся позднерифейским датировкам вулканитов и рассмотренным выше данным она может иметь позднерифейско (?) – вендский и даже раннекембрийский возраст.

Рассмотренные материалы дают возможность оценить время завершающих этапов становления Сархойского покрова. Оно не совпадает со временем формирования толщ. Наиболее поздние этапы покровообразования проявились не ранее начала ордовика. До недавнего времени на это указывали только структурные соотношения – наличие фрагмента промежуточного неавтохтона, зажато между средней и верхней пластинами Сархойского покрова, однако их можно было трактовать как результат возобновления движений после формирования всей покровной структуры. В настоящее время установлено, что в составе толщ, занимающих в структуре более глубокий уровень, чем Сархойский покров, присутствуют породы среднего кембрия – ордовика [Терлеев и др., 1998б].

Таким образом, приведенные выше данные показывают следующее.

По всей видимости, не существует единого стратиграфического разреза сархойской серии, так же как и не наблюдается стратиграфических контактов образований сархойской серии с нижележащими толщами. На изученной территории западной части Боксон-Сархойской зоны выделен Сархойский покров, залегающий на породах Верхнеонотского покрова. Породы этих двух покровов деформированы совместно, оба покрова рассматриваются в составе нижнего покровного комплекса.

В составе Сархойского покрова выделены три тектонические пластины: нижняя сложена вулканомиктовыми породами, средняя – вулканогенно-осадочными, верхняя – преимущественно вулканогенными. В качестве источника обломочного материала для осадочных пород нижней пластины рассматриваются вулканические породы вышележащих пластин.

Восстанавливается несколько этапов развития вулканического комплекса. На первом этапе произошло формирование энсиматической вулканической дуги, ее развитие, быстрый рост вулканических построек. Вероятно, в самом конце позднерифейского времени вулканическая деятельность прекратилась, и вулканическая дуга превратилась в цепь асейсмичных поднятий, которые были высоко подняты над уровнем моря. Постепенное разрушение поднятий и активный снос обломочного материала привели к формированию мощных монотонных толщ вулканомиктовых отложений (нижняя пластина Сархойского покрова). Завершающие этапы становления Сархойского покрова не совпадают со временем формирования толщ, участвующих в его строении. Эти этапы проявились не ранее начала ордовика.

Промежуточный неавтохтон

Промежуточный неавтохтон в западной части Боксон-Сархойской зоны соответствует по объему хушатайской свите [Кузьмичев, 1990 б], включая выделенную в ее верхней части харагантинскую олистостромовую толщу [Хаин, Федотова, 1995].

Хушатайская свита, выделенная в бассейне р. Сархой А.Б. Кузьмичевым [1990б], закартирована также в районе Ухагольского месторождения, ранее эта толща рассматривалась здесь как часть разреза сархойской серии. Возможно, хушатайская свита распространена более широко и может быть выделена в других районах западной части Боксон-Сархойской зоны при детальном изучении состава толщ, картируемых как сархойская серия.

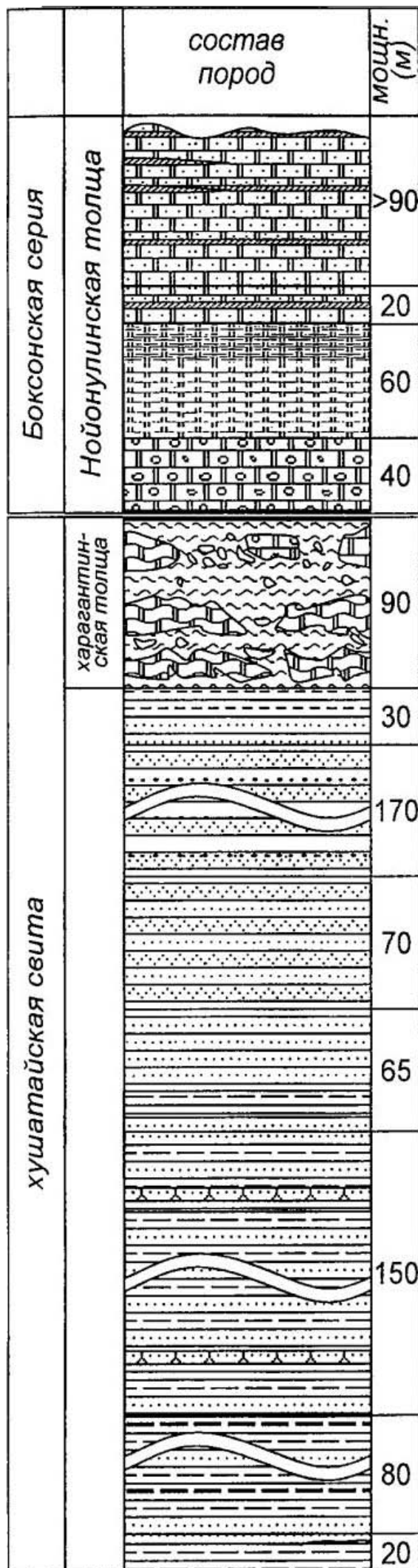
Промежуточный неавтохтон района бассейна р. Сархой

Нижняя граница хушатайской свиты описана в левом борту приустьевой части ручья Хушатай-Жалга и в правом борту приустьевой части ручья – правого притока р. Сархой [Кузьмичев, 1990 б]. Установлено что хушатайская свита с угловым несогласием залегает на осадочно-вулканогенных отложениях сархойской серии, и в ее основании повсеместно распространена “пачка (5–50 м) вишневых или лиловых плохо сортированных “мусорных” конгломератов и гравелитов, переходящих в песчаники” [Кузьмичев, 1990 б, с. 116]; здесь же подробно рассмотрен состав этих конгломератов, показано, что они залегают с угловым несогласием на разных пластах пород сархойской серии.

Разрезы хушатайской свиты повсеместно состоят из двух частей: нижней, сложенной преимущественно пестроцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и верхней – олистостромовой.

Один их наиболее представительных разрезов свиты в целом развит в районе верхнего течения р. Сархой. Разрез описан по юго-восточному склону г. Нойон-Ула (отм. 2707,1 м в 2,5 км к востоку от границы с Монголией, рис. 24, 26).

В нижней части юго-восточного склона г. Нойон-Ула расположен силл гранодиоритов, ширина выхода которого, вероятно, составляет более 500 м. Вверх по склону от контакта силла наблюдается пачка песчаников, гравелитов и конгломератов. Гравелиты содержат примесь туфогенного материала, в частности обломков кварцевых порфиритов, не песущих следов транспортировки и попавших в породу в вязком состоянии. Присутствие этого материала указывает, что пачка, скорее всего, относится к нижележащей средней пластине Сархойского покрова. На ней без видимого несогласия залегает пачка песчаников и алевролитов без примеси туфового материала – нижняя пачка хушатайской свиты. Свита представлена следующим разрезом (см. рис. 24).



- доломитовые конгломераты
- карбонатные брекчии, в том числе со взломанными слоями кремней
- мелкообломочные доломиты (калькарениты)
- доломиты с прослоями кремнистых пород
- "мусорные аргиллиты"
- гравелиты
- песчаники
- косослоистые лесчаники
- прослой массивных песчаников
- пестроцветные алевролиты
- пестрые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы
- темно-серые глинистые сланцы
- брекчиевидные доломиты
- тонкослоистые доломиты

Рис 24. Строение хушатайской свиты и нойнулинской толщи в районе верхнего течения р. Сархой, положение разреза см. на рис. 25 (разрез II)

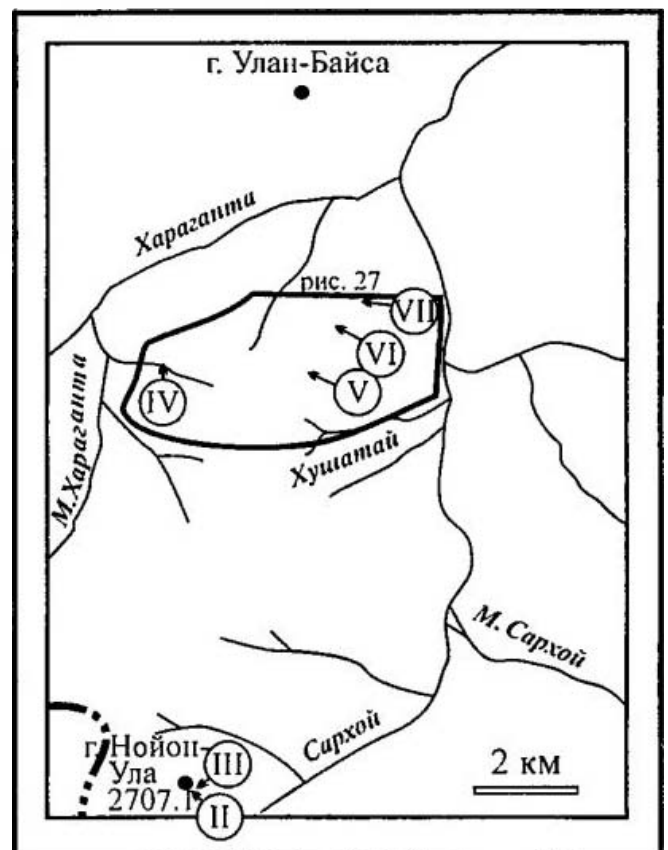


Рис. 25. Расположение участка, показанного на рис. 27 и линий пересечений, показанных на рис. 26

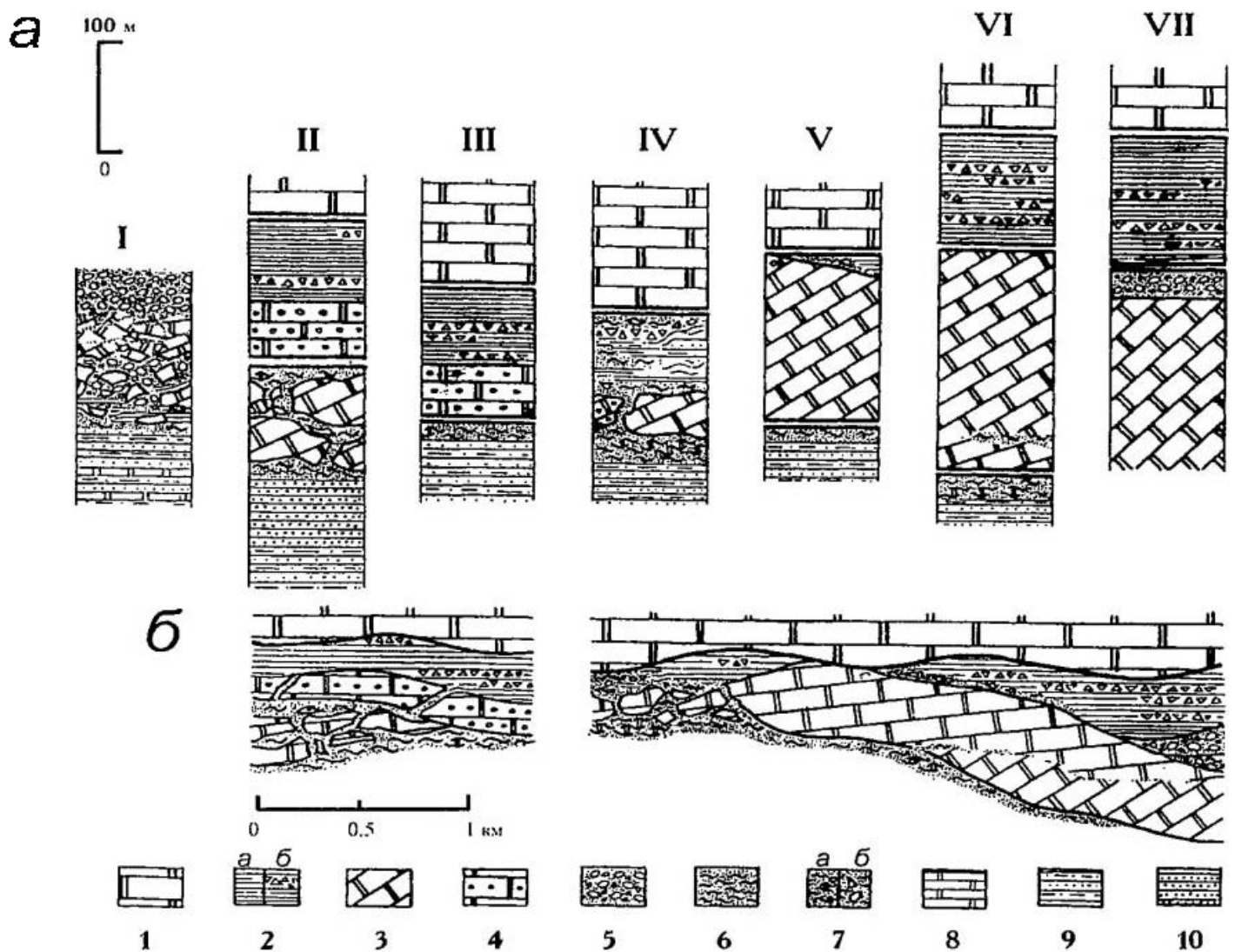


Рис. 26. а – Характерные разрезы олистостромового комплекса бассейна рек Сархой и Хараганта: I – бассейн р. Чжигниг, II – ЮВ склон г. Нойон-Ула, III – СВ склон г. Нойон-Ула, IV – бассейн р. Малая Хараганта, V – левый борт долины р. Сархой, приустьевая часть руч. Хушатай-Жалга, VI – левобережье р. Сархой ниже устья руч. Хушатай-Жалга, VII – бассейн левого притока р. Сархой. **б** – Схематический профиль олистостромового комплекса, охватывающий показанные на рис. 26а пересечения

1–5 – Боксонский покровный комплекс: 1 – доломиты, табинзуртинская свита нижнего кембрия;

2–5 – Нойонулинская пластина: 2 – тонко-, ритмичнослоистые доломиты(а), с горизонтами конгломерато-брекчий и олистостромовыми горизонтами (б); 3 – доломиты массивные и брекчированные, 4 – конгломераты с доломитовым цементом и преобладающей галькой карбонатных пород, 5 – валунно-галечные конгломераты с глинисто-карбонатным цементом и преобладающими обломками карбонатных пород;

6–10 – Промежуточный неавтохтон; 6–7 – харагантинская толща: 6 – пестроцветные глинисто-карбонатные сланцы, 7 – пестроцветные глинистые сланцы с желваково-нодулярными стяжениями (а), с обломками и олистолитами различных пород (б);

8–10 – хушатайская свита: 8 – доломиты, 9 – переслаивание пестроцветных алевролитов и аргиллитов, 10 – песчаники пестроцветные горизонтально- и косослоистые

1. Тонкослоистые и неяснослоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники в основном зеленой окраски - 20 м.

2. Пестроцветные плитчатые алевролиты, в подчиненном количестве средnezернистые до крупнозернистых с обломками гравийной размерности песчаники, отдельные прослои черных и темно-серых глинистых сланцев - 80.

3. Пачка груборитмичного чередования алевролитов и песчаников с отдельными более мощными прослоями массивных песчаников (первые десятки см) и редкими прослоями гравелитов, в основном породы зеленой окраски - 150.

4. Алевролиты с отдельными прослоями песчаников и гравелитов в нижней части пачки; в верхней части преобладают песчаники - 65.

5. Переслаивание массивных и косослоистых песчаников, в резко подчиненном количестве тонко-, горизонтальнослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты; заметное увеличение доли аркозового материала вверх по разрезу - 70.

6. Пачка красноцветных, реже зеленых существенно кварцевых, часто косослоистых песчаников и гравелитов - 170.

7. Пестроцветные алевролиты, песчаники – в нижней части пачки, в верхней – алевролиты и аргиллиты - 30.

Олистостромовая *харагантинская* толща (всего 90 м):

8. Пестроцветные расланцованные алевролиты и аргиллиты, вмещающие два горизонта доломитовых олистолистов - 60.

9. “Мусорные аргиллиты” – пестрые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы с неравномерно распределенными плавающими обломками - 30.

Состав обломочных пород слоев 1–7 преимущественно вулканомиктовый, однако в составе слоев 6, 7 существенна примесь аркозового материала, вероятно, континентального происхождения. Олистолисты нижнего горизонта слоя 8 имеют мощность до 30 м и протяженность в первые сотни метров. В составе блоков преобладают брекчиевидные доломиты, встречаются также доломитовые конгломераты, сходные с конгломератами нижней части нойонулинской толщи, повсеместно залегающей структурно выше олистостромового горизонта. Алевролиты и аргиллиты расланцованы, что не позволяет в данном случае непосредственно установить характер их контакта с доломитами, признаки переслаивания не наблюдаются.

Крупные олистолисты второго горизонта слоя 8 представлены доломитами, между этими блоками и гипсометрически выше расположены “мусорные аргиллиты”. Матрикс “мусорных аргиллитов” окрашен в зеленые тона, местами – в яркие оттенки красного и сиреневого цветов, и представляет собой расланцованные аргиллиты и алевролиты с примесью карбонатного материала и с отдельными тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. В матриксе рассеяны обломки, преобладают две размерности обломков от 1–2 до 5–10 см и глыбы размерами 1–1,5 м. Среди крупных обломков преобладают доломиты, в том числе характерные для надвинутой на хушатайскую свиту нойонулинской толщи конгломераты с обломками карбонатных пород и редкими гальками вулканитов. Мелкие обломки, в основном окатанные гальки, заключенные в пестрых сланцах, представлены доломитами, эффузивными и субвулканическим породами андезитового и андезито-базальтового состава. Встречены обломки кислых эффузивов, кремнистых пород и единичные обломки фосфоритов. Некоторые гальки и глыбы карбонатных пород отличаются розоватой или зеленоватой окраской поверхности границы с вмещающими их сланцами. Это делает эти обломки похожими на желваковые (нодулярные) доломиты, рассматриваемые ниже в разрезах района среднего течения р. Сархой и р. Малая Хараганта.

К северу вдоль по склону г. Нойон-Ула олистолисты уменьшаются, и на северо-восточном склоне толща сокращается за счет отсутствия доломитовых блоков до пачки пестрых сланцев мощностью в несколько метров (см. рис. 26а III, б).

В целом строение нижней, преимущественно песчаниковой толщи сходно для большинства разрезов свиты района бассейна р. Сархой. Отмечаются некоторые изменения, так, в других разрезах хушатайской свиты не наблюдается такая мощная пачка косослоистых песчаников и гравелитов, как пачка б разреза г. Нойон-Ула, рассмотренного выше. Более изменчивой по простиранию является харагантинская толща. Поэтому для ее характеристики необходимо рассмотреть еще два типа строения на примере района среднего течения р. Сархой (см. рис. 26а V-VII) и района р. Малая Хараганта (см. рис. 26а IV).

В районе среднего течения р. Сархой в районе руч. Хушатай-Жалга хушатайская свита залегает преимущественно вулканогенных породах верхней пластины Сархойского покрова. Харагантинская толща верхней части свиты сложена пестрыми сланцами, вмещающими крупные олистоплаки доломитов (см. рис. 26а V–VII). Мощность олистоплак значительно превышает мощность сланцев, вдоль верхней границы доломитов пестрые сланцы протягиваются в виде невыдержанного прерывистого горизонта. На основании этих особенностей возникла распространенная точка зрения на толщу как на нижнюю часть непрерывного разреза боксонской серии (забитская свита, по: [Кузьмичев, 1990 б]; “нижние доломиты”, по: [Хераскова, Самьгин, 1992]). Выше залегающая толща ритмично-слоистых доломитов – нойонулинская толща (рассматривается в разделе Боксонский покровный комплекс) – считалась продолжением непрерывного разреза, надстраивающегося далее всей толщей доломитов боксонской серии.

Детальное изучение участка показало, что нижний доломитовый “пласт” является крупным блоком, заключенным в пестроцветном матриксе (рис. 27). В его подошве залегают аргиллиты с нодулярными доломитами, а вдоль его верхней границы прослеживаются пестрые сланцы, участками – с валунами и гальками (“мусорные аргиллиты”), участками – с олистолитами доломитовых конгломератов. Выше залегает Нойонулинская тектоническая пластина.

На левобережье р. Сархой ниже устья р. Хушатай-Жалга (см. рис. 26а VI) породы харагантинской толщи залегают в следующей последовательности на переслаивающихся алевролитах и песчаниках основной части разреза хушатайской свиты.

Харагантинская толща

1. Красноцветные алевролиты и аргиллиты ярких оттенков с горизонтом желваковых (нодулярных) стяжений доломитов, в отдельных участках переслаивание доломитов и алевролитов - около 2 м.

2. Пестрые рассланцованные (сиреневые, лиловые, яркого красно-кирпичного оттенка, реже светло-зеленовато-серые) алевролиты, мелкозернистые песчаники с примесью карбонатного материала; в них находятся единичные плавающие обломки карбонатных пород - 30.

3. Нижняя часть блока доломитов (рис. 28) в основном брекчиевидные доломиты, мелкообломочные карбонатные породы с желтоватой поверхностью выветривания, вблизи нижней границы встречены кварцевые песчаники с карбонатным цементом – 30.

4. Верхняя часть доломитового блока, более однородная по составу, доломиты, как правило, комковатые. На отдельных участках в верхней части олистоплака присутствуют доломитовые конгломераты с единичными обломками зеленой окраски (вулканиты или песчаники) - 100–120.

5. Горизонт пестрых сланцев - 20–25.

Стяжения доломитов (слой 1) определены как онколитовые водоросли [Волколаков, 1960]. В то же время подобные стяжения описываются как образования, формирующиеся в пелагической обстановке на склонах карбонатных построек [Обстановки осадконакопления ... , 1990; Mullins et al., 1980]. Возможно, одно определение не противоречит другому.

Для доломитов слоев 3, 4 не характерны признаки стратифицированной толщи. Это комковатые и брекчиевидные доломиты. Их неоднородность в нижней части подчеркивается узкими зонами красноцветных и темно-серых сланцев внутри доломитовой толщи (см. рис. 28).

Слой (пачка) 5 прослежен по простиранию от линии рассмотренного разреза на юго-запад (см. рис. 26а V) и на северо-восток (см. рис. 26а VII). На юго-запад пачка без значительных изменений мощности протягивается от вертикального разлома (взброс или взбросо-сдвиг) по простиранию на 100 м (см. рис. 27). На этом отрезке пачка состоит из серовато-зеленых сланцев, вмещающих олистолиты доломитовых конгломератов (мощностью до 0,5 м и протяженнос-

тью до 5 м). В виде пилейфов олистолитов в сланцевом матриксе присутствуют как обломки самих конгломератов, так и гальки тех же пород, что и в конгломератах (рис. 29). В верхней части пачки интенсивно рассланцованный матрикс образован серыми песчаниками с плавающими обломками карбонатных пород, переходящими в гравелиты, возможно, они относятся уже к нойонулинской толще. Далее в юго-восточном направлении пачка с олистолитами переходит по простиранию в узкую зону перетертых пестрых алевролитов, залегающих между породами доломитового блока (олистошлаки) и ритмичнослоистыми карбонатными породами нойонулинской толщи (пластины) (см. рис. 26а V). По отдельным выходам пестрых сланцев пачка прослеживается по простиранию на 50 м. При небольшом увеличении мощности этой зоны среди сланцев видны обломки карбонатных пород. Далее по простиранию зона рассланцевания снова переходит в пачку мощностью до 30 м. Красные, реже зеленые рассланцованные алевролиты вмещают многочисленные обломки (от нескольких см до 1 м). Среди обломков преобладают различные карбонатные породы – доломиты массивные, по-

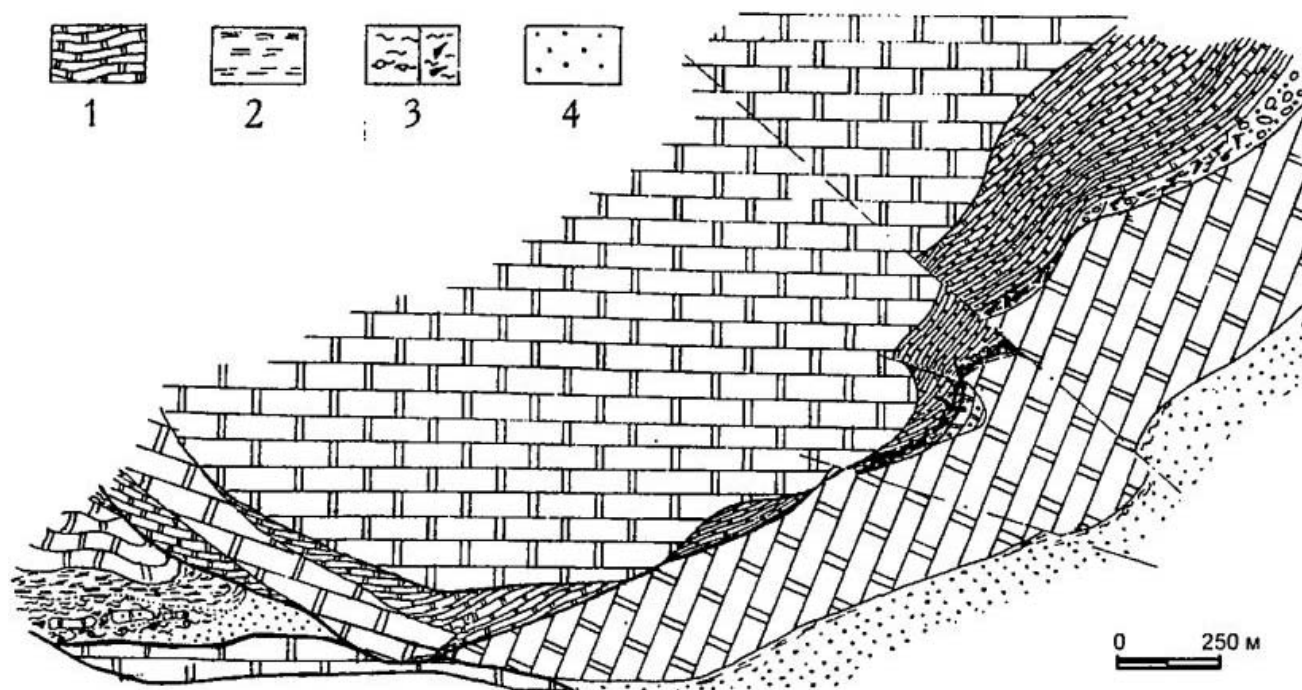


Рис. 27. Схема геологического строения района среднего течения р. Сархой (левобережье р. Сархой ниже руч. Хушатай-Жалга)

1 – тонкослоистые доломиты; 2 – пестроцветные аргиллиты; 3 – пестроцветные аргиллиты с нодулярными доломитами (а) с олистолитами (б); 4 – песчаники и алевролиты. Остальные условные обозначения см. рис. 26

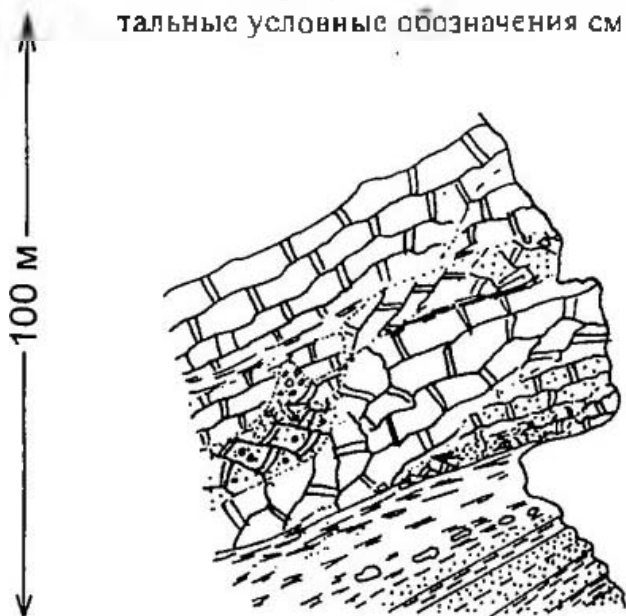


Рис. 28. Строение нижней части блока доломитов вблизи границы с пестрыми сланцами (левобережье р. Сархой ниже руч. Хушатай-Жалга), расположение см на рис. 26. Условные обозначения см. рис. 27

лосчатые, конгломераты, также присутствуют вулканиты. Состав вулканитов более разнообразен, чем в районе верховьев р. Сархой, они встречаются как среди мелких, так и среди крупных обломков, распознаются эффузивы, макроскопически сходные с породами сархойской серии, многочисленны гальки диабазов, встречены несколько обломков розовых гранитов (до 20 см), обломки песчаников, сходных с породами сархойской серии. Пачка сланцев с обломками ("мусорных аргиллитов") мощностью 30 м к юго-западу снова переходит по простиранию в узкую зону перетертых сланцев, изредка с обломками, и прослеживается по отдельным выходам.

К северо-востоку от линии рассмотренного разреза пачка 5 прослеживается по отдельным выходам красноцветных сланцев между доломитами олистоплаки и залегающими на них ритмичнослоистыми карбонатными породами нойонулинской толщи (пластины) (см. рис. 26, 27). Далее на расстоянии 150–200 м по простиранию в зоне пестрых сланцев появляются тектонизированные карбонатнообломочные конгломераты, по зонам тектонизации развиты пестрые сланцы. Еще дальше к северо-востоку тектонизированные конгломераты переходят в менее нарушенную нижнюю часть Нойонулинской пластины (см. рис. 26а VII).

Таким образом, вдоль верхней границы доломитового блока наблюдаются фрагменты олистостромовой пачки, а весь доломитовый блок представляет собой крупную олистоплаку в оболочке из пестрых сланцев. Вся толща сопоставляется с уже рассмотренной олистостромовой толщей разреза района г. Нойон-Ула.

От рассмотренного района устья руч. Хушатай-Жалга, левого притока р. Сархой, основная часть разреза хушатайской свиты и ее верхняя часть – харагантинская толща – прослеживается по простиранию на запад не более, чем на 1 км. Далее в западном направлении ее выходы тектонически ограничиваются (см. рис. 27). Еще западнее верхняя часть разреза хушатайской свиты выходит в виде тектонически ограниченного фрагмента – крутопадающего клина (см. рис. 26а IV, 27). Этот тектонически ограниченный разрез обнажен по р. Малая Хараганта – правому притоку р. Хараганта. Несмотря на небольшую мощность и протяженность по простиранию, тектонический клин включает один из наиболее представительных разрезов верхней части хушатайской свиты – олистостромовой пачки (рис. 30а). На примере этого разреза видны соотношения разных типов пород, принимающих участие в строении толщи. В нижней части тектонически ограниченного здесь крутопадающим разрывным нарушением разреза наблюдаются песчаники верхних слоев основного разреза хушатайской свиты (слой 1) и далее на север – разрез харагантинской толщи. Преобладают падения слоев в северном направлении в основном под углами 70–80° до вертикальных, изредка наблюдаются изменения углов падения на более пологие – до 30° и развороты простираний слоев.

1. Песчаники и алевролиты темно-серые и красноцветные - 15 м.

2. Песчаники зеленые тонкослоистые, встречаются слои до 10 см с существенной примесью карбонатного материала - 15.

3. На песчаниках с постепенным переходом залегают алевролиты и аргиллиты яркого кирпично-красного оттенка с несколькими невыдержанными горизонтами доломитовых стяжений – желваковых (нодулярных) доломитов. Стяжения здесь представляют собой обособленные округлые образования размерами до 1,5 м с неровной поверхностью, по форме похожие на скопление более мелких (несколько см) слепленных стяжений - 30.

4. Горизонт глыб и блоков (протяженностью до нескольких десятков метров и более мелких), сложенных доломитами и доломитовыми конгломератами. В восточном направ-

лении среди пород в блоках появляются доломитовые конгломераты с единичными обломками вулканитов до 20.

5. Пачка зеленовато- и темно-серых сланцев, в нижней части пачки — от светло-зеленых с заметной примесью карбонатного материала до черных ожелезненных. В основном породы представляют собой ритмичнослоистые (слои 1–2 см) с элементами градиционной слоистости тектонизированные алевролиты, реже — мелкозернистые песчаники. В них находятся редкие глыбы (до 2 x 0,5 м) и небольшие рассланцованные тела (линзы?) карбонатных пород, желтоватых на поверхности выветривания, на свежем сколе — серо-зеленоватой окраски, возможно, связанной с примесью туфогенного материала - 50.

6. Пачка пестроцветных обломочных пород от алевролитов до гравелитов и конгломератов, присутствуют внутриформационные доломиты. По простиранию пачки быстро закономерно меняется мощность слоев, а также соотношение вулканомиктового и карбонатного материала в цементе и обломках пород разной размерности. Так, на расстоянии нескольких метров песчаники и гравелиты с карбонатными обломками переходят в пестрые вулканомиктовые песчаники, а цемент конгломератов меняется с пестроцветного на светло-серый карбонатный. В обломках конгломератов преобладают карбонатные породы, реже встречаются красноцветные обломки эффузивных пород - 15.

7. Невыдержанное по простиранию тело оползневых доломитов. В нижней части это брекчия из крупных обломков и глыб (5 см–0,5 м), разделенных узкими зонами рассланцованных зеленых песчаников. В верхней части оползневая брекчия переходит в брекчиевидные доломиты — 0 – 20 метров. Доломиты перекрыты содержащими примесь карбонатного материала красноцветными алевролитами с оползневыми текстурами — до 30.

Следующий слой наблюдается после необнаженного интервала не более 10–15 м.

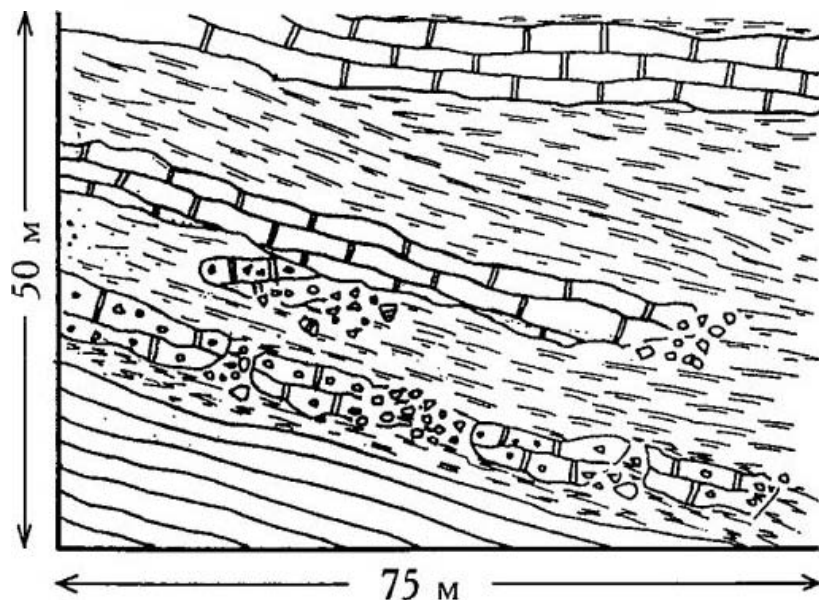


Рис. 29. Фрагмент олистостромового горизонта, расположенного выше доломитового блока (левобережье р. Сархой ниже руч. Хушатай-Жалга) Условные обозначения см. рис. 27.

8. Красноцветные, рассланцованные, иногда с неясной слоистостью алевролиты, видимо, со значительной примесью вулканомиктового материала содержат неравномерно распределенные обломки карбонатных пород и вулканитов (несколько см – 30 см), среди крупных, в основном окатанных обломков, преобладают доломиты, также присутствуют густо-зеленые породы в виде расташенных линз, видимо, сильно измененные вулканиты, пачка близка по строению к “мусорным аргиллитам” приведенных выше разрезов (см. рис. 24, 26)

По соседнему (к западу) ручью на простирании рассмотренной толщи наблюдаются некоторые изменения мощности пачек 1–5, пачки 6–8 не наблюдаются (рис. 30 б).

1. Красноцветные алевролиты - более 15 м.

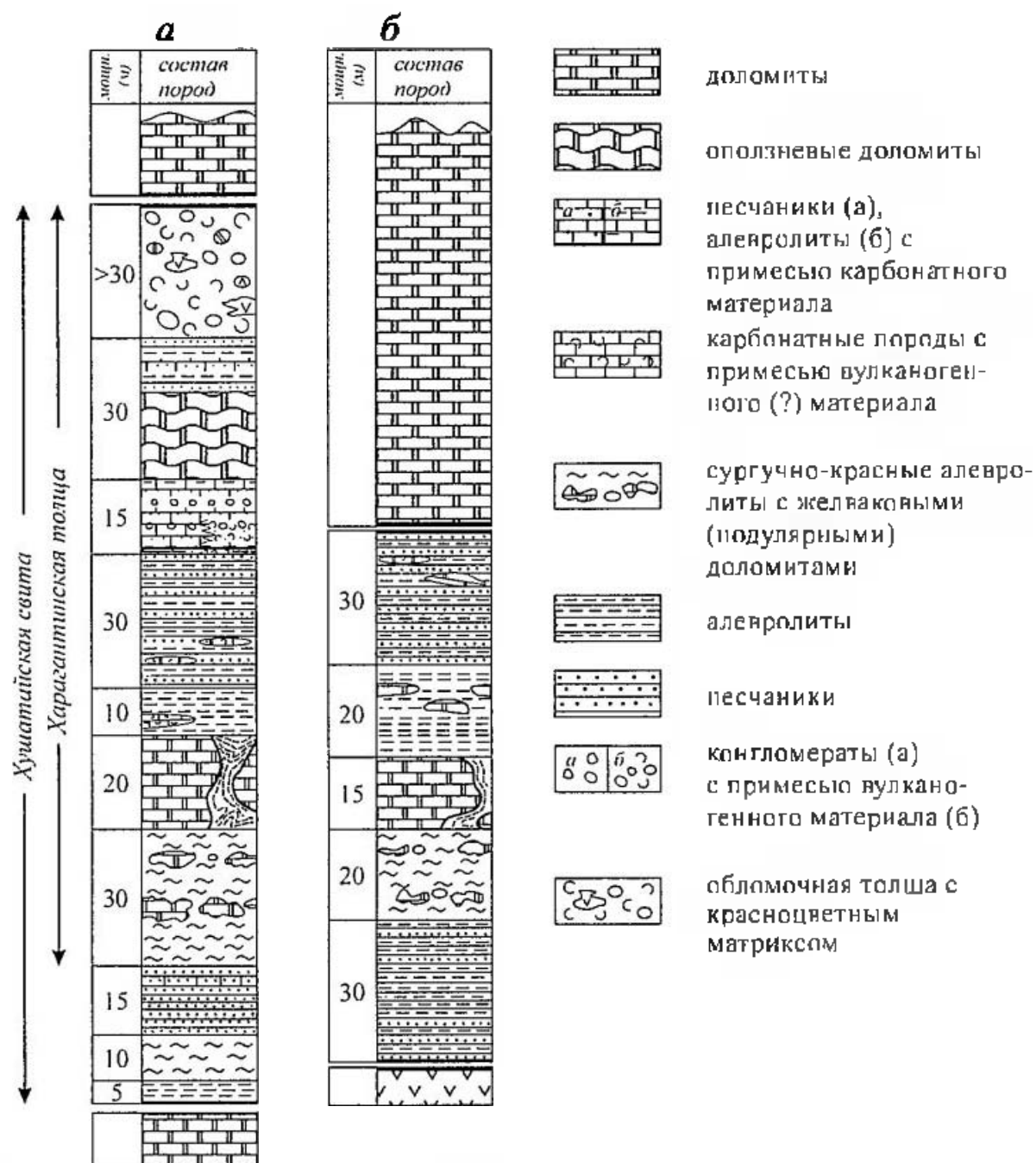


Рис. 30. Стрoение олистостромовой толщи в бассейне р. Малая Хараганта (разрез IV на рис. 26)

2. Зеленые тонкослоистые песчаники - 50 м.
3. Алевролиты яркого кирпично-красного оттенка с горизонтом крупных доломитовых стяжений - 50.
4. Доломиты в виде крупных блоков - 15.
5. Темно-серые сланцы с глыбами карбонатных пород - 100.

Эта олистостромовая пачка также как и в двух уже рассмотренных районах представляет собой верхнюю часть хушатайской свиты. Во всех трех районах в строении пачки участвуют характерные породы: так называемые "мусорные аргиллиты" — пестрые сланцы с обломками, глинисто-карбонатные сланцы нетипичных для всей остальной части хушатайской свиты ярких окрасок, доломиты и доломитовые конгломераты в виде блоков в сланцах. В двух из трех разрезов встречаются на одном и том же уровне нодулярные доломиты. Таким образом, в районе р. Малая Хараганта развит типичный и одновременно яркий и представительный разрез олистостромовой толщи. На этом основании для олистостромовой пачки верхней части хушатайской свиты предложено название харагантинская толща [Хаин, Федотова, 1995].

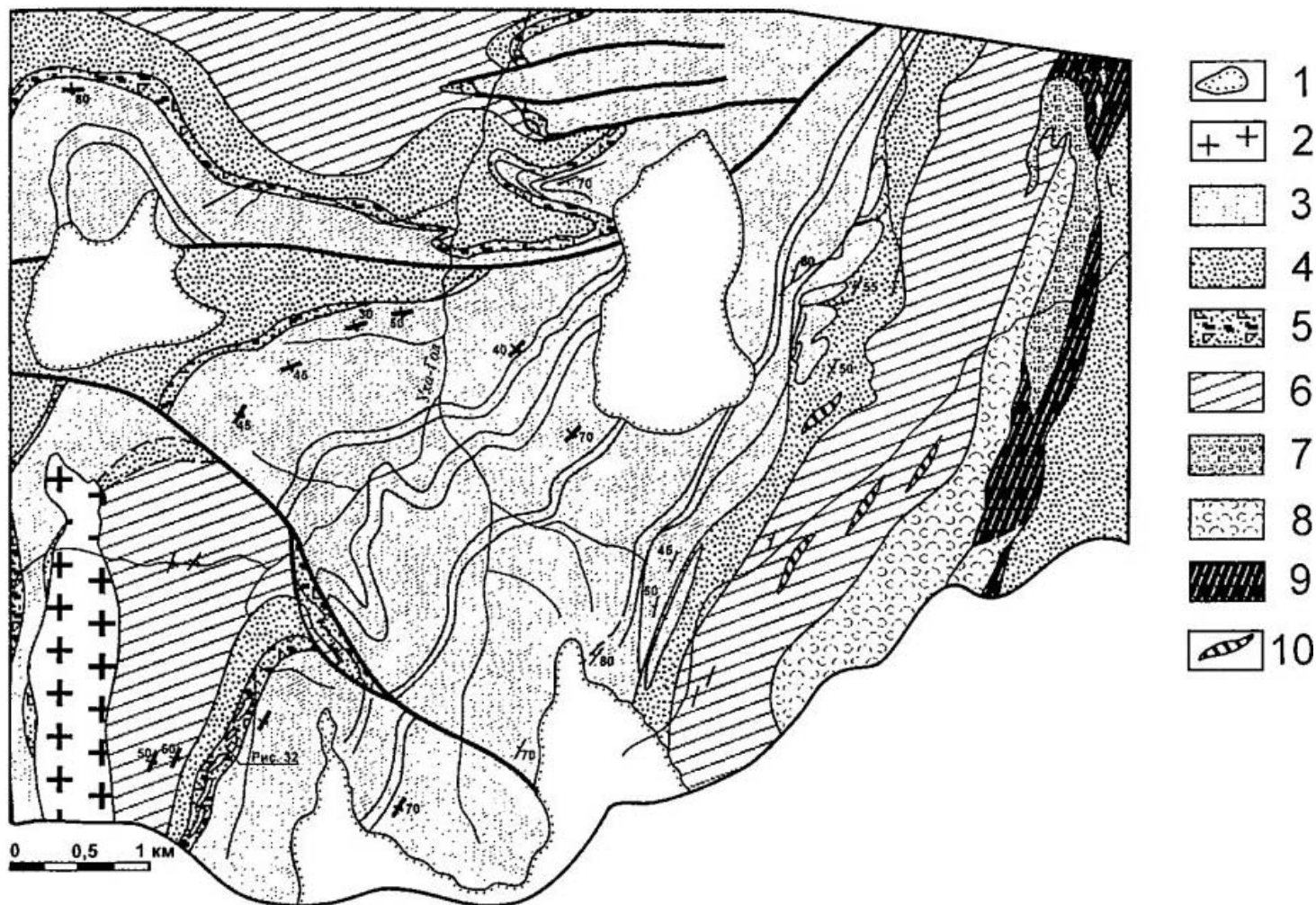


Рис. 31. Обобщенная схема геологического строения района Ухагольского месторождения, по материалам геологической съемки В.П. Арсентьева и др., 1968, опубликованным материалам [Хоментовский и др., 1985], с изменениями и дополнениями

1 – базальты (KZ); 2 – граниты; 3 – Боксонский покровный комплекс: нерасчлененные известняки и доломиты боксонской серии (V? – E₁); 4–5 – промежуточный неавтохтон: 4 – пестроцветные алевролиты с прослоями песчаников, 5 – олистостромовый горизонт; 6–8 – Сархойский покров: 6 – песчаники, гравелиты вулканомиктовые, 7 – туфы, переслаивание туфов и известняков, 8 – эффузивы и туфы основного и среднего состава с прослоями известняков; 9 – Верхнеонотский покров, Оспинская пластина: черные, темно-серые алевролиты, включающие олистолиты вулканических и карбонатных пород, 10 – силлы долеритов

Промежуточный неавтохтон района р. Уха-Гол

Ухагольская синформная структура (рис. 31) представляет собой крупную сжатую запрокинутую к юго-востоку складку [Хоментовский и др., 1985], в ядре обнажены карбонатные породы боксонской серии. На крыльях складки обнажается толща, сопоставимая с хушатайской свитой бассейна р. Сархой. Ранее эта пестроцветная толща с доломитами в верхней части полностью включалась здесь в состав сархойской свиты [Хоментовский и др., 1985 и др.].

В пределах Ухагольской структуры хушатайская свита состоит двух пачек, как и в бассейне р. Сархой. Нижняя пачка мощностью 200–300 м сложена существенно вулканомиктовыми пестроцветными песчаниками или алевролитами, верхняя представляет собой резко изменчивую по мощности олистостромовую толщу.

Состав пород нижней пачки незначительно изменяется: в юго-восточном крыле Ухагольской синформы (см. рис. 35) – это алевролиты с единичными прослоями песчаников. В северо-восточном крыле синформы в районе верхнего течения р. Уха-Гол рассматриваемая пачка находится в опрокинутом залегании гипсометрически выше олисто-

стромовой толщи, пачка сложена в основном тонкослоистыми алевролитами пестрой, в отдельных горизонтах – темно-серой окраски. По р. Уха-Гол в 2,5 км от устья в дислоцированной части северо-западного крыла синформы обнажаются пестроцветные песчаники, здесь отмечаются отдельные слои с существенной примесью карбонатного или кварцевого материала.

Верхняя олистостромовая толща в верхней части хушатайской свиты имеет изменчивую мощность и облик. В юго-восточном крыле наблюдается скопление крупных олистолитов протяженностью в десятки до первых сотен метров. Олистолиты доломитов соприкасаются между собой, но при детальном рассмотрении видно, что между крупными олистолитами находятся красноцветные алевролиты. Слоистость алевролитов вблизи края крупного олистолита повторяет его форму: простирание слоев разворачивается на 45° , а угол падения меняется от $50-55^\circ$ до $85-90^\circ$. Эти наблюдения показывают, что олистолиты погружались в нелигифицированные осадочные слои и деформировали их.

В северо-западном опрокинутом крыле олистостромовая пачка мощностью 100–150 м более изменчива по простиранию. По ручью, правому истоку р. Уха-Гол, встречаются как крупные, так и мелкие олистолиты. Строение участка олистостромовой толщи, обнаженного в левом борту этого ручья на расстоянии около 1 км выше слияния двух истоков р. Уха-Гол показано на рис. 32. Среди олистолитов отмечаются полосчатые доло-

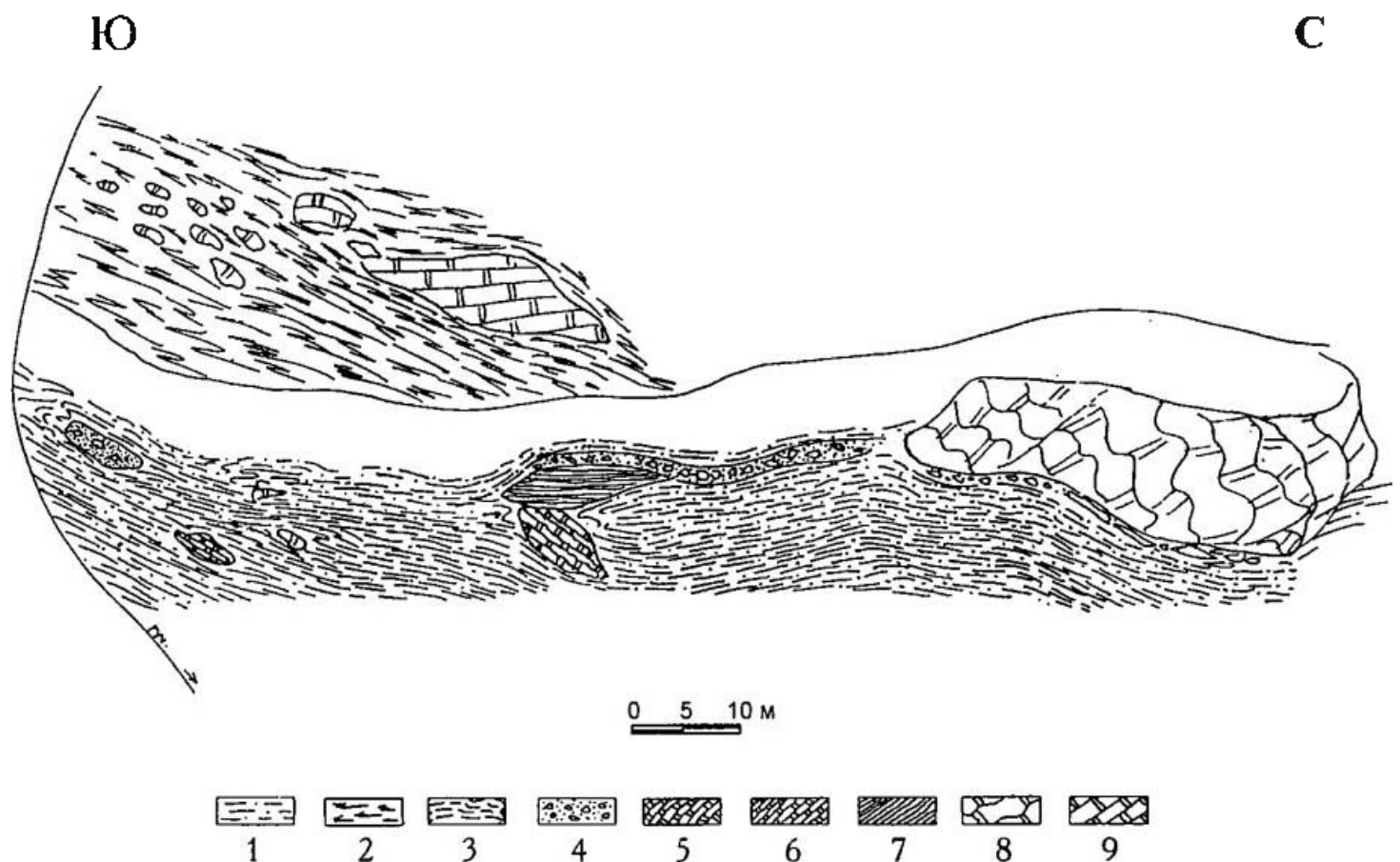


Рис. 32. Строение олистостромовой толщи хушатайской свиты, верхнее течение р. Уха-Гол

1 – преимущественно зеленые рассланцованные алевролиты, местами с ожелезненной поверхностью; 2 – сиреневые алевролиты, переходящие в зеленые; 3 – черные интенсивно рассланцованные известковистые породы; 4 – “мусорные” конгломераты (конгломерато-брекчии) с плавающими гальками и неокатанными обломками; 5 – сетчатые темно-серые доломиты; 6 – доломиты серые тонкополосчатые; 7 – бокситоподобные породы; 8 – доломиты серые с неравномерным окварцеванием; 9 – доломиты серые с сетчатым и прожилковым окварцеванием

миты, доломитовые конгломераты – породы сходные по облику с породами нижней тектонической пластины Боксонского покровного комплекса (см. следующий раздел).

В запрокинутом западном крыле антиформы, сопряженной с Ухагольской синформой, наблюдается сдвигание разрезов толщ, разрез хушатайской свиты повторяясь западнее обнажается в районе верхнего течения ручья – левого истока р. Уха-Гол (см. рис. 35). Здесь в строении нижней пачки участвуют горизонтально и косослоистые песчаники; гипсометрически ниже, то есть выше по разрезу расположена пачка мраморизованных карбонатных пород с прослоями (от мм до нескольких см) и слоями (1–2 м) зеленых измененных алевролитов, затем невыдержанный горизонт доломитовых блоков (до 30 м), затем пачка конгломератов с карбонатными обломками.

Верхняя олистостромовая пачка также развита на крыльях складок, осложняющих северо-западное крыло Ухагольской синформы. Так, на крыльях самой южной из этих складок по правому борту долины р. Уха-Гол в 1,5–2 км ниже устья ручья Фосфоритовый обнажается олистостромовая пачка с олистолитами доломитов (до 10 x 15 м в южном крыле) в пестроцветном, преимущественно зеленом рассланцованном матриксе.

Рассмотренные олистостромовые толщи верхней пачки по строению и составу пород сопоставляются с харагантинской толщей и вместе с нижней пачкой составляют хушатайскую свиту. В Ухагольской структуре эта свита занимает то же положение и состоит из таких же пачек, что и в бассейне р. Сархой, где свита впервые выделена как самостоятельная стратиграфическая единица [Кузьмичев, 1990 б], а харагантинская толща – как ее часть [Хаин, Федотова, 1995]. Доломиты и другие породы этой толщи часть исследователей в районе р. Уха-Гол включала в верхнесархойскую подсвиту [Хоментовский и др., 1985 и др.], первоначально все карбонатные породы в этом районе, как и в бассейне р. Сархой, были отнесены к боксонской свите (позднее – серии) [Волколаков, 1960].

С учетом данных по двум районам распространения хушатайской свиты можно сделать выводы об условиях ее формирования. Породы нижней толщи интерпретируются как прибрежно- мелководноморские, в верхних частях разрезов – возможно, аллювиально-пролювиальные отложения, сформированные на склонах неактивной вулканической постройки. Во время формирования верхней (харагантинской) толщи это поднятие погрузилось ниже уровня моря и поступление обломочного материала с вулканической постройки прекратилось, накапливались только пестроцветные аргиллиты. Однако рельеф не был сглаженным, так как для этого же времени реконструируется другое поднятие, на склонах которого в гемипелагической обстановке образовывались нодулярные доломиты (см. рис. 26а IV, VI, 30). Таким образом, восстанавливается относительно быстрое погружение ранее существовавшего сложного вулканическими породами поднятия с расчлененным рельефом и его расположение вблизи склона, связанного, по всей видимости, с карбонатным поднятием. На последующих этапах область погружения послужила ловушкой для гравитационных покровов, сформированных карбонатными породами. Движение этих покровов сопровождалось образованием олистостромовых толщ.

Таким образом, приведенные выше данные показывают следующее.

Хушатайская свита в западной части Боксон-Сархойской зоны залегает на разных тектонических пластинах Сархойского покрова и тектонически перекрывается породами Боксонского покровного комплекса. Таким образом, хушатайская свита выступает в качестве неавтохтона по отношению к Сархойскому покровному комплексу и автохтона по отношению Боксонскому, т.е. играет роль промежуточного неавтохтона.

Хушатайская свита состоит из двух толщ, нижняя сложена в основном песчаниками и алевритами – продуктами размыва вулканических пород нижележащего Сархойского покрова, фиксируется примесь обломочного материала континентального происхождения. Верхняя олистостромовая толща сформировалась при разрушении карбонатных пород вышележащего Боксонского покровного комплекса, поступавших в виде обломков, глыб и блоков (олистолитов и олистоплак) в область накопления глинистых и тонкообломочных осадков.

Боксонский покровный комплекс

Боксонский покровный комплекс в западной части Боксон-Сархойской зоны объединяет карбонатные породы боксонской серии, залегающие структурно выше харагангинской толщи промежуточного неавтохтона. Карбонатные породы Боксонского покровного комплекса обнажены на севере рассматриваемой части Боксон-Сархойской зоны от района бассейна р. Диби на востоке до левобережья р. Сархой на западе. В бассейне р. Диби и в междуречье рек Диби и Забит широко распространены базальты кайнозойского возраста, они перекрывают породы Боксонского покровного комплекса.

Область распространения карбонатных пород боксонской серии, по всей видимости, представляет собой ядро крупной асимметричной синформной складки, вытянутой в широтном направлении и занимающей северную часть Боксон-Сархойской зоны (см. рис. 14). Строение синформы, сопряженной с областью антиформного строения на юге рассматриваемой зоны, отвечает общему структурному плану. Южное крыло синформы наклонено полого, северное сильно дислоцировано, что хорошо видно в районе излучины р. Забит. К бассейну р. Сархой приурочена область западного замыкания синформы.

Район бассейна р. Сархой – один из трех районов развития наиболее представительных разрезов боксонской серии (наряду с бассейном р. Боксон и районом р. Уха-Гол). Боксонская серия этого района изучалась многими исследователями: Ф.К. Волколаковым [1960], А.Л. Додичем и И.Т. Журавлевой [1963], Л.С. Волковым и соавторами [1966], Н.С. Ильиной [1966], М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым [1967], Ю.П. Бутовым и Б.А. Далматовым [1977], Т.Н. Херасковой, С.Г. Самыгиным [1992], А.А. Терлеевым и В.М. Задорожным [1996] и другими.

Нами проводились работы, направленные на выяснение характера залегания боксонской серии. Для решения этого вопроса был выбран один из хорошо обнаженных районов – юго-западная часть поля распространения боксонской серии; детально изучалась нижняя часть этой толщи. На основании полученных данных выделена и охарактеризована Нойонулинская тектоническая пластина.

Нойонулинская тектоническая пластина района верхнего–среднего течения р. Сархой

Нойонулинская тектоническая пластина выделена в юго-западной части поля распространения боксонской серии (см. рис. 19, 25–27) в районе бассейна р. Сархой выше устья р. Хараганта [Хаин, Федотова, 1995]. Это нижняя пластина Боксонского покровного комплекса, залегающая на породах харагангинской олистостромовой толщи. Нойонулинская пластина соответствует толще с определенным типом разреза, отличным от других разрезов боксонской серии. Толща традиционно выделялась в качестве самостоятельной пачки или подсвиты нижней части боксонской серии.

Самая южная часть пластины находится в районе верхнего течения р. Сархой. Здесь она вместе другими карбонатными породами образует останец, слагающий верхнюю часть г. Нойон-Ула (отм. 2707.1 в 2,5 км от границы с Монголией, см. рис. 19, 25). Севернее

пластина выходит на поверхность в виде полосы, протягивающейся в субширотном направлении вдоль северо-западного края поля распространения Боксонского покровного комплекса. На востоке эта полоса продолжается в район водораздела рек Сархой и Забит, перекрытый кайнозойскими образованиями. На северо-западе от нее находится серия мелкомасштабных тектонических чешуй, детально закартированных А.А.Терлеевым (устное сообщение). В районах верхнего и среднего течения р. Сархой наблюдаются во многом сходные разрезы пластины.

В районе верхнего течения р. Сархой на юго-восточном и северо-восточном склонах г. Нойон-Ула (Белая Гора), непосредственно на пестрых сланцах матрикса олистостромовой харагантинской толщи залегают следующая последовательность пород Нойонулинской тектонической пластины (см. рис. 24, 26):

1. Конгломераты с обломочным доломитовым цементом и преобладающими карбонатными и отдельными, но постоянно встречающимися, вулканогенными обломками. Карбонатные гальки хорошо окатаны. Отмечается грубая слоистость (первые м), отдельные прослои карбонатных песчаников - 40 м.

2. С постепенным переходом, но с многочисленными срывами по подошве, конгломераты сменяются тонко-, циклично-слоистыми доломитами. Горизонтальная слоистость (слойки от нескольких мм до 1–2 см) выражена изменением размерности зерен карбоната, количества терригенного материала и углеродистого вещества. В разрезе закономерно распределены вытянутые линзы и невыдержанные горизонты характерных брекчий со взломанными слойками кремней и гальками доломитов. Скопления взломанных тонких слойков темных кремней распределены неравномерно, они образуют пучки, часто окружающие хорошо окатанные доломитовые гальки. В целом обломки составляют от 20 до 50% объема породы, матрикс сложен песчаниками карбонатного состава. В верхней части пачки в карбонатных породах увеличивается количество кремнистого материала, тонко-, горизонтально-слоистые текстуры сохраняются - 40.

3. Существенно кремнистые породы - 60.

4. Песчаники (калькарениты) и брекчии - 20.

5. Брежированные доломиты - более 90.

На всю эту толщу со структурным несогласием надвинуты доломиты и онколитовые доломиты табинзуртинской свиты боксонской серии.

В районе среднего течения р. Сархой наиболее мощный разрез Нойонулинской тектонической пластины развит на левобережье р. Сархой в 3–4 км выше устья р. Хараганта. По ручью, левому притоку р. Сархой, (см. рис. 26) структурно выше доломитового блока, участвующего в строении харагантинской толщи, обнажается следующая последовательность пород:

1. Крупноглыбовые конгломераты с окатанными обломками доломитов от 20–30 до 50 см. Обломки, “плавающие” в глинистом матриксе бурого цвета - 2 м.

2. Конгломераты с более мелкими обломками (до 10 см, обычно 1–2 см), матрикс глинистый с карбонатным и песчаным до гравийного материалом. В составе обломков преобладают доломиты, встречаются отдельные обломки кислых эффузивов, измененные хлоритизированные породы - 2.

3. Переслаивание черных углеродистых известняков и бурых глинистых сланцев, сходных с матриксом нижележащих конгломератов - 1,5.

4. Слой подобный слою 2 с неравномерным распределением обломочного материала в буром глинистом матриксе. В верхней части слоя – обломочный материал гравийной размерности, в матриксе примесь углеродистого материала - 2–3.

5. Интенсивно рассланцованные тонкослоистые серые карбонатные породы - 5 м.
6. Конгломераты, чередующиеся с глинисто-карбонатными бурыми и темными рассланцованными карбонатными породами - до 5.
7. Тонкослоистые карбонатные породы с горизонтами конгломерато-брекчий (слои 1–2 м через первые м, выше по разрезу через 10–15 м) Конгломерато-брекчии имеют характерный облик: в обломочном карбонатном цементе – гальки карбонатов и взломанные пластинки кремней - 70.
8. Верхняя часть разреза сложена чередованием кремнистых и карбонатных слоев - 15.

Породы слоя 7 этого разреза и слоя 2 рассмотренного выше разреза идентичны по составу, эти слои представляют собой мощные выдержанные по простиранию пачки, породы нижних частей двух разрезов отличаются составом матрикса, но близки по составу обломков. Эти особенности показывают, что, скорее всего, состав матрикса меняется от карбонатно-обломочного до глинисто-карбонатного по простиранию нижних частей разреза Нойонулинской толщи.

Серия разрезов рассматриваемой толщи (под названием толщи углеродистых известняков с диамиктитами) детально охарактеризована Т.Н. Херасковой, С.Г. Самыгиным [1992] на ее простирании к юго-западу от рассмотренного разреза, а также северо-восточнее, на правом берегу р. Сархой, где разрезы, согласно данным этих авторов, повторяются в сдвоенной надвигами и взбросами последовательности.

Возможные аналоги Нойонулинской тектонической пластины в бассейне р. Хужиртай-Горхон – левого притока р. Сархой

На основании литературных данных можно предположить, что к северу от рассмотренного района верхнего–среднего течения р. Сархой в районе р. Хужиртай-Горхон (левого притока р. Сархой) также присутствует толща, подобная той, что слагает Нойонулинскую пластину, и резко меняющаяся по мощности.

Одно из наиболее представительных описаний нижних частей разреза боксонской свиты (серии) для западной части Боксон-Сархойской зоны приводят М.А. Семихатов и С.Н. Серебряков [1967]. По западной центриклинали Боксон-Сархойского синклинория эти исследователи описывают один из типов разрезов средней подсвиты боксонской свиты (серии) – быстро меняющуюся по простиранию толщу. По р. Хужирта-Горхон у устья р. Буга-Горхон описано залегание толщи мощностью около 100 м без признаков денудационного перерыва (размыва) на доломитах. В основании эта толща “представлена 50-метровой пачкой переслаивания красных кварцевых доломитистых песчаников и пестрых аргиллитов, а выше – чередованием черных тонкоплитчатых доломитов, углистых аргиллитов и конгломерато-брекчий с обломками доломитов, рассеянными в глинисто-песчанисто-доломитовом цементе. Юго-западнее в междуречье рек Убэртэ-Жалга и Хужирта-Горхон, она сокращается до 35 м, и подствита слагается главным образом массивными конгломератами с хорошо окатанными мелкими (2–5 см) гальками подстилающих доломитов и очень редких сархойских песчаников. Лишь в кровле подсвиты обособляется 3–5-метровая пачка черных окремненных доломитов и силицитов” [Семихатов, Серебряков, 1967, с. 93]. К той же самой свите авторы приведенных описаний относят разрез в междуречье рек Сархой и Малая Хараганта. Очевидно, что наибольшим сходством с толщей района р. Малая Хараганта (см. рис. 30) обладает только первый из приведенных разрезов, разрез по р. Хужирта-Горхон. Второй разрез, включающий конгломераты, может быть сопоставлен с карбонатной толщей Нойонулинской тектонической пластины. Из опубли-

кованных материалов недостаточно ясно положение нижнего доломитового пласта в районе р. Хужиртай-Горхон, где его мощность достигает 500 м. Однако приведенные выше данные дают основания предполагать, что положение этих доломитов сходно с положением доломитов в районе среднего течения р. Сархой (крупный олистолит) или в районе р. Малая Хараганта (крутопадающий тектонический клин).

Таким образом, отмечается сходство строения нижней части боксонской серии по западной (район р. Хужиртай-Горхон) и юго-западной (район верхнего—среднего течения р. Сархой) периферии поля ее распространения.

Фрагменты Нойонулинской тектонической пластины в районе р. Уха-Гол

В районе р. Уха-Гол полные разрезы нойонулинской толщи, подобные разрезам бассейна р. Сархой не наблюдались. Однако в олистостромовых толщах района р. Уха-Гол постоянно присутствуют обломки доломитовых конгломератов (рис. 33), а вдоль ее верхней границы часто протягивается зона интенсивно тектонизированных карбонатно-обломочных пород с бурым или темно-серым матриксом. В.В. Хоментовский с соавторами [1985] описывают три типа обломочных пород вблизи нижней границы боксонской серии: желтовато-бурые доломитовые конглобрекчии, крупноглыбовые свалы доломитов с пестроцветным цементом (в сумме мощностью 5–20 м) и темные конглобрекчии (5–50 м). Первые два типа пород эти исследователи называют своеобразной осадочной олистостромой, а третий считают базальной пачкой забитской свиты – нижней свиты боксонской серии. Отмечается, что темная и доломитовая конгломерато-брекчии похожи по составу и текстурным особенностям.

Тонкослоистые доломиты с брекчиями, подобные доломитам верхней части Нойонулинской тектонической пластины бассейна р. Сархой, встречены по правому истоку р. Уха-Гол (см. рис. 31) в составе олистолита и по левому истоку р. Уха-Гол, где их структурное положение недостаточно ясно. Возможно, с верхней частью пластины следует сопоставлять карбонатные толщи другого типа разреза, однако достоверные данные для такого вывода отсутствуют.

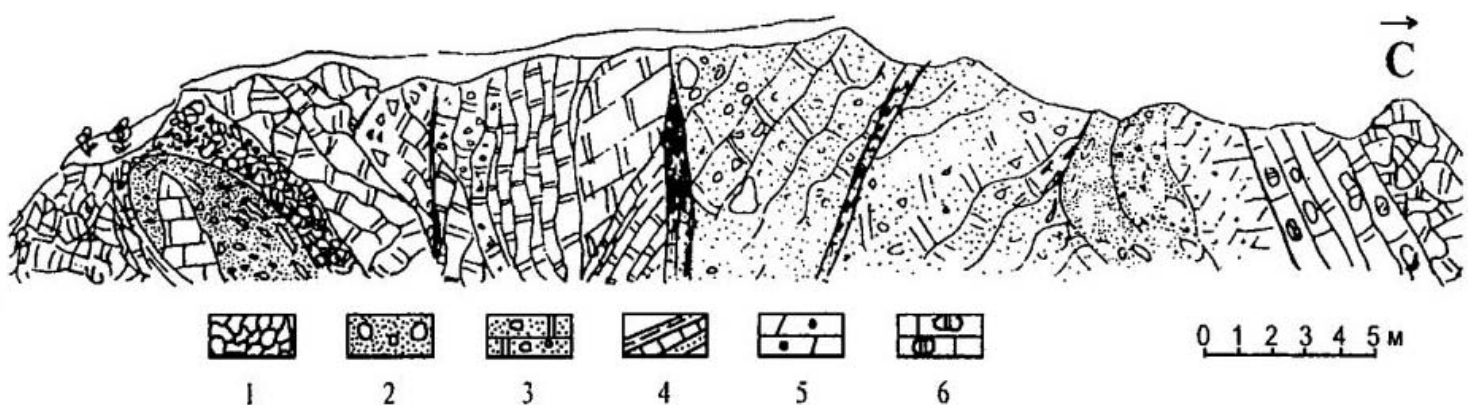


Рис. 33. Строение карбонатной толщи нижней части Боксонского покровного комплекса, р. Уха-Гол

1 – брекчии и конгломерато-брекчии с преобладающими обломками доломитов; 2 – конгломерато-брекчии с песчано-глинистым матриксом; 3 – конгломераты с карбонатно-обломочным матриксом и галькой доломитов и известняков; 4 – зеленовато-серые алевропесчаники с обломками известняков и доломитов; 5 – мергели с обломками доломитов; 6 – известняки с обломками доломитов

Таким образом, устанавливается, что в районе р. Уха-Гол породы, соответствующие породам Нойонулинской пластины, присутствуют в виде олистолитов в харагантинской толще промежуточного неоавтохтона и в виде интенсивно тектонизированных тел вдоль ее верхней границы.

Основные выводы по данному разделу сводятся к следующему.

Нойонулинская толща представляет собой тектоническую пластину, в ходе надвигания которой сформировался олистостромовый комплекс – харагантинская толща, с олистолитами, соответствующими по составу породам пластины.

Нойонулинская толща в более полных разрезах состоит из нижней пачки конгломератов и верхней, сложенной тонко-, ритмичнослоистыми доломитами с невыдержанными горизонтами грубообломочных пород, и кремнистыми породами в верхней части.

Особенности латеральных изменений нижней пачки Нойонулинской пластины (переходы конгломератов с глинистым матриксом в породы с карбонатно-обломочным матриксом) показывают, что эти породы не могут рассматриваться как тиллиты, как предполагает часть исследователей.

Верхняя часть Боксонского покровного комплекса

Верхняя часть Боксонского покровного комплекса запада Боксон-Сархойской зоны объединяет доломитовую и существенно известняковую толщи, залегающие выше Нойонулинской пластины. Доломиты относят к табинзуртинской свите, а известняки – к хужиртайской и нюргатинской свитам нижнего кембрия и хютенской свите амгинского надъяруса среднего кембрия [Геология и метаморфизм ... , 1988 и др.]. В настоящее время не может быть доказано палеонтологическими методами ни нормальная стратиграфическая последовательность от доломитов к известнякам, ни широкое распространение тектонических чешуй верхней части Боксонского покровного комплекса в бассейне р. Сархой. Известны отдельные указания на возможное залегание палеонтологически охарактеризованных разновозрастных толщ (хужиртайской и нюргатинской свиты) на доломитах табинзуртинской свиты [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Присутствие тектонических чешуй, нарушающих стратиграфическую последовательность, палеонтологически доказано восточнее – в районе излучины р. Забит [Катюха, 1988; Геология и метаморфизм ... , 1988].

Доломитовая толща является наименее изученным подразделением. Ее пенд (?)–раннекембрийский возраст в западной части Боксон-Сархойской зоны определяется на основании в значительной степени условного сопоставления с разрезами, распространенными восточнее – в бассейне р. Боксон. Основным критерием сопоставления служит залегание доломитов ниже известняков. В верхней части доломитовой толщи в районе междуречья р. Хужиртай-Горхон и р. Сархой найдены окремнелые археоциаты [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Внутреннее строение толщи на большей части площади не выяснено. Описаны разные типы ее разреза. В районе устья р. Хараганта, левого притока р. Сархой, установлено чешуйчатое строение доломитовой толщи (А.А. Терлеев, устное сообщение).

Хужиртайская, нюргатинская и хютенская свиты – три верхние преимущественно известняковые свиты боксонской серии – изучены в значительно большей степени. Однако внимание уделялось палеонтологической характеристике разобленных разрезов, а внутреннее строение толщ на значительной части площади осталось не вполне ясным. Принято считать, что в составе хужиртайской свиты алданского надъяруса нижнего кембрия происходит резкий переход по латерали от известняков к доломитам [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Палеонтологически охарактеризованными являются ее известняковые разрезы. Разрез междуречья Сархой и Хужиртай-Горхон, сложенный светлыми массивными известняками мощностью не менее 500 м, предложено рас-

смагивать как стратотипический. Списки археоциат, найденных в этом разрезе, приведены в работе Ю.П. Бутова, Б.А. Далматова [1977]. Другие разрезы района р. Хужиртай-Горхон сложены как темно-серыми, так и светлыми известняками. Их палеонтологическая характеристика дана в ряде работ [Додин, Журавлева, 1963; Семихатов, Серебряков, 1967; Волков и др., 1966]. Предполагается, на основании палеонтологических данных, что в этом районе может быть доказано присутствие нюргатинской свиты ленского надъяруса нижнего кембрия, в этом случае “следует ожидать выделения тектонических чешуй, нарушающих стратиграфическую последовательность” [Геология и метаморфизм ... , 1988, с. 35]. По простиранию хужиртайская свита резко изменяется, включает известняковые, доломитовые и переходные типы разрезов; отмечено, что уверенно свита выделяется только при установлении палеонтологических остатков, одновозрастных с описанными в стратотипическом разрезе, и что в связи с этим возникает проблема, связанная с установлением границ свиты, особенно нижней, которая в настоящее время почти повсеместно выделяется условно [Геология и метаморфизм ... , 1988].

Нюргатинская и хютенская свиты – верхние свиты боксонской серии. Их стратотипические местности и наиболее полные разрезы находятся восточнее палеонтологически охарактеризованного разреза хужиртайской свиты района р. Хужиртай-Горхон, в районе излучины р. Забит. Хужиртайская свита в данном районе характеризуется значительно меньшей мощностью, чем в районе р. Хужиртай-Горхон и часто картируется условно. Разрезы нюргатинской свиты включают известняки от темно-серых до светлых, маломощные горизонты доломитов отмечаются лишь эпизодически. Описания разрезов и списки фауны трилобитов, брахиопод и других органических остатков нижнего кембрия (ленского надъяруса) из них приведены в публикациях [Бутов, Далматов, 1977; Бутов и др., 1979; Геология и метаморфизм ... , 1988].

Хютенская свита амгинского надъяруса среднего кембрия считается самым выдержанным стратиграфическим подразделением боксонской серии, характерными породами свиты являются глинистые и алевроитистые известняки с комплексом трилобитов и брахиопод [Геология и метаморфизм ... , 1988]. Отмечается, что “обильный комплекс трилобитов, установленный в отложениях хютенской свиты стратотипической местности, отличается своеобразием, не позволяющим отождествлять в полной мере горизонты амгинского надъяруса, выделенные в других районах Саяно-Алтайской области, с хютенским” [Геология и метаморфизм ... , с. 41].

В районе излучины р. Забит распространена также мангатольская свита. Практически все выходы свиты показаны Ю.П. Капхой (1988) на геологической карте масштаба 1 : 25 000 как тектонически ограниченные фрагменты, приуроченные к границе Боксон-Сархойской зоны с Окинской. Необходимо отметить также, что вдоль этой границы в этом же районе в виде тектонически ограниченных фрагментов закартирована и яматинская свита. Изучение пород, отнесенных к яматинской свите, показало, что это фрагменты толщ двух типов. Первая – вулканогенная: эффузивы, туфы, пирокласто-тефроидные гравелиты (тефроиды). Эти породы присутствуют в ближайших районах только в толщах сархойской серии. Вторая толща соответствует по составу харагантинской (верхней части хушатайской свиты промежуточного неоавтохтона). Присутствие чешуй, сложенных породами сархойской серии в данном районе согласуется с интерпретацией северной части Боксон-Сархойской зоны как синформной структуры с пологим южным и крутым нарушенным северным крылом (см. рис. 14).

Западная часть Боксон-Сархойской зоны. Обсуждение

В западной части Боксон-Сархойской зоны, как и в рассмотренных в разделах 3.1., 3.2. более восточных районах, выделены нижний покровный комплекс и Боксонский покровный комплекс. В строении нижнего покровного комплекса участвуют три покрова: Ильчирский, Верхнеонотский

и Сархойский. Первые два распространены как восточнее – в обрамлении Гарганской плиты, так и в Боксон-Сархойской зоне; третий покров – Сархойский – присутствует только в Боксон-Сархойской зоне. Эти три покрова деформированы совместно и перекрыты толщей промежуточного неоавтохтона. На ней залегают породы Боксонского покровного комплекса.

В строении Сархойского покрова участвуют вулканические породы, соответствующие по составу дифференцированным сериям островных дуг, и осадочные толщи. Время проявления вулканизма оценивается как позднерифейское (718 ± 30 млн лет, Rb–Sr эррохрона [Буякайтэ и др., 1989]), завершение вулканической деятельности могло произойти в конце рифея. Накопление вулканомиктовых осадочных пород шло в интервалах между извержениями. После прекращения вулканизма формирование этих пород, вероятно, продолжалось до вендского времени. Вулканомиктовые толщи накапливались в пределах вулканических островов, на склонах вулканической гряды. У подножья вулканического поднятия в это же время накапливались осадочные толщи, переходные между вулканомиктовыми, типичными для сархойской серии и флишпоидными, характерными для Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Это показывает, что образования Сархойского покрова могут быть частично разновозрастны толщам, участвующим в строении Оспинской пластины, т.е. в строении этой пластины могут присутствовать отложения вендского возраста. Наиболее молодые толщи, включенные в состав Оспинской пластины, занимающей более глубинное структурное положение по отношению к Сархойскому покрову, охарактеризованы в настоящее время как среднекембрийско-ордовикские [Терлеев и др., 1998б]. Таким образом, становление нижнего покровного комплекса закончилось не ранее начала ордовика.

В западной части Боксон-Сархойской зоны выделены толщи промежуточного неоавтохтона, залегающего на разных пластинах Сархойского покрова. Эти толщи соответствуют хушатайской свите с олистостромовой харагантинской толщей в верхней части. В строении этих толщ отразились три этапа смены палеогеографических обстановок, каждый из которых соответствует определенным тектоническим событиям. На первом этапе за счет размыва пород вулканического поднятия сформировалась нижняя часть хушатайской свиты, в то же время в верхней части ее разреза отмечается увеличение роли карбонатного материала. На втором этапе прекратился снос обломочного материала с вулканического поднятия, и накопилась верхняя часть хушатайской свиты – харагантинская толща; область накопления этой толщи находилась вблизи поднятия, на котором шло накопление карбонатных пород. На третьем этапе в результате процессов, связанных с разрушением этого поднятия образовались олистостромовая часть харагантинской толщи.

На олистостромовой харагантинской толще верхней части промежуточного неоавтохтона залегают породы Боксонского покровного комплекса. Возраст карбонатных пород этого комплекса – венд (?) – средний кембрий. Становление Боксонского покровного комплекса как тектонической единицы, по-видимому, происходило во второй половине кембрия – начале ордовика.

3.4. Окинская зона

Окинская структура была выделена как один из двух крупных протерозойских синклиналиев юго-восточной части Восточного Саяна (наряду с Ильчирской) [Арсентьев, 1960]. Ряд исследователей рассматривал ее и как антиклинорий [Окинский и Ийский ..., 1971]. Появление данных о палеозойском возрасте окинской серии и других толщ, участвующих в строении Окинской зоны [Бутов, 1980; Катюха, Рогачев, 1983], не изменило ее трактовки как синклипорной структуры [Рошкетев и др., 1983]. Полученные позже материалы по составу и возрасту метаморфических пород [Склярков, Добрецов, 1987; Добрецов и др., 1988; Геоло-

гия и рудоносность ... , 1989] обосновали ранее высказывавшиеся представления о покровном строении Окинской зоны [Добрецов, 1985].

На схеме покровного строения, рассматриваемой в работе, южная граница Окинской зоны проходит по южному краю поля распространения специфических толщ – окинской серии и кремнистых толщ дабанжалгинской свиты, что соответствует ряду опубликованных схем строения территории [Геология и рудоносность ... , 1989 и др.]. Карбонатные толщи Боксонского покровного комплекса, ранее рассматривавшиеся как протерозойские, а затем как кембрийские образования, скорее всего, не следует включать в состав Окинской зоны.

Наибольшим распространением в пределах Окинской зоны пользуется окинская серия, менее широко распространена дабанжалгинская свита, выделенная Ю.П. Катюхой, А.М. Рогачевым [1983] как свита позднеордовикско-силурийского возраста. Окинская серия рассматривалась ранее как протерозойская [Арсентьев, Волколаков, 1964; Окинский и Ийский ... , 1971 и др.], затем как палеозойская [Бутоп, 1980; Рошектаев и др., 1983 и др.]. В настоящее время наиболее обоснованной является точка зрения, согласно которой комплексы, картируемые как окинская серия, являются разнотипными и разновозрастными и не могут быть отнесены к единой возрастной серии [Геология и рудоносность ... , 1989]. В составе этих комплексов выделена толща, претерпевшая метаморфизм в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации [Скляров, Добрецов, 1987; Добрецов и др., 1988], время метаморфизма оценено в 640 ± 20 млн лет на основании Rb–Sr изохроны, полученной по валовым пробам сланцев [Геология и рудоносность ... , 1989]. Результаты изотопно-геохронологических исследований габброидов из силлов, прорывающих осадочную толщу окинской серии, Sm–Nd методом указывают на возраст этих пород 736 ± 43 Ma [Kuzmichev, Zhuravlev, 1996; Кузьмичев, Журавлев, 1999]. В окинскую серию включены также толщи, для которых по графтолитам и хитинозоям устанавливается силурийско-девонский возраст [Рошектаев и др., 1983].

Внутреннее строение Окинской зоны не вполне ясно. Показано, “что симметрии крыльев Окинской структуры нет (во всяком случае это касается окинской серии) и что к окинской серии отнесены как минимум три разные толщи, резко отличающиеся по степени метаморфизма и своему составу” [Геология и рудоносность ... , 1989, с. 16]. Авторами [Геология и рудоносность ... , 1989] намечены элементы покровной структуры Окинской зоны. Высокобарические образования южной части зоны рассмотрены как аллохтон; не метаморфизованная (или метаморфизованная в условиях низкой степени зеленосланцевой фации) существенно терригенная толща с горизонтом, насыщенным силлами габброидов, предположительно отнесена к автохтону или паравтохтону; пестроцветная толща, отложения которой близки к молассоидным, рассмотрена как неавтохтон [Геология и рудоносность ... , 1989].

Изучение толщ окинской серии, проведенное нами в пересечении от р. Хурэн, левого притока р. Тустук, к верховьям р. Даялык, правого притока р. Тустук, дало возможность выявить наиболее общие черты внутреннего строения окинской серии. Данное пересечение охватывает Окинскую структуру от южной границы поля распространения окинской серии до северной. О залегании толщ судить сложно, характерны падения сланцеватости в северном направлении, в отдельных случаях хорошо видно, что сланцеватость не совпадает со слоистостью осадочных пород. Как правило, первичные элементы залегания трудно различимы, и не ясна внутренняя структура разных типов толщ окинской серии.

С юга на север сменяют друг друга следующие толщи: вулканогенно-осадочная толща, интенсивно тектонизированная в нижней части, осадочная толща (к северу от р. Тустук) и осадочная толща, вмещающая мощные силлы габброидов, нередко дифференцированных в центральной части до пироксенитов (так называемый характерный горизонт, насыщенный силлами диабазов и габбро-диабазов).

На основании результатов изучения этих толщ могут быть сделаны несколько выводов. Во-первых, к южной границе вулканогенно-осадочной толщи приурочена мощная зона тектонизированных пород. Это согласуется с резко выраженным характером тектонической границы на юге Окинской зоны, выявляемым и по другим признакам, и не согласуется с ранее сделанным выводом [Рошкетаяев и др., 1983 и др.] о существовании стратиграфической последовательности от боксонской серии до окинской серии. Во-вторых, вулканогенно-осадочная толща, распространенная на юге, и содержащая силлы толща, развитая на севере, не имеют никаких черт сходства, хотя эти толщи рассматривались как одна и та же свита, слагающая крылья симметричной синклинорной структуры. Нерешенными остались вопросы, касающиеся последовательности залегания толщ, также остается неясным, относятся ли осадочные толщи центральной части Окинской структуры и распространенная севернее толща, вмещающая силлы, к единому разрезу.

Для основных пород дифференцированных силлов северной части Окинской зоны опубликованы геохимические данные, установлено, что среди этих пород "резко преобладают умеренно титанистые толеиты, обнаруживающие сходство с базальтами срединно-океанических хребтов ... Уровень содержаний редкоземельных элементов, равно как и конфигурация кривых нормированных содержаний РЗЭ, полностью соответствует N-типу MORB-базальтов" [Гладкочуб, Скляр, 1996, с. 522]; отмечается, что субвулканические породы, распространенные по р. Даялык оказываются близки по многокомпонентным характеристикам среднему составу толеитов Красного моря и базальтам бассейна Западный Вудларк [Гладкочуб, 1996]. На основании этих данных не может быть сделана вполне однозначная реконструкция обстановки формирования силлов, сложность интерпретации связана, в первую очередь, с дифференцированной природой силлов.

К тектонической границе в основании этого комплекса приурочена мощная зона интенсивно тектонизированных пород. В Боксон-Сархойской зоне, вдоль границы с Окинской, широко проявлены разрывные нарушения: как отмечалось в разделе 3.3, образования Боксон-Сархойской зоны деформированы независимо от Окинского покровного комплекса. Приведенные данные позволили выделить самостоятельный Окинский покровный комплекс (см. гл. 4).

Внутреннее строение Окинского покровного комплекса в настоящее время не расшифровано. Ясно, что его слагают образования разного возраста и происхождения. Диапазон их возрастов можно оценивать в интервале поздний рифей – ранний палеозой. Различное происхождение выявляется для комплекса практически разновозрастных, согласно опубликованным данным [Геология и рудоносность ..., 1989; Кузьмичев, Журавлев, 1999]. Одному интервалу времени (около 640 млн лет) отвечает образование дифференцированных силлов и высокобарических метаморфических пород. Это комплексы – индикаторы двух разных геодинамических обстановок: формирование дифференцированных силлов связано с условиями растяжения, высокобарический метаморфизм происходил в условиях сжатия. Таким образом, в позднерифейское время образования, вошедшие в дальнейшем в один покровный комплекс, формировались в различных обстановках. Верхний предел времени их сопереживания можно оценить по возрасту гранитоидов. Возраст гранитоидов Эхэ-Хайгасского массива на юге Окинской зоны, установленный Rb-Sr методом (минеральная изохрона по 5 точкам) – $460,4 \pm 2,5$ млн лет [Kuzmichev, 1999]. Согласно выводам автора геохронологические, геохимические данные и данные о строении массива показывают, что гранитоиды относятся анорогенным; их образование в среднем ордовике отнесено ко второму этапу кратонизации, проявившемуся в Тувино-Монгольском массиве [Kuzmichev, 1999].

Окинская зона на основании приведенных данных может рассматриваться как самостоятельная длительно разрывавшаяся структура, в этом проявляется ее сходство с двумя другими зонами юга Восточного Саяна – Боксон-Сархойской и Гарганской.

3.5. Некоторые вопросы сопоставления комплексов юга Восточного Саяна и прилегающей территории Монголии

Широтные структуры южной бурятской части Восточного Саяна на западе стыкуются с продолжающимися их меридиональными, расположенными в основном на территории Монголии. Общеизвестно, что широко распространенные толщи сопредельных территорий являются аналогами, это сархойская (дархатская), боксонская (хубсугульская) и окинская (хутейнская) серии. Анализ опубликованных [Хоментовский, Ендонжамц, 1987] материалов дал основания предполагать, что в составе дархатской серии развиты толщи, соответствующие по составу толщам Оспинской пластины Боксон-Сархойской и Гарганской зон, а на границе дархатской и хубсугульской свит – комплексы сопоставимые с неавтохтоном I Боксон-Сархойской зоны. Опубликованные данные дают возможность провести сравнение комплексов неавтохтона I и предположительно соответствующих ему комплексов Северной Монголии.

Рассмотренные в разделе 3.3 разрезы неавтохтона сопоставлены с опубликованными данными по нижней границе боксонской серии и хубсугульской серией Северной Монголии [Хоментовский, Ендонжамц, 1987]. К нижним частям разреза этих карбонатных комплексов приурочены толщи пестроцветных осадочных пород. Для них не характерно присутствие эффузивов и пирокластических пород, что позволяет предполагать, что их накопление происходило после завершения вулканической деятельности. Таким образом, возраст этих толщ может существенно отличаться от возраста вулканогенных комплексов сархойской серии. Сходство этих толщ с хушатайской свитой заключается в составе отложений, характерном увеличении доли карбонатного материала и уменьшении размерности пестроцветных отложений до алевропелитов (алевросланцев) в верхних частях разреза. В отличие от хушатайской свиты в рассматриваемых разрезах карбонатным материалом образован не только цемент песчаников и олистолиты, но и самостоятельные прослои, наблюдаемые в чередовании с алевросланцами. Судя по описаниям, отдельные элементы рассматриваемых разрезов могут быть сопоставлены с элементами олистостромового комплекса бассейна р. Сархой, однако на основании опубликованных данных могут быть сделаны только предварительные выводы.

Рассмотрим строение участка водораздела рек Тэнгисин и Шаргын (Северная Монголия), для которого опубликованы описания взаимоотношений дархатской и хубсугульской серий [Хоментовский, Ендонжамц, 1987]. На участке, расположенном в бассейне р. Чжигниг (правый приток р. Шаргын), в результате сопоставления разрезов тектонически разобленных блоков авторами рассматриваемой публикации восстановлен следующий сводный разрез.

1. Основные и средние вулканиты.
2. Кислые вулканиты в нижней части которых преобладают эффузивы, а в верхней – туфы, туфопесчаники и туфобрекчии.
3. Пестроцветные алевролиты и алевропесчаники.
4. Доломиты, сменяющиеся доломитовыми конглобрекчиями.
5. Алевролиты и алевропесчаники, переслаивающиеся с конгломератами.

Разрез отнесен к дархатской серии и отождествляется с разрезами сархойской серии. Отмечается, что доломиты, появляющиеся в верхней части дархатской серии, аналогичны верхнесархойским доломитам разреза р. Уха-Гола.

В соответствии с данными, полученными для бассейна р. Сархой [Хоментовский, Ендонжамц, 1987], может быть предложен вариант сопоставления разреза района р. Чжигниг с комплексами Боксон-Сархойской зоны (см. рис. 26а I в разделе 3.3). Слой 3 может быть сопоставлен с вулканомиктовой толщей хушатайской свиты. Доломиты слоя 4, вероятно, являются

элементом не представленным в стратотипической местности, но закономерно надстраиваемым разрез. Обращает на себя внимание неоднородность, отмеченная внутри слоя 4. Верхняя его часть, видимая мощность которой порядка 50 м, состоит из притертых одна к другой линз или глыб доломитов размером до 10 м. Эти фрагменты вверх по разрезу становятся все более изометричными и мелкими. Одновременно они разделяются все более мощными прослоями пестроцветных (красных и зеленых) алевролитов. Глыбовая толща слоя 4 имеет определенное сходство с нижним доломитовым пластом разрезов района среднего течения р. Сархой. Слой 5, судя по приведенному в рассматриваемой статье описанию, обнаруживает сходство с Нойонулинской толщей бассейна р. Сархой. Таким образом, слои 3, 4 могут сопоставляться с неоавтохтоном Боксон-Сархойской зоны, а слой 5 – с Нойонулинской пластиной Боксонского покровного комплекса Боксон-Сархойской зоны. По наблюдениям авторов рассматриваемой публикации отмечается несоответствие в общей структуре доломитов слоя 4 и алевросланцев слоя 3, что может служить косвенным подтверждением неоднородности внутреннего строения неоавтохтона. Происхождение подобного комплекса в разрезе бассейна р. Чжигниг, с определенной долей вероятности, может быть связано с надвиганием аллохтона, не сохранившегося в современном эрозионном срезе.

Еще один участок распространения дархатской и хубсугульской серий, рассматриваемый в той же статье [Хоментовский, Ендонжамц, 1987], расположен в водораздельной части рек Дээд и Доод Сайлаг, впадающих справа в р. Тэнгисин. Карбонаты, отождествляемые авторами данной публикации с породами хубсугульской серии “венчают возвышенные участки рельефа и имеют практически горизонтальную поверхность контакта с подстилающими отложениями дархатской серии”. В контакте с доломитовыми шапками наблюдаются “характерные разновидности пород дархатской серии, свойственные всем частям ее разреза от основания до кровли”, в том числе гравелиты и мелкогалечные конгломераты с плавающей хорошо окатанной галькой эффузивов и сланцев, сопоставляемые авторами статьи с породами слоя 5 рассматриваемого выше разреза.

В составе карбонатов закартированы светлые толстослоистые доломиты, доломитовые конгломераты и темные тонкослоистые и более или менее слоистые известняки. Доломиты, подстилающие конгломераты, по мнению авторов, должны соответствовать дархатской (сархойской) серии. Конгломераты и конгломерекции отождествляются с породами забитской (долнурской) свиты смежных районов Бурятии. Темные плитчатые известняки обычно отделены от доломитов сбросами и имеют существенно отличную структуру (часто довольно сложная складчатость). В известняках сделана находка, определенная как ядро, имеющее форму конической трубки с округло-треугольным сечением, относящееся скорее всего к роду *Tiksithesa*. Представители этого рода известны из нижнего кембрия и самых верхов немакит-далдынского яруса, которыми одни исследователи завершают венд, а другие начинают кембрий.

Находка рассматривается авторами статьи как подтверждение того, что плитчатые известняки и массивные доломиты не образуют сплошную стратиграфическую последовательность. В.В. Хоментовский и Ж. Ендонжамц [1987] приходят к выводу о том, что два комплекса отложений с очень сложной, совершенно независимой структурой, разделены надвигом.

Сопоставление строения данного участка и строения комплекса неоавтохтона I бассейна р. Сархой позволяет сделать вывод о возможном присутствии аналогов хушатайской свиты на территории Северной Монголии.

Глава 4. СТРОЕНИЕ ПАКЕТА ПОКРОВОВ ДАРИБ-ШИШХИД-ГАРГАНСКОЙ ЗОНЫ

Материалы, рассмотренные в предыдущей главе составляют основу схемы покровного строения юго-восточной части Восточного Саяна и прилегающей территории Монголии (рис. 34). Наиболее подробно на схеме показано строение пакета покровов для Боксон-Сархойской и Гарганской зон. Аллохтоны охвачены складчатыми деформациями, структурный план которых является общим для двух названных зон. Самостоятельную зону занимает Окинский покровный комплекс. Мы рассматриваем покровные комплексы Восточного Саяна как фрагмент аллохтона Дариб-Шишхид-Гарганской обдукционной зоны (см. раздел 4.3.).

4.1. Последовательность покровов Боксон-Сархойской, Гарганской и Окинской зон

Автохтон, представленный гнейсами и гранито-гнейсами, формирует ядро Гарганской антиформы. Это породы раннедокембрийского возраста, подтвержденного Pb-Pb [Неймарк и др., 1995] и U-Pb [Хаин, 1995б] изотопными данными, вовлеченные в палеозойское время совместно с аллохтонами в процессы ремобилизации и формирования гранито-гнейсовых куполов. В Гарганской глыбе эти процессы происходили 450–480 млн лет назад [Хаин и др., 1995 б].

На породах автохтона залегают породы паравтохтона – карбонатные толщи иркутной (монгошинской) свиты позднерифейского возраста, накопившиеся на породах автохтона. Возраст пород паравтохтона ограничен временем формирования прорывающих их гранитоидов, образовавшихся согласно результатам исследования Rb-Sr и U-Pb методами около 800 млн лет назад [Кузьмичев, 1999]. К границе фундамента и карбонатного чехла приурочена зона разрывных нарушений, по которым карбонатные породы были, вероятно, незначительно смещены с места своего накопления.

Аллохтон Боксон-Сархойской и Гарганской зон состоит из нижнего и Боксонского покровных комплексов. В составе нижнего покровного комплекса выделены три покрова: Ильчирский, Верхнеонотский и Сархойский. Два нижних покрова пользуются распространением как в Боксон-Сархойской зоне, так и в обрамлении Гарганской глыбы, Сархойский покров распространен только в Боксон-Сархойской зоне. На востоке Гарганской зоны присутствует Хушагольский покров, залегающий структурно выше Верхнеонотского покрова. Боксонский покровный комплекс распространен как в Боксон-Сархойской, так и в обрамлении Гарганской глыбы.



Рис. 34. Схема покровного строения юго-восточной части Восточного Саяна

Составлена с использованием опубликованных материалов [Геология и метаморфизм... , 1988; Геология и рудоносность ... , 1989; Эволюция земной коры ... , 1988 и др.]

В меридиональном сегменте, продолжающем Боксон-Сархойскую зону на территории Монголии, широко развита дархатская серия, сопоставляемая с сархойской, а также сланцевые толщи, по-всей видимости, соответствующие осадочным толщам Верхнеонотского покрова. Здесь также присутствуют доломиты, известняки, сопоставляемые с карбонатными породами, участвующими в строении Боксонского покровного комплекса.

Наиболее глубинный структурный уровень занимает **Ильчирский покров**. Он выходит на крыльях крупной Гарганской антиформной структуры и на крыльях антиформной складки района рек Урдо-Боксон, Дибн: Шибит в Боксон-Сархойской зоне. Кроме того выходы пород покрова маркируют фрагменты синформ. сопряженных с более мелкими купольными структурами, восстанавливаемыми среди полей гранитоидов к северо-востоку от Гарганской глыбы. Покров сложен сланцами, широко развиты углеродистые сланцы, олистостромовые толщи, присутствуют вулканические породы основного состава. Породы Ильчирского покрова, по всей видимости, частично одновозрастны карбонатным породам паравтохтона; разрезы переходного типа предположительно развиты в западном обрамлении Гарганской глыбы. Возраст пород Ильчирского покрова, вероятно, поздне-рифейско (?)–вендский.

Следующий структурный уровень занимает **Верхнеонотский покров**. Верхняя пластина покрова выделена под самостоятельным названием – Оспинская пластина, так как эта тектоническая единица присутствует как в Боксон-Сархойской зоне, так и в обрамлении Гарганской глыбы. Состав нижних пластин и чешуи изменяется, можно отметить определенную закономерность – на востоке представлены нижние части разреза офиолитовой ассоциации, в западном направлении появляются верхние элементы, еще западнее в Боксон-Сархойской зоне преимущественно развита только верхняя Оспинская пластина. Так, на востоке Гарганской зоны, в Оспинско-Китайских гольцах наиболее полно

представлены нижние элементы офиолитового разреза – дуниты и гарцбургиты (см. рис. 8 в). Эти же породы представлены в северном обрамлении Гарганской глыбы – в ядре Харанурской синформной складки (см. рис. 8 а), здесь отмечены переходы от ультрабазитов к полосчатому чередованию верлитов и пироксенитов. В южном обрамлении Гарганской глыбы развиты породы дунит–верлит–пироксенитового расслоенного комплекса, полосчатые габброиды, амфиболовые габбро и габбро-диориты [Добрецов и др., 1985] (см. рис. 8 б). В западном обрамлении Гарганской глыбы, в Дунжугурском офиолитовом комплексе, более широко развиты породы полосчатого комплекса – чередование дунитов, верлитов, пироксенитов, габброидов, а также породы дайкового комплекса (см. рис. 10, 11). Западнее, в Боксон-Сархойской зоне, фрагментарно развиты габброиды и серпентинитовый меланж (см. рис. 14). Оспинская пластина, сложенная эффузивами и ассоциирующими с ними вулканитами, а также флишево-олистоостромовыми толщами, развита повсеместно.

Для оценки возраста пород Верхнеонотского покрова в настоящее время мы располагаем результатами изотопно-геохронологических исследований Дунжугурских офиолитов, данными о возрасте осадочной толщи, рассматриваемой в составе Оспинской пластины и данными, косвенно указывающими на возраст осадочных пород. Результаты проводившихся U–Pb и Pb–Pb методами изотопно-геохронологических исследований цирконов из плагиогранитов, располагающихся на границе габброидов и пород дайкового комплекса, указывают, что породы сформировались в начале позднего протерозоя в интервале 1010–1020 млн лет [Хаин и др., 1999; Khain et al., 2002]. В осадочной толще, отнесенной к Оспинской пластине, в Боксон-Сархойской зоне установлены копулярии среднего кембрия – ордовика и палеозойские спикулы губок [Терлеев и др., 1998б]. Косвенные построения указывают, что в составе осадочных толщ Оспинской пластины присутствуют как поздне-рифейские, так и вендские–раннекембрийские образования. Все эти толщи совмещены в составе одной пластины в ходе нескольких этапов ее формирования, но поскольку они близки по составу, их разграничение затруднено. Вероятно, и среди других пластин Верхнеонотского покрова присутствуют разновозрастные образования.

Следующий структурный уровень занимает **Хушагольская пластина**. Пластина в нижней части состоит из мощной чешуи полимиктового серпентинитового меланжа и серии тектонических чешуй, сложенных ультрабазитами и габброидами. Верхняя часть пластины, сложена доломитами горлыкской свиты (аналог боксонской серии), доломиты залегают как на породах меланжа, так и на габброидах с размывом и офикальцитами в основании. Предполагается, что становление Хушагольского покрова происходило после накопления доломитов. Возраст доломитов, возможно, является венд-раннекембрийским. Эти соотношения позволяют предполагать, что в структуре Восточного Саяна могут быть совмещены разновозрастные офиолиты – рифейские и вендские.

На породах Верхнеонотского покрова в Боксон-Сархойской зоне залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи **Сархойского покрова**. В самой западной части Боксон-Сархойской зоны, где наиболее широко развиты вулканогенные образования, выделяются три пластины, участвующие в строении покрова. Нижняя пластина сложена осадочными породами, сформированными за счет размыва и переотложения вулканогенных пород. Средняя и верхняя пластины сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, формировавшимися главным образом в субаэральной и мелководной обстановках, в составе верхней пластины более широко развиты собственно вулканогенные породы.

Толщи, образующие тектонические пластины Сархойского покрова, накапливались в разные по длительности промежутки времени, таким образом, они могут включать как

одновозрастные, так и разные по возрасту образования. Мы располагаем единственной датировкой вулканитов средней пластины Сархойского покрова; Rb–Sr эррохрона, полученная по валовым пробам, соответствует возрасту 718 ± 30 млн лет [Буякайте и др., 1989]. Поэтому необходимо подтверждение или опровержение этого возраста другими методами. Осадочная толща нижней пластины накапливалась, вероятно, длительное время и после окончания вулканической деятельности, она образовалась за счет разрушения и переотложения вулканитов средней и верхней пластин. Согласно имеющимся позднерифейским датировкам вулканитов и рассмотренным в разделе 3.3 данным, указывающим на ее формирование после окончания вулканической деятельности, она может иметь позднерифейско-вендский возраст.

Таким образом, нижний покровный комплекс состоит из трех покровов и самостоятельной пластины (Хушагольской). Особенностью покровов является участие в них сходных по составу и условиям формирования пород различного возраста. Наиболее значительный возрастной диапазон охватывают образования Верхнеонотского покрова. Очевидно, что формирование покровного комплекса происходило в ходе нескольких этапов. На заключительном этапе движение покровов было, скорее всего, однонаправленным; покровы на этом этапе формировались как покровы сжатия. Исходя из этих допущений в главе 5 будет реконструирована латеральная последовательность, существовавшая до формирования покровного комплекса.

На разных пластинах Сархойского покрова залегают толщи **неоавтохтона I**. Это осадочные пестроцветные толщи, ранее выделенные как хушатайская свита в составе боксонской серии [Кузьмичев, 1990 б] с олистростромовыми горизонтами в верхней части. Промежуточный неоавтохтон представляет собой существенно более молодую толщу по отношению к вулканитам Сархойского покрова, ее накопление шло одновременно с формированием карбонатных толщ боксонской серии венда (?) – среднего кембрия и завершилось, по-видимому, в позднем кембрии – начале ордовика. Промежуточному неоавтохтону Боксон-Сархойской зоны соответствуют, по-всей видимости, толщи, залегающие на юге Гарганской зоны в нижней части комплекса неоавтохтона. Это толщи двух типов – офиолитокластового и карбонатокластового, охарактеризованные в составе безымянной свиты [Давыдов, 1990; Гатинская, 1995]. В составе промежуточного неоавтохтона отражен состав комплексов, выходивших на поверхность до формирования Боксонского покровного комплекса и завершающего этапа становления нижнего покровного комплекса

Боксонский покровный комплекс распространен как в обрамлении Гарганской глыбы, так и в Боксон-Сархойской зоне, он сложен карбонатными породами боксонской серии венд-среднекембрийского возраста. Покровный комплекс состоит из покровов и пластин, сложенных карбонатными породами. В ряде случаев, например в бассейне р. Боксон – в восточной части Боксон-Сархойской зоны, устанавливается, что в составе покровного комплекса присутствуют сильно деформированные пластины и покров, включающий практически недислоцированный фрагмент разреза от венда до среднего (?) кембрия, к этому же покрову условно отнесены среднекембрийско-ордовикская (?) терригенно-карбонатная мангатгольская и надстраивающая ее пестроцветная яматинская свиты.

В западной части Боксон-Сархойской зоны в нижней части Боксонского покровного комплекса присутствует нойонулинская тектоническая пластина с широким развитием карбонатных конгломератов в нижней части и характерными тонкоритмичнослоистыми доломитами в верхней. Нойонулинская толща содержит обломки и олистолиты нижней части разреза боксонской серии и, следовательно, не может быть древнее середины ран-

пего кембрия, вероятно, она является средне-верхнекембрийской. Внутреннее строение значительной части Боксонского покровного комплекса в настоящее время остается невыясненным.

Незакономерное расположение различных по характеру деформаций пластин и покровов Боксонского покровного комплекса, а также широкое развитие связанных с его формированием олистостромовых толщ в составе разных тектонических единиц дают основания рассматривать Боксонский покровный комплекс как тектоно-гравитационный. Корневая область покровов находится за пределами Боксон-Сархойской и Гарганской зон, вероятно, южнее этих зон – в области широкого развития карбонатных толщ, одновозрастных боксонской серии. Среди таких толщ можно назвать карбонатные комплексы, автохтонные для Ильчирской зоны, и другие.

Молассоидные толщи **неоавтохтона II** распространены вдоль границы Гарганской зоны с расположенной южнее Ильчирской зоной, для сагансайрской свиты (верхней части неоавтохтона) определен позднедевонский–каменноугольный возраст [Геология и метаморфизм ... , 1988]. К неоавтохтону отнесена также толща конгломератов на востоке Боксон-Сархойской зоны, известная как комиссаровская толща.

Внутреннее строение **Окинского покровного комплекса**, занимающего самостоятельную Окинскую зону остается не вполне ясным. Для выяснения его строения не хватает достоверных данных о положении толщ, в которых известны раннепалеозойские органические остатки, по отношению к более древним образованиям. Из более древних образований в настоящее время достоверными данными о возрасте охарактеризованы габброиды дифференцированных силлов [Kuzmichev, Zhuravlev, 1996], прорывающих одну из толщ окинской серии и породы глаукофан-зеленосланцевой фации метафорфизма [Геология и рудоносность ... , 1989].

К образованиям неоавтохтона для рассматриваемого покровного комплекса относятся гранитоиды, прорывающие породы окинской серии, для них установлен ордовикский возраст [Kuzmichev, 1999; Рыцк и др., 2000].

4.2. Складчатая структура пакета покровов

Складчатые деформации покровов, располагающихся в Боксон-Сархойской зоне и в обрамлении Гарганской глыбы, подчинены общему структурному плану. Наиболее крупная антиформа рассматриваемой территории – Гарганская глыба, с севера и с юга от нее располагаются сжатые синформы, их границы с соседними зонами являются тектоническими. В ядре Гарганской антиформы выступают метаморфические породы и связанные с ними гранитоиды. В области восточного периклинального замыкания Гарганской антиформы при пологом залегании аллохтона хорошо проявлен характер совместных деформаций пород автохтона и аллохтона – купольные антиформы и узкие синформные складки, в том числе кольцевые синформы [Хаин, 1989].

В направлении в западу от Гарганской глыбы шарнир антиформной структуры погружается, еще западнее в строении Боксон-Сархойской зоны выражена ундуляция шарнира антиформы.

Боксон-Сархойская зона характеризуется сочетанием линейных и купольных складчатых деформаций. Крупная антиформная и сопряженная с ней синформная структуры вытянуты в широтном направлении. Вдоль южной границы Боксон-Сархойской зоны протягивается второстепенная синформная зона. В строении антиформы, продолжающей

Гарганскую, проявляется сочетание купольных деформаций с линейными, по мере погружения шарнира антиформы более выраженными становятся линейные деформации. Так, примерно вдоль одной оси на продолжении Гарганской антиформы располагаются крупная антиформа района верхнего течения рек Урдо-Боксон, Диби, Шибит с породами носительного автохтона в ядре и западнее – сжатая антиформная складка, в ядре которой выходят породы Оспинской пластины Верхнеонотского покрова. Таким образом, проявляется ундуляция шарнира антиформы на фоне его общего погружения в направлении от Гарганской глыбы к западу Боксон-Сархойской зоны. Характерными для Боксон-Сархойской зоны являются синформные складки с пологими южными и крутыми северными крыльями и антиформы с пологими северными и соответственно крутыми до запрокинутых – южными.

Развитие купольных деформаций в пределах Боксон-Сархойской зоны наряду с линейными показывает, что эта зона связана с Гарганской зоной единым структурным планом, и что, по всей видимости, комплексы Боксон-Сархойской зоны залегают на гранито-гнейсах, располагающихся ниже уровня современного эрозионного среза.

На юге широтные структуры Боксон-Сархойской зоны стыкуются с меридиональными, характерными для прилегающей области Монголии, где развиты комплексы, соответствующие комплексам Боксон-Сархойской зоны. Наиболее явно смена простираний выражена в строении Ухагольской структуры – синформной сжатой складки, запрокинутой к юго-востоку (см. рис. 37).

Таким образом, Боксон-Сархойская и Гарганская зоны входят в состав широтного сегмента крупного пояса, на юге Боксон-Сархойской зоны широтный отрезок стыкуется с меридиональным. К этим зонам на севере и западе примыкают Окинская зона и продолжающий ее широтный отрезок, сложенный комплексами, сходными с распространенными в Окинской зоне. История становления покровной структуры юга Восточного Саяна, рассматриваемая в главе 5, связана с событиями, отразившимися в формировании всего пояса.

4.3. Юго-восточная часть Восточного Саяна – сегмент Дариб-Шишхид-Гарганской обдукционной зоны

Материалы предыдущих разделов главы, а также раздела 3.5 дают основания рассматривать структуры юго-восточной части Восточного Саяна как часть более крупного пояса, меняющего простирание на западе Боксон-Сархойской зоны с широтного на меридиональное. Этот пояс протягивается далее в южном направлении через Северную и Западную Монголию. Особенности геологического строения пояса, установленные по материалам юго-восточной части Восточного Саяна и Монголии, дали основания рассматривать его как обдукционную зону [Gibsher et al., 1991, 1993].

В фундаменте зоны обдукции, или автохтоне, выступает ремобилизованный в начале палеозоя раннедокембрийский фундамент. Чехол сформирован пакетами аллохтонных пластин и шельфовыми толщами, частично вовлеченными в покровные перемещения. Типичными элементами структуры зоны обдукции являются гранито-гнейсовые купола, ультрабазит-базитовые интрузии, аллохтоны, сформированные породами офиолитовой ассоциации, островодужными и другими комплексами, испытавшими совместно с комплексами автохтона высокотемпературный зональный метаморфизм [Хаин, 1989; Gibsher et al., 1991, 1993; Хаин и др., 1995 а, б].

Купольное строение Дариб-Шишхид-Гарганской зоны установлено на основании результатов картирования ее опорных участков [Хаин, 1989; Федоровский и др., 1995]. Наиболее представительными из них являются хребты Дариби и Хан-Тайшири Западной Монголии (см. ниже) и Гарганская глыба Восточного Саяна (см. рис. 9, 34). Их положение показано на рис. 35.

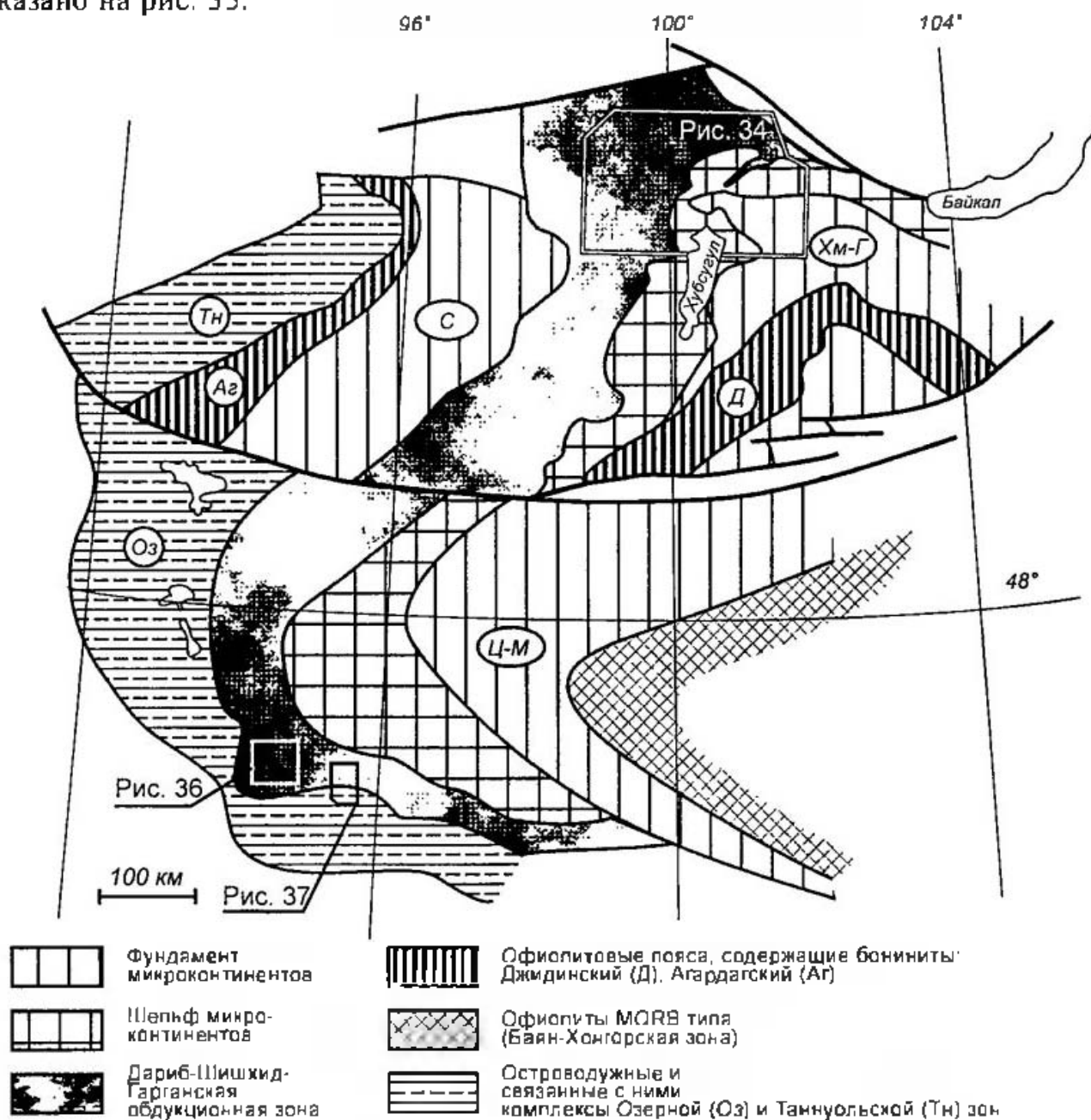


Рис. 35. Положение опорных объектов Дариб-Шишхид-Гарганской зоны на схеме, показывающей ее положение в структуре юга Сибири и Монголии, по [Gibsher et al., 1991; Хаин и др., 1995a] с упрощениями

Буквами обозначены: Хамардабан-Гарганский (Хм-Г), Центрально-Монгольский (Ц-М) микроконтиненты, Сангилеиский блок (С)

В ядре антиформной структуры хребта Дариби (рис. 36) обнажаются относительно глубокометаморфизованные образования и гранитоиды, на северо-западном нормальном и юго-восточном опрокинутом крыльях – аллохтонный комплекс офиолитов и вулканогенно-осадочных пород.

Центральную и северо-восточную части хребта Дариби формируют зонально метаморфизованные от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации и в отдельных местах до гранулитовой фации осадочно-вулканогенные образования предположительно вендского

возраста. В основании разреза вскрывается контрастная вулканогенная толща лав, туфов и тефроидов основного и кислого состава. Она представлена в зависимости от степени метаморфизма роговообманковыми и актинолитовыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами, гранат-биотитовыми сланцами, кварцитами. Вверх по разрезу метаморфизованная вулканогенная толща переходит в вулканогенно-осадочную, а затем в толщу метаморфизованных карбонатных пород с примесью туфогенного материала и черных углеродисто-кремнистых сланцев. В поле распространения метаморфической толщи закартировано четыре массива автохтонных симметаморфических калий-натровых гранитоидов. Гнейсовидность в гранитоидах всегда параллельна контактам с осадочно-вулканогенной толщей, гранитоиды выступают в антиклинальной структуре и окружены мигматитовым ореолом. Метаморфическая зональность не повторяет строго форму гранито-гнейсовых массивов, однако в целом метаморфизм падает в сторону от них. Все закартированные соотношения свидетельствуют о том, что гранитоиды участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов.

В северо-западной части хребта (см. рис. 36) обнажается пакет тектонических чешуй наклоненных к северо-западу. В основании разреза вскрываются породы тектонизированного дунит-гарцбургитового комплекса. В северо-западном направлении разрез наращивается образованиями дунит-пироксенитового, а затем пироксенит-габбрового комплексов. Габброиды полосчатого комплекса переходят в комплекс параллельных даек, а затем через зону вулканических брекчий сменяются лавами основного состава. На вулканы надвинута еще одна пластина пород дайкового комплекса, и на нее, в свою очередь, – пластина пород дифференцированной базальт-андезит-риолитовой известково-щелочной серии и связанных с ней осадочных образований. По реконструкциям разрезов этих отложений и геохимическим характеристикам восстанавливается подводное вулканическое поднятие и его склоны [Хераскова и др., 1985].

К границам совмещения двух разных структурно-формационных зон приурочены массивы аллохтонных гранитоидов. Гранитоиды интрузируют границу серпентинизированных дунитов и гарцбургитов и содержат их ксенолиты. К контакту разрезов двух зон приурочены два крупных зональных массива. Центральная часть западного массива сложена неполосчатыми клинопироксенитами и верлитами, которые окружены роговообманковыми габброидами и габбро-диабазами, иногда наблюдается также кайма плагиогранитов. Восточный массив сложен преимущественно монцодиоритами. Кроме крупных массивов нами закартирован целый ряд подобных мелких массивов и интрузивных тел. Это как концентрически-зональные тела, так и дифференцированные силлы с ядрами выполненными дунитами и пироксенитами.

Все эти массивы и тела выделены нами в Дарибский интрузивный комплекс [Хаин и др., 1995а]. Концентрически-зональные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузии этого комплекса прорывают породы автохтона и интрузируют нижнюю часть офиолитового аллохтона. По своему положению в структуре эти интрузии являются постпокровными, но доскладчатыми и дометаморфическими. Базиты характеризуются повышенными содержаниями некогерентных элементов и недеплетированным характером распределения R3Э; к особенностям их состава относится, в частности, высокая магнезиальность [Изох, 1999]. В большинстве районов отмечается совпадение поясов этих интрузивов с высокотемпературными частями зональных метаморфических ореолов. Образцы габбро из дифференцированного силла в центральной части хребта были проанализированы Sm–Nd методом по минералам, полученная изохрона дала возраст 457 ± 40 млн лет с резко положительными характеристиками ϵ_{Nd} и модельным возрастом 1,8 млрд лет [Хаин и др., 1995а]. U–Pb данные, полученные по цирконам, выделенным из гиперстен-гранатовых гранулитов и синтетектоническим тоналитам и центральной части хребта Дариби, дали возраст $499 \pm 2,5$ и 490 млн лет соответственно [Козаков и др., 2002].

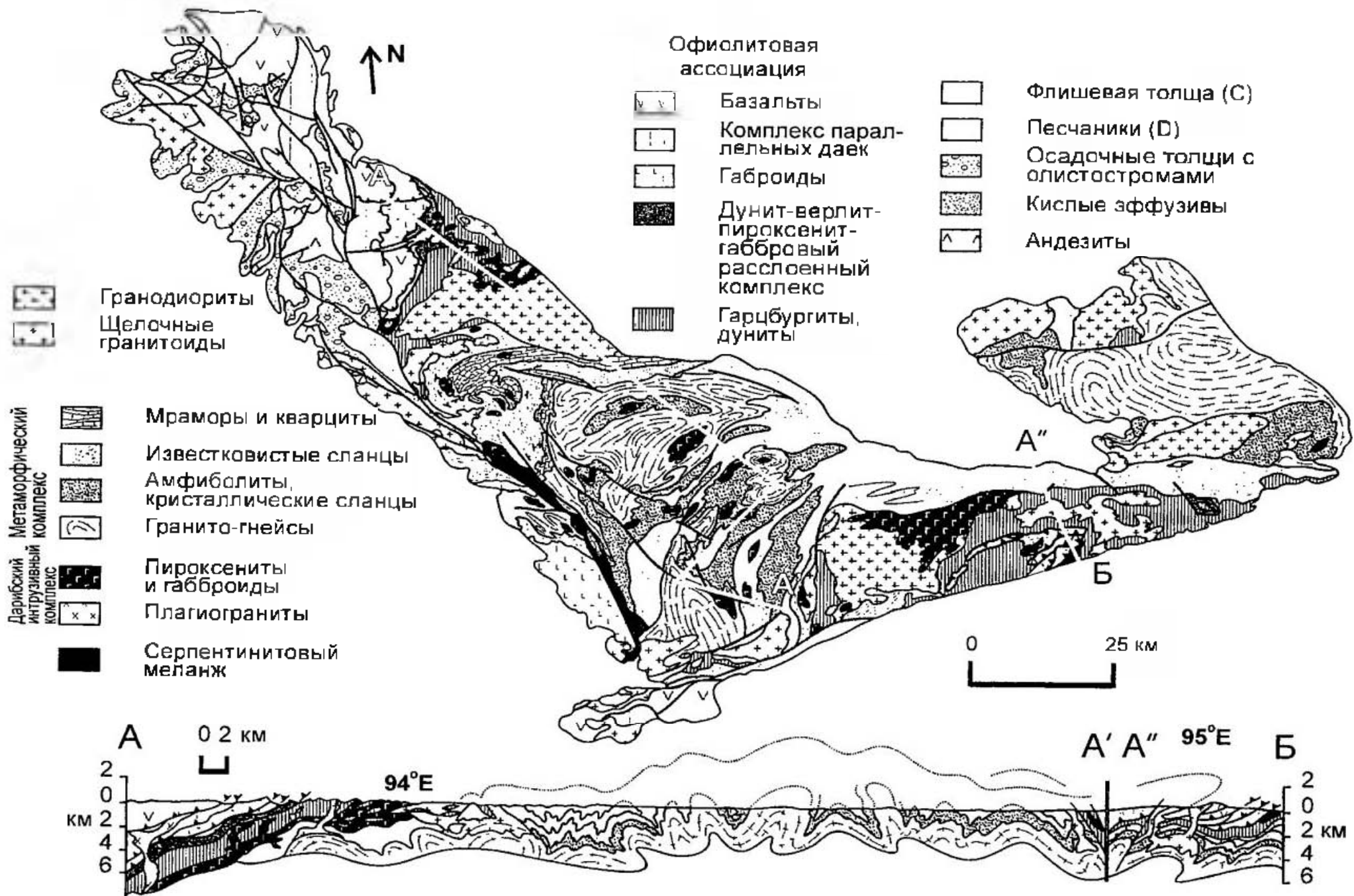


Рис. 36. Геологическая карта хребта Дариби, геологические разрезы по линиям А-А', А''-Б.

Составил Е.В.Хаин с использованием неопубликованных материалов О.Томуртоого, Т.Н.Херасковой [Томуртоого, 1989; Хераскова и др., 1985]

Были проанализированы также цирконы из тел плагиогранитов находящихся на границе пород дайкового и полосчатого пироксенит-габбрового комплекса, внутри разреза офиолитов. Этот анализ дал цифру 571 ± 4 млн лет [Хаин и др., 1999; Khaib et al., в печати].

Таким образом, на основании полученных Sm-Nd и U-Pb данных можно говорить о том, что вендские офиолиты и вулканогенные комплексы были обдуцированы к востоку (в современных координатах) на край Центрально-Монгольского микроконтинента в конце кембрия. Поверхности основных тектонических срывов маркируются выходами офиолитов. Вслед за этим произошло внедрение ультрабазит-базитовых интрузий и образование гранитогнейсовых куполов. Породы были метаморфизованы и смяты в складки, степень метаморфизма и напряженности складчатости убывают снизу вверх, также смяты в складки, а местами запрокинуты, поверхности сместителей шарьяжей, произошел общий подъем территории. Косая облукция сопровождалась движениями по системе левых сдвигов. Эти движения привели к изгибу осевых плоскостей, ранее возникших чешуйчато-складчатых структур с частным опрокидыванием их к западу. В результате современная структура хребта Дариби приобрела вид крупной антиформы, опрокинутой к востоку.

Сходное структурное положение и возраст имеют метаморфические комплексы и офиолиты хребта Хан-Тайшири (рис. 37). Метаморфические и гранитоидные комплексы хребта Дариби протягиваются в пределы Гоби-Алтайского выступа, в основание структу-

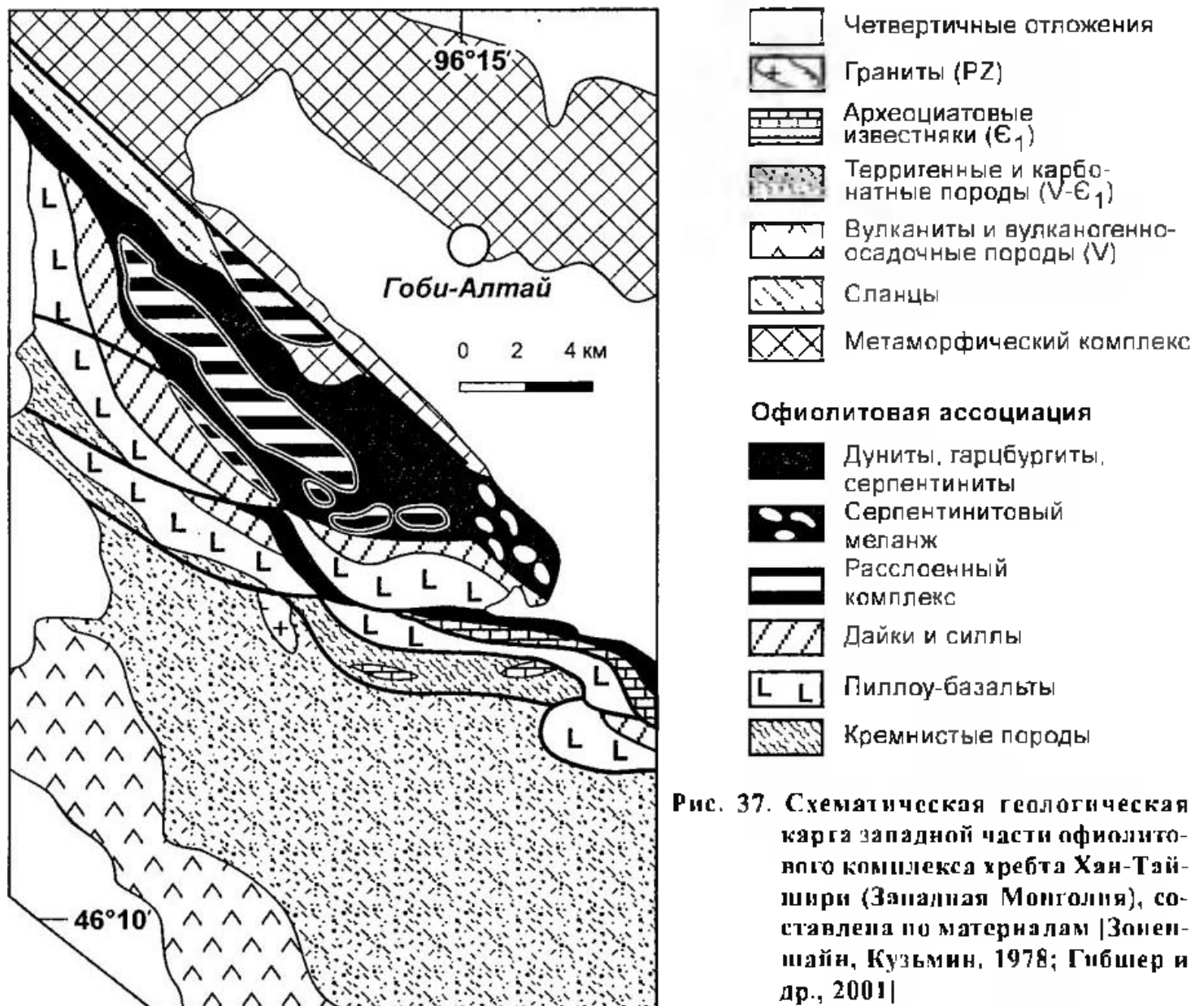


Рис. 37. Схематическая геологическая карта западной части офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири (Западная Монголия), составлена по материалам [Зонешайн, Кузьмин, 1978; Гибшер и др., 2001]

ры хребта Хан-Тайшири. Первые полученные U–Pb данные говорят об ордовикском возрасте регионального метаморфизма (Kroener et al., устное сообщение). U–Pb методом по циркону определен возраст (568 ± 4 млн лет) плагиогранитов офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири [Гибшер и др., 2001]. Этот комплекс является одним из немногих, где в крупных тектонических пластинах, слагающих хребет, между всеми членами офиолитовой ассоциации (за исключением гипербазитов) – пироксенитами и габброидами расслоенной серии, базитовыми породами дайкового комплекса, долеритовыми силлами, пиллоу-лавами основного состава и глубоководными глинисто-кремнистыми осадками – сохранились нормальные соотношения. Однако в разрезе пород офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири присутствуют, в интрузивных соотношениях, породы как толеитового, так и бонинитового состава. Мы предполагаем на основании первых полученных палеомагнитных данных [Didenko et al., 2001] и опубликованных геохимических данных [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], что вещественные комплексы хребта Хан-Тайшири формировались на первом этапе в условиях внутриплитного спрединга, затем Хантайширский блок дрейфовал к северо-западу вместе с фрагментом Палеоазиатского бассейна, находящегося на 15° ю. ш. Несколько позднее на этом блоке заложилась новая зона субдукции, в результате, в супрасубдукционной обстановке были сформированы породы офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири бонинитового состава.

В строении пакета аллохтонов Саянского, Северо- и Западномонгольского сегментов обдукционной зоны также выявляются общие черты. В аллохтоне юга Восточного Саяна наиболее низкое структурное положение занимает тектонический офиолитовый покров. Такое же положение занимает офиолитовый покров в структуре хребта Дариби, который совместно с офиолитами хребта Хан-Тайшири рассматривается в качестве крупного аллохтонного комплекса южной части Дариб-Шишхид-Гарганской зоны. Для офиолитовых аллохтонов рассматриваемой зоны характерно тектоническое совмещение разновозрастных комплексов. Дунжугурские офиолиты Восточного Саяна и связанные с ними флишевые толщи сформированы около 1 млрд лет назад, однако в составе Верхнеонотского покрова с ними совмещены сланцевые толщи среднего кембрия – ордовика. Нами получены новые данные о вендском возрасте офиолитовых комплексов хребтов Дариби и Хан-Тайшири [Хаин и др., 1999]. Мы предполагаем, что совмещение разновозрастных реликтов океанской коры в составе аллохтонов зоны обдукции является не случайным. Вполне вероятно, что это закономерно связано с многоэтапной историей становления аллохтона в структуре рассматриваемого пояса.

Следующий крупный аллохтон сложен комплексами Дарибской [Хераскова и др., 1985] и Сархойской вулканических дуг. Пластины этого аллохтона сформированы породами дифференцированной вулканической серии и связанными с ними вулканогенно-осадочными и осадочными толщами.

В структуре юга Восточного Саяна структурно выше Сархойского покрова залегают осадочные, в том числе олистостромовые толщи, соответствующие поздне(?)кембрийско-раннеордовикскому (?) неавтохтону I – автохтону по отношению к пластинам карбонатных пород вышележащего Боксонского тектоно-гравитационного комплекса. Эти неавтохтонные комплексы являются реперными и позволяют восстановить многоэтапную историю формирования всего аллохтонного комплекса. Гранитоиды холбинского и тануольского комплексов Восточного Саяна, вероятно, могут рассматриваться как интрузивные комплексы неавтохтона I. Таким образом, формирование неавтохтона I отражает крупную структурную перестройку, сопровождавшуюся на глубинных уровнях ростом

гранито-гнейсовых куполов, и затем внедрением прорывающих гранитоидов. На более поверхностных уровнях в это время происходило шарьирование аллохтонов, дифференциация рельефа, формирование осадочных толщ неавтохтона I, срыв из области шельфа пластин карбонатных пород, а также погружение их в осадки неавтохтона.

Самый верхний аллохтон северной части обдукционного пояса сложен сланцевыми вулканогенно-сланцевыми толщами Окинского (на территории Монголии – Хугейнского) аллохтонов, время становления которого является наиболее поздним. В южной части пояса достоверные аналоги этого комплекса неизвестны.

Неавтохтон II распространен по всей протяженности пояса. В Восточном Саяне это молассоидная сагансайская свита юго-востока Восточного Саяна и соответствующие ей по возрасту породы огнитского и ботогольского интрузивных комплексов. В хребте Дариби неавтохтону II соответствуют флишевые толщи с олистостромовыми горизонтами верхнеордовикского-нижнесилурийского возраста.

Таким образом, на примере опорных объектов северной и южной частей Дариб-Шишхид-Гарганского пояса можно сделать вывод о том, что юго-восточная часть Восточного Саяна закономерно вписана в структуру пояса. Можно предполагать также, что на юге на современную поверхность выведены более глубинные уровни разрезов раннепалеозойской обдукционной окраины, чем на севере.

Глава 5. ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЮГА ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В покровно-складчатой структуре юга Восточного Саяна тектонически совмещены комплексы, формировавшиеся в течение длительного промежутка времени, охватывающего интервал от 1000 до 450 млн лет. Такое строение делает этот регион ключевым объектом для расшифровки истории становления структуры Урало-Монгольского пояса, в состав которого входят реликты структур Азиатского палеоокеана [Тектоника Северной Евразии, 1980] или Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1988] и окраин этого бассейна. Вместе с тем для восстановления геологической истории рассматриваемого региона необходимо привлечение материалов по смежным регионам Северной и Западной Монголии, Прибайкалья и Забайкалья. Поэтому реконструкцию геологической истории юга Восточного Саяна (раздел 5.1) мы провели, опираясь на общие выводы по истории Сибирской окраины Палеоазиатского океана, более подробному рассмотрению которых посвящен обобщающий раздел 5.2. Раздел 5.2 написан в соавторстве с А.С. Гибшером, А.Н. Диденко и К.Е. Дегтяревым.

5.1. История становления покровно-складчатой структуры юго-восточной части Восточного Саяна

История формирования покровно-складчатой структуры юго-восточной части Восточного Саяна делится на три крупных этапа. Временные границы этих этапов намечены со значительной степенью условности. Первый этап продлился с конца среднего рифея примерно до середины позднего рифея, второй этап соответствует второй половине позднего рифея, третий этап охватывает венд, кембрий и начало ордовика. Для удобства описания крупные этапы разделены на более короткие интервалы времени (рис. 38).

В интервале времени 1000–800 млн лет (рис. 38 – I) появляются первые признаки существования ложа океана и образования первых активных континентальных окраин. Такие факты мы находим в Северо-Байкальской зоне и Восточном Саяне. Для metabазальтов Ки-

черской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса Sm-Nd методом получены данные о возрасте 1035 ± 92 (εNd +7,1) [Рыцк и др., 1999 б]. Нами установлен рифейский возраст Дунжугурского офиолитового комплекса Восточного Саяна, 1010–1020 млн лет [Хаин и др., 1999; Khain et al., 2002]. Эти офиолиты, судя по составу [Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм ... , 1988], формировались в супрасубдукционной обстановке, вполне вероятно – во фронтальной зоне вулканической дуги.

В интервале времени 800–700 (рис. 38 – II) млн лет происходят первые перестройки на континентальных окраинах. Ранее образовавшиеся краевые бассейны начинают закрываться, происходит заложение зон субдукции, наклоненных под континентальные блоки. В ходе субдукции происходит аккреция вулканических дуг к краям континентальных блоков, образуются первые аккреционные призмы. В частности, в это время происходит аккреция Дунжугурской вулканической дуги к Гарганско-Хамардабанскому микроконтиненту. Для этого времени (790 млн лет назад) установлено внедрение синаккреционных гранитов Гарганского массива в Хамардабан-Гарганском блоке [Кузьмичев и др., 1999; Kuzmichev et al., 2001]. Комплексы Дунжугурской дуги и прилегавшего к ней бассейна сохранились в современной структуре Восточного Саяна в виде Ильчирского и Верхнеонотского покровов.

Интервал времени 700–570 млн лет (рис. 38 – III) характеризуется заложением новых зон субдукций и появлением в связи с этим целой системы уже развитых вулканических дуг с вулканическими постройками, выступавшими над уровнем моря, и образованием новых задуговых и преддуговых бассейнов. Комплексы Сархойской вулканической дуги сохранились в составе Сархойского покрова Восточного Саяна. На территории Монголии сохранились комплексы Дарибской и Дархатской развитых вулканических дуг. В это же время на наибольшем удалении от края Гарганско-Хамардабанского микроконтинента формировались комплексы Окинско-Хугейнской вулканической дуги и прилегавших к ней бассейнов [Кузьмичев, Журавлев, 1999; Складков и др., 1996]. Эти комплексы сохранились в самом верхнем Окинском покрове юга Восточного Саяна. В это же время, по всей видимости, продолжается карбонатная трансгрессия на края континентов и микроконтинентов, где формируются мощные шельфовые толщи. Часть этих толщ выступает в качестве параавтохтона для покровных комплексов Восточного Саяна. Более полные карбонатные разрезы этого интервала, возможно, могут быть найдены в структуре Тункинских гольцов и хребта Хамар-Дабан.

В интервале времени 570–500 млн лет (рис. 38 – IV, V, VI) происходит резкая перестройка континентальной окраины палеоокеана, начинается сближение ранее возникших систем вулканических дуг с континентами и микроконтинентами; все эти события связаны, по всей видимости, с изменением кинематики движения литосферных плит. Наиболее достоверными свидетельствами этих событий являются два рубежа (570 и 530 млн лет) формирования офиолитов и вулканогенных комплексов как надсубдукционного, так и спредингового типов (табл. 2 и раздел 5.2). По всей видимости, в это же время отмирают ранее созданные вулканические дуги, происходит их тектоническое разрушение и движение состоящих из покровных пластин комплексов бывших вулканических дуг и бассейнов (*thrust-maked mountains*) к краю микроконтинента в подводных условиях. Такой эпизод устанавливается в истории формирования вулканической дуги, сохранившейся в виде Сархойского покрова Восточного Саяна. Нижняя пластина этого покрова сформирована вулканомиктовыми осадочными толщами, накопившимися после завершения островодужного вулканизма. Эта пластина тектонически перекрыта более древними собственно островодужными вулканическими толщами.

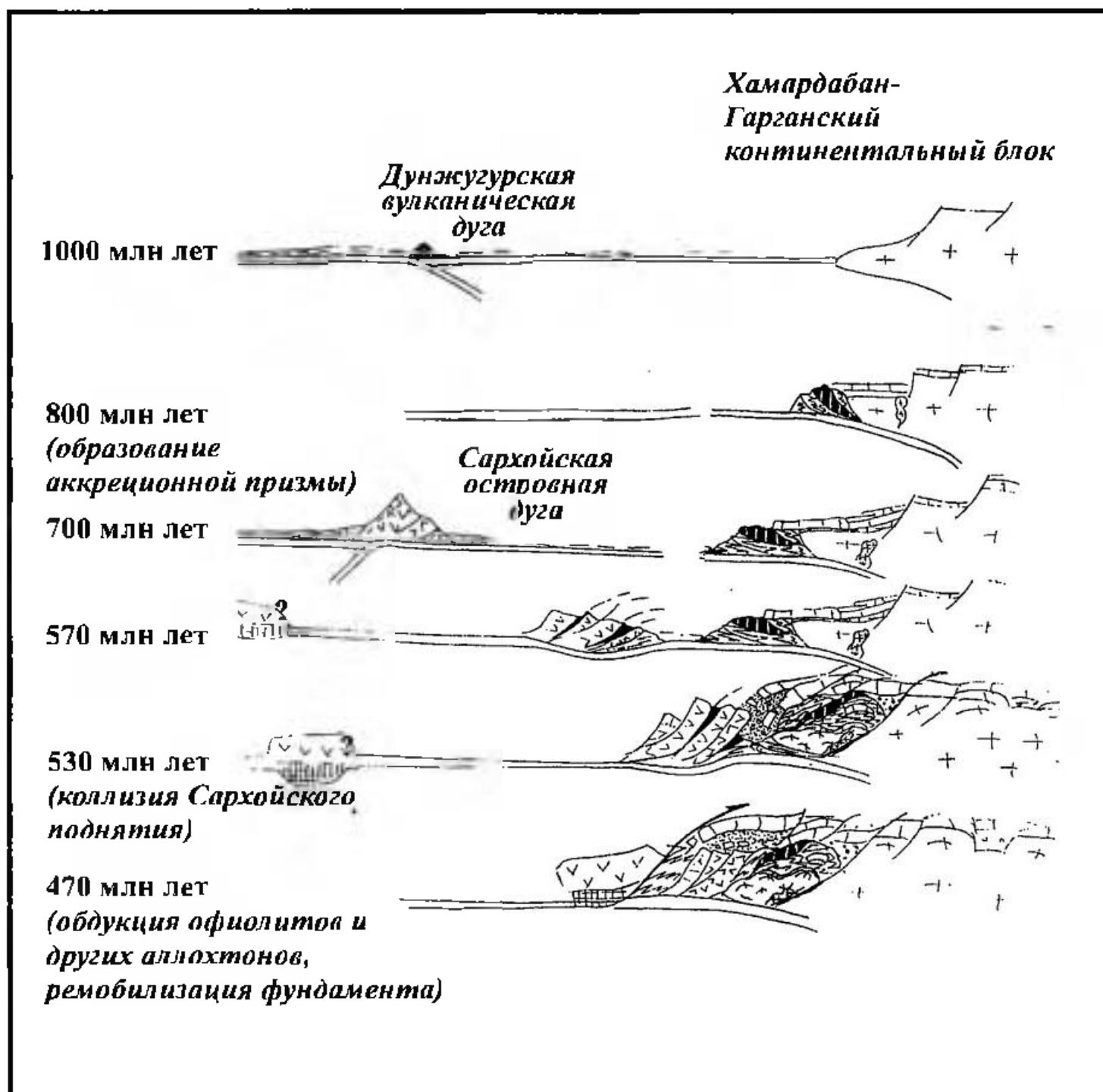


Рис. 38. Этапы истории формирования покровно-складчатой структуры юго-восточной части Восточного Саяна

I этап

I (до 1000 млн лет). Образование Палеоазиатского океанского бассейна.

II (1000–800 млн лет, рис. 39-I). Возникновение активной континентальной окраины, заложение первых субдукционных зон, образование древнейшей *Дунжугурской примитивной вулканической дуги*, комплексы которой участвуют в строении Верхнеоипотского покрова. В рассматриваемом регионе бассейн ограничен *Гарганско-Хамардабанским микроконтинентом*.

III (800–700 млн лет, рис. 39-II). Первые перестройки на континентальной окраине, начало общего сжатия, на этом фоне первая аккреция офиолитов и комплексов краевых бассейнов к континентальной окраине, первые синаккреционные граниты.

II этап

IV (700–570 млн лет, рис. 39-III). Заложение новых зон субдукций. Возникновение и развитие *Сархойской вулканической дуги*, вулканические постройки которой выступали над уровнем моря, образование связанных с ней задуговых и преддуговых бассейнов (сейчас эти

комплексы представлены в Сархойском покрове), на наибольшем удалении от континентального края образование комплексов *Окинско-Хугейнской вулканической дуги*, связанных с ней бассейнов, а также первых вулканических островов (seamounts), все эти комплексы сейчас участвуют в *Окинском покрове*. Начало карбонатной трансгрессии на края континентов, образование мощных шельфовых комплексов.

V (570–530 млн лет, рис. 39-IV). Отмирание Сархойской дуги, ее тектоническое разрушение, движение состоящих из покровных пластин комплексов дуги и ее обрамления (*thrust-take mountains*) к краю микроконтинента в подводных условиях, массовая карбонатная трансгрессия на края континентов и микроконтинентов. Существование наиболее сложно построенной и, вероятно, наиболее широкой континентальной окраины с примитивными вулканическими дугами, океанскими островами, спрединговыми центрами и бассейнами разного типа.

III этап

VI (530–470 млн лет, рис. 39-V). Аккреция комплексов Сархойской дуги с микроконтинентом, начало накопления осадочных толщ *неоавтохтона I*, остановка субдукции под край микроконтинента, сопровождающаяся возникновением мантийных ловушек или окон, начало связанной с этими процессами ремобилизации континентальной коры, метаморфизма и образования гранито-гнейсовых куполов на низких срезах коры. На фоне этих процессов в верхней части коры возникновение наложенных прогибов на воздымающейся ступени края микроконтинента и шарьирование комплексов древней аккреционной окраины на погружающуюся ступень края микроконтинента; начало надвигообразования в обратную, морскую сторону на границе погружающейся и воздымающейся ступеней (начало формирования тектоно-гравитационных пластин *Боксонского покровного комплекса*). Со стороны океанского бассейна перескок зон субдукций в сторону главного бассейна, заложение над ними протяженной системы новых развитых вулканических дуг.

VII (470–450 млн лет, рис. 39-VI). Аккреция и столкновение Окинско-Хугейнских комплексов с краем микроконтинента, приведшее к возобновлению покровных движений, вторичное расчешуивание аккреционной окраины, обдукция и дальнейшее продвижение офиолитов и других покровных комплексов вглубь микроконтинента. На относительно низких уровнях коры региональный высокотемпературный метаморфизм, массовое развитие гранито-гнейсовых куполов на фоне общего сжатия, надвигового и сдвигового режима. На этом фоне формирование межгорных прогибов на аккреционной окраине, представленных в современной структуре толщами *неоавтохтона I*. С морской стороны – отмирание ранее существовавших кембрийских вулканических дуг, в конце этого этапа столкновение этих комплексов с краями континента и микроконтинентов. Формирование в общих чертах современной покровной структуры, которая окончательно сформировалась только к концу девонского – началу каменноугольного времени.

Окраины континентов и микроконтинентов в конце венда – начале кембрия испытывали трансгрессию, следствием которой явилось широкое распространение терригенно-карбонатных и карбонатных осадков, представленных, в частности, в Восточном Саяне боксонской серией, в Северной Монголии – хубсугульской серией, в Центральной Монголии – цаганоломской свитой.

Интересным является вопрос, о том, какие области были благоприятны для накопления карбонатного чехла. Данные по юго-восточной части Восточного Саяна дают основания восстановить для позднего венда – первой половины кембрия две принципиально различных по палеогеографическим условиям области, в одной из которых было возможно накопление карбонатного чехла, а в другой – нет. Реконструируется также строение зоны перехода между ними.

Первая область занимала внутреннюю часть окраины Гарганско-Хамардабанского микроконтинента; с конца венда условия были благоприятными для накопления карбо-

натных толщ; здесь на стабильном основании существовали относительно мелководные бассейны.

Во второй, внешней, области обстановки осадконакопления в то же самое время были гораздо менее стабильными. О ее расчлененном рельефе свидетельствует фациальная изменчивость поздневендских-кембрийских толщ неавтохтона I. Латеральные переходы связывают грубообломочные и сланцевые толщи хушатайской свиты, палеонтологические данные свидетельствуют о существовании одновозрастных им флишевых толщ, быстро сменяющихся по разрезу конгломератами [Терлеев и др., 1998б]. До накопления толщ верхней части разреза неавтохтона I произошло гравитационное оползание крупных пластин Боксонского покровного комплекса; венд-раннекембрийские доломиты Хойтобоксонской пластины этого комплекса запечатаны позднекембрийскими-ордовикскими толщами мангатгольской и яматинской свит.

Состав разрезов неавтохтона I дает возможность выяснить, какие комплексы формировали возвышения во внешней подвижной области Гарганско-Хамардабанского микроконтинента. В первую очередь, это реликты Сархойской дуги, отделявшейся от микроконтинента, вероятно, комплексами рифейской аккреционной призмы с участием офиолитов.

Вблизи границы между подвижной и стабильной областями офиолиты подвергались подводному размыву, на них с офиокальцитами в основании ложились доломиты, т.е. породы, вошедшие в состав аккреционной призмы, были захоронены под чехлом карбонатных отложений. Фрагмент этого разреза сохранился в виде Хушагольской пластины Верхнеояотского покрова. Соседство подвижной и стабильной областей закономерно объясняет происхождение горизонтов хромитовых песчаников (продуктов размыва офиолитов) в карбонатных породах боксонской серии, а также выявленные Е.Ф. Летниковой [1998] геохимические особенности этой карбонатной толщи.

Таким образом, в конце рассматриваемого интервала времени (см. рис. 38 V), область накопления карбонатных толщ, относительно мелководная, занимала приподнятую и более стабильную ступень окраины Хамардабан-Гарганского микроконтинента. С ней соседствовала относительно погруженная и расчлененная область аккреционной окраины микроконтинента. Наиболее крупные прогибы внешней области Хамардабан-Гарганского микроконтинента заполнялись флишевыми толщами и служили ловушкой для гравитационных покровов карбонатных пород, поступавших с внутренней приподнятой ступени, т.е. в это время началось движение покровов в обратную морскую сторону связанное, вероятно, с воздыманием континентального края. Прилегающую область, еще более удаленную от микроконтинента, занимали межгорные впадины на склонах отмершей Сархойской дуги. Таким образом, это была территория, занятая как небольшими островами и полуостровами с их мелководными прибрежными зонами, так и относительно глубокими впадинами, что характерно для географии современных аккреционных окраин. В понижениях рельефа в подобной обстановке шло формирование толщ неавтохтона I, а продолжающиеся тектонические движения привели к тому, что в современной структуре неавтохтон оказался тесно интегрированным со значительно более древними породами покрова офиолитов и с ассоциирующими с ними позднерифейскими флишевыми толщами, а молодые пестроцветные толщ – с породами Сархойского покрова.

Приведенные рассуждения показывают, что во второй половине кембрия – начале ордовика на Хамардабан-Гарганской окраине сформировался латеральный ряд толщ неавтохтона, фундаментом и источником обломочного материала которых служили реликты

Сархойской вулканической дуги и аккреционной призмы, в состав которой значительно раньше были включены офиолиты. Кроме того, в область осадконакопления в виде обломков и гравитационных покровов поступал материал карбонатного шельфа микроконтинента.

Такое строение континентальной окраины свидетельствует о том, что в интервале времени 500–450 млн лет на окраине Хамардабан-Гарганского микроконтинента произошли наиболее драматические события. Аккреция комплексов Сархойской дуги к микроконтиненту вызвала, вероятно, закупорку зоны субдукции и отрыв субдуцируемой пластины. Под краем микроконтинента возникли мантийные ловушки или окна, что привело к ремобилизации континентальной коры, региональному высокотемпературному метаморфизму и образованию гранито-гнейсовых куполов [Хаин, 1989; Хаин и др., 1995 б]. В конце рассматриваемого интервала, по всей видимости до внедрения гранитоидов с возрастом 460–470 [Кузьмичев, 2000; Рыцк и др., 2000], произошли столкновение и аккреция Окинско-Хугейнских комплексов дуг и бассейнов к краю микроконтинента, эти события привели к возобновлению покровных движений, вторичному расчешуиванию комплексов аккреционной призмы и в итоге к обдукции и дальнейшему продвижению офиолитов и других покровных комплексов вглубь микроконтинента. Развитие гранито-гнейсовых куполов происходило на фоне общего сжатия, в надвиговом и сдвиговом режимах. Для гранито-гнейсовых куполов роль экрана выполняли аллохтонные комплексы, часть из этих комплексов, особенно в окружении Гарганской структуры, оказались деформированными и метаморфизованными. Все эти события привели к общему подъему территории и к интенсивному размыву покровных комплексов.

Более глубинные уровни фундамента Хамардабан-Гарганского микроконтинента в связи с рассмотренными выше процессами подверглись метаморфизму, достигавшему на пике (478 млн лет назад) уровня гранулитовой фации [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998], и внедрению гранитоидов [Котов и др., 1997; Резницкий и др., 2000]. В настоящее время эти комплексы входят в структуру хребта Хамар-Дабан.

Тектонические движения продолжались до каменноугольного времени; в середине палеозоя образовались субщелочные и щелочные породы огнитского и ботогольского комплексов, а в позднем девоне–карбоне – молассоидные толщи сагансайрской свиты неоавтохтона II.

Таким образом, в позднедокембрийской-палеозойской истории юго-восточной части Восточного Саяна и территории юга Сибири проявились события не менее, чем трех тектонических этапов протяженностью 200–250 млн лет каждый. По своим признакам эти этапы соответствуют определению циклов Бертрана [Хаин, 1992, 1999]. Первый этап, проявленный в юго-восточной части Восточного Саяна завершился перестройкой, для которой предложено название “енисейской” тектонической фазы [Хаин, Рудаков, 1995]. Время завершения второго цикла не вполне ясно по материалам Восточного Саяна, однако, вполне возможно, что это рубеж 570 или 530 млн лет, широко проявленный в смежных регионах. Формирование покровно-складчатой структуры закончилось в основном к началу ордовика, тектоническая активность сохранялась и в девонское время. Последовательность циклов Бертрана составляет цикл Вилсона длительностью порядка 500–600 млн лет, связанный, согласно определению В.Е. Хаина [1992, 1999] с распадом и возникновением суперконтинентов, раскрытием и замыканием океанов. Таким образом, восстанавливается последовательность крупных перестроек восточной (в современных координатах) окраины Палеоазиатского океана, происходивших с позднего рифея до начала палеозоя и составляющих цикл от раскрытия до его частичного замыкания.

5.2. Этапы развития континентальных окраин Палеоазиатского океана в позднем рифее и раннем палеозое¹

В последние годы появилось большое количество новых геологических, изотопно-геохимических и биостратиграфических материалов, свидетельствующих о существовании Палеоазиатского океана протяжении всего позднего рифея–среднего палеозоя между мезопротерозойскими и более древними континентальными блоками и микроконтинентами. Для этого бассейна в настоящее время составлены реконструкции его основных структур и этапов развития с использованием анализа террейнов и палеомагнитных данных [Хаин, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Божко, 1988; Моссаковский и др., 1993; Хаин и др., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Шенгёр и др., 1994; Конников и др., 1994; Диденко, 1997; Буслов, 1997; Khain et al., 1999].

Фрагменты различных комплексов, сохранившиеся в современной структуре Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) складчатого пояса формировались, в основном, в зонах перехода от этого океана к Сибирскому, Казахстанскому, Таримскому и Восточно-Европейскому континентам. Мы предприняли попытку провести корреляцию событий на Сибирской, Таримско-Казахстанской и Восточно-Европейской окраинах Палеоазиатского океана в позднем рифее – раннем палеозое. В течение этого времени структура окраин претерпевала крупные перестройки, приуроченные к определенным рубежам, разделяющим основные этапы эволюции окраин Палеоазиатского океана. Такими этапами являются поздний рифей, венд – средний кембрий, поздний кембрий – ранний ордовик. Для каждого из этих этапов нами составлены схемы основных структурных элементов в современных координатах. На этих схемах мы показали комплексы пород, для которых известны возраст, геодинамическая природа и положение в современной структуре.

В структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса можно выделить две части (современные координаты): западная (Казахстан, Тянь-Шань, Северо-Западный Китай, Урал) и восточная (Таймыр, Енисейский кряж, Алтае-Саянская область, Монголия и Забайкалье), различающиеся особенностями строения и тектонической эволюции. Вероятно, эти различия могут быть вызваны первоначальной удаленностью этих частей друг от друга и их развитием на Восточно-Европейской, Казахстанско-Таримской и Сибирской окраинах Палеоазиатского океана. Для обоснования таких представлений целесообразно провести корреляцию событий на окраинах палеоокеана в течение основных этапов их развития. Для времени 740 и 640 млн лет мы составили реконструкции, показывающие предполагаемое положение континентальных блоков

5.2.1. Предполагаемая эволюция Палеоазиатского океана в интервале 1100–450 млн лет

Поздний мезопротерозой – ранний неопротерозой

В пределах *Сибирской окраины* с этого времени фиксируются терригенно-карбонатные комплексы, с размывом залегающие на дорифейских метаморфических образованиях (рис. 39). Наиболее наглядно это наблюдается в Патомско-Бодайбинской структуре Забайкалья, где в разрезах преобладают терригенные отложения с карбонатными и углеродистыми сланцами, основными вулканитами, вулканомиктовыми и кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками (балаганахская серия). По их фациальному профилю

¹ Авторы раздела: Е. В. Хаин, А. С. Гибшер (ОИГТМ СО РАН), А. Н. Диденко (ИФЗ РАН), К. Е. Дегтярев, А. А. Федотова

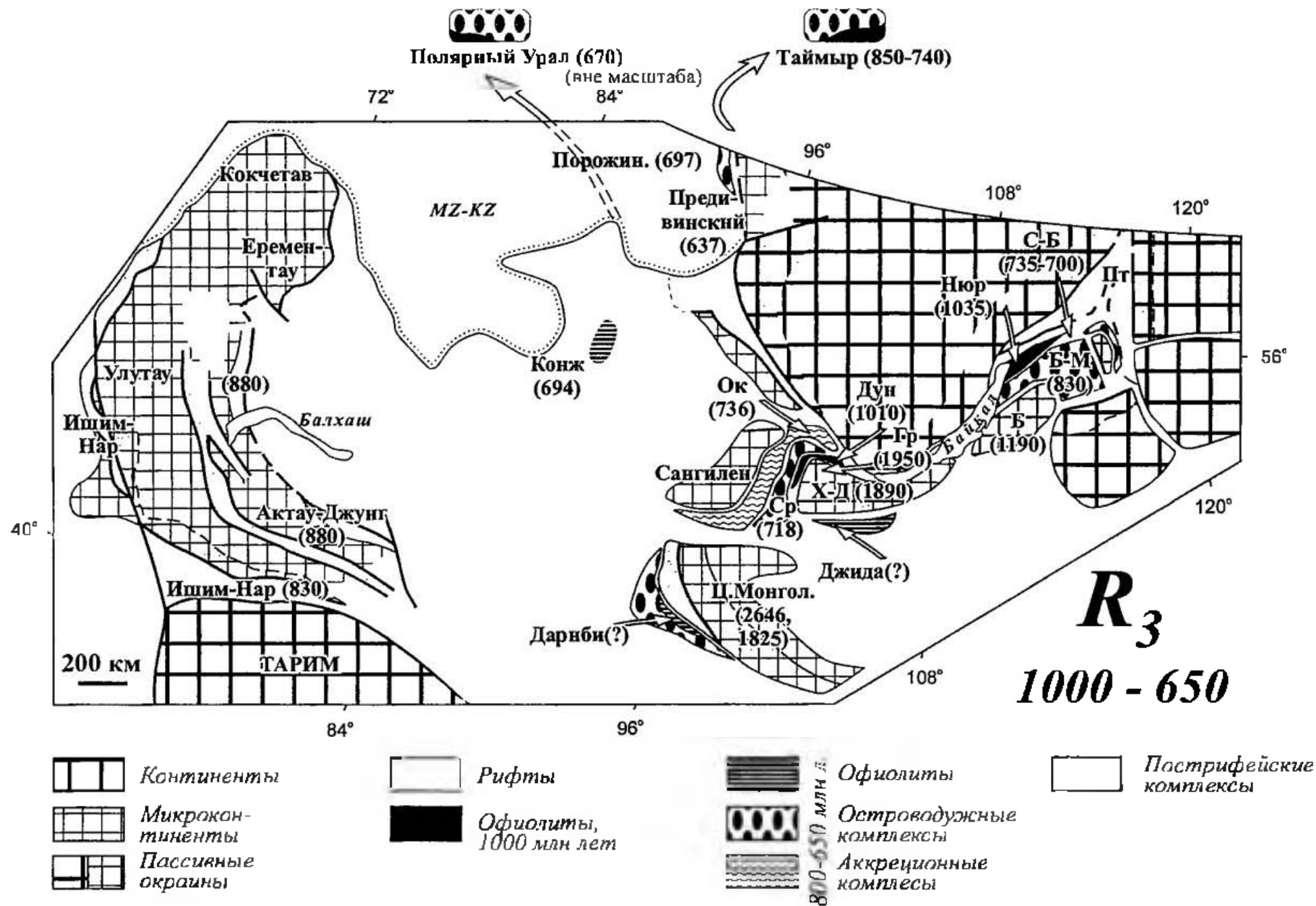


Рис. 39. Основные тектонические единицы Казахстанской и Сибирской окраин Палеоазиатского океана для позднерифейского времени (современные координаты). Схему составили Е.В.Хайн, А.С.Гибшер, К.Е.Дегтярев [Khain et al., in press]. В скобках – возраст комплексов в млн лет, источник данных и расшифровка сокращений в табл. 2.

можно судить об обстановках шельфа, континентального склона и подножья и транспорте осадков вглубь бассейна [Советов и др., 1995]. Такие же комплексы присутствуют в Енисейском кряже (сухопитская, тунгуситская и ослянская серии), где на востоке (современные координаты) намечается наличие суши, а западнее восстанавливаются области от шельфа до глубоких впадин с постоянной миграцией береговой линии, проградацией и прибрежных, и бассейновых фаций во времени [Хабаров, 1994]. Подобные комплексы фиксируются на окраинах Байдринско-Тарбагатайского микроконтинента (Западная Монголия), где распространены шельфовые карбонатно-терригенные осадки и терригенные турбидитовые отложения конусов выноса, щелочные базальты рифтогенной природы и черносланцевые глинисто-карбонатные толщи.

Несколько отличные комплексы распространены в пределах Дербинского и Сангиленского микроконтинентов, где преобладало карбонатное осадконакопление (дербинская и сангиленская серии) [Гибшер, Терлеев, 1992].

На *Казахстанско-Таримской* окраине в это время широко распространены разнообразные терригенные и терригенно-карбонатные толщи, несогласно залегающие на более древних образованиях [Филатова, 1983; Зайцев, 1984; Брежнев, 1991; Брежнев, Раабен, 1992]. В северной части Казахстана (Кокчетавский, Ишкеольмесский, Ерементау-Ниязский, Актау-Моинтинский и ряд массивов Северного Тянь-Шаня) происходит накопление сланцево-кварцитовых толщ (кокчетавская серия и ее аналоги). Нижняя часть этих разрезов образована сланцами с редкими прослоями мраморизованных известняков и кварцитов, а верхняя – различными кварцито-песчаниками, которые имеют признаки осадконакопления в крайне мелководных обстановках (красноцветность, косая слоистость, наличие грубообломочных разностей), характерной чертой этих толщ является наличие в них прослоев рutil-циркон-ильменитового шлиха. Накопление сланцево-кварцитовых толщ, вероятно, происходило в стабильной субплатформенной обстановке и незначительно расчлененном рельефе в мелководноморском бассейне (сланцевая часть), а затем в условиях озерно-аллювиальной равнины (кварцитовая часть) [Филатова, 1983; Филатова и др., 1988].

В это же время на восточной окраине Таримской платформы и в Северном Тянь-Шане закладываются рифтогенные прогибы (Куруктагский, Талассо-Каратауский и Киргиз-Терский), где происходит накопление терригенно-карбонатных толщ с прослоями строматолитовых известняков, черносланцевых и риолит-базальтовых комплексов [Брежнев, 1991; Брежнев, Раабен, 1992; Геология и металлогения ..., 1986; Миколайчук и др, 1997].

Все перечисленные выше осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы можно рассматривать как образования эпиконтинентальных морей и пассивных континентальных окраин. Распространение этих комплексов на значительных площадях в пределах как Сибирской, так и Казахстанско-Таримской окраин могут свидетельствовать о существовании крупного, разделявшего их, бассейна.

Со времени в 1000 млн лет появляется значительно больше свидетельств существования Палеоазиатского бассейна с океанской корой. Sm–Nd данные полученные по метабазальтам типа N-MORB нюрнбургской толщи Кичерской зоны Забайкалья свидетельствуют о возрасте 1035 ± 92 млн лет ($\epsilon_{Nd} = 7,1$) [Рыцк и др., 1999 б]. Изотопные характеристики Nd для кремнисто-карбонатных сланцев, перекрывающих базальты нюрнбургской толщи (ϵ_{Nd} от 5,7 до 4,8, модельный возраст от 1280 до 1020 млн лет) предполагают короткую коровую историю и существование океанской коры.

Сибирская окраина этого бассейна с этого времени превращается в активную. Об этом свидетельствует появление первого супрасубдукционного комплекса с возрастом

1010–1020 млн лет, фрагменты которого сохранились в составе Дунжугурского офиолитового комплекса Восточного Саяна и детально описаны в настоящей работе [Хаин и др., 1999; Khain et al., в печати].

В период 850–650 млн лет назад на окраинах палеоокеана закладываются системы вулканических дуг и связанных с ними бассейнов. В Байкало-Муйском вулканоплутоническом поясе Забайкалья получен изохронный Sm–Nd возраст 850–830 млн лет по надсубдукционным габброидам [Изох и др., 1998]. U–Pb анализы по цирконам выделенным из кислых островодужных вулканитов указывают на возраст 825–823 млн лет [Рыцк и др., 1999 а, 2001]. По трондьемитам, связанным с островодужными вулканитами U–Pb методом по цирконам определен возраст 812 ± 19 млн лет [Рыцк и др., 2001].

В Хамардабан-Гарганском блоке фиксируется внедрение синаккреционных гранитоидов Гарганского массива около 800 млн лет назад [Кузьмичев и др., 1999; Kuzmichev et al., 2001]. Как показано выше, для это времени мы реконструируем рост аккреционной призмы и аккрецию Дунжугурской вулканической дуги к краю микроконтинента.

Новая фаза надсубдукционного магматизма в Забайкалье фиксируется поясом расслоенных перидотит-пироксенит-габбровых массивов с Sm–Nd возрастaми 735 ± 26 и 707 ± 40 млн лет [Amelin et al., 1996; Рыцк и др., 2001] и 630–620 млн лет [Amelin et al., 1997; Isoh и др., 1998]. В Байкальской горной области наблюдаются фрагменты разрезов возможно рифейских офиолитовых комплексов [Dobretsov et al., 1992; Конников и др., 1994], однако, точные данные об их возрасте пока не получены.

На Таймыре В.А. Верниковским и его коллегами изучены офиолиты и связанные с ними толеитовые и известково-щелочные вулканические серии, которые формировались, судя по U–Pb данным по цирконам, во время около 740 млн лет. Внутриокеанические островодужные образования Енисейского кряжа формировались примерно в это же время. Граниты прорывающие эти образования имеют возраст 697 ± 4 млн лет [Верниковский и др., 2001].

На Полярном Урале также существуют свидетельства существования неопротерозойских офиолитов и связанных с ними в единой структуре вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. В этом регионе доордовикские образования занимают нижнее структурное положение и имеют отличное от общеуральского северо-западное простирание. Наиболее ярко эти соотношения наблюдаются в хребте Енганепе на восточном склоне Полярного Урала. В этом районе фаунистически датированные позднекембрийско-раннеордовикские осадочные толщи с угловым и метаморфическим несогласием перекрывают сильно деформированные комплексы северо-западного простирания. Последние включают флишоидные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, включающие фрагменты пород офиолитового комплекса. Многочисленные обломки серпентинитов, габбро и вулканических пород обнаружены в кембро-ордовикских базальных конгломератах [Душин, 1997]. Этим же автором выделена Манюкаяхская тектоническая зона, в пределах которой распространены выходы пород офиолитового комплекса [Душин, 1997]. Один из крупнейших выходов пород серпентинитового меланжа этой зоны расположен в русле реки Яныс-Кеу-Лек-Тальба, правого притока реки Большая Уса. В одном из крупнейших блоков внутри меланжа выходят амфиболовые габбро, кварцевые диориты и плагиограниты. Последние, по составу REE, близки к офиолитовым плагиогранитам. Из плагиогранитов были выделены цирконы, анализ которых U–Pb методом дал возраст 670 млн лет [Хаин и др., 1998; Хаин и др., 1999; Khain et al., в печати]. Вулканогенные образования хребта Енганепе могут иметь тот же возраст. Геохимические данные говорят о присутствии здесь вулканических пород, отвечающих по составу бонинитам [Душин, 1989], толеитам, островодужным толеитам, базальтам вулка-

нических островов и адакитам [Scattow et al., 2001]. Эти авторы предполагают, что вулканогенные комплексы хребта Енганепе формировались в обстановках преддугового бассейна и примитивной вулканической дуги. В хребте Енганепе были проведены палеомагнитные исследования. Результаты этих исследований вместе с приведенными выше данными показывают, что Полярноуральская вулканическая дуга и соседствующий с ней бассейн в позднем рифее находились недалеко от края Восточно-Европейского континента (или Балтики) на широте около 35° ю. ш. [Диденко и др., 2000]. Все эти данные позволяют выделить для этого времени еще одну активную окраину – *Восточно-Европейскую*.

На *Сибирской окраине* примерно в это же время закладываются протяженные системы вулканических дуг, междугловых и задугловых бассейнов. В Северной Монголии и Восточном Саяне – это Сархой-Дархатская вулканическая дуга, по эффузивам которой получены данные о ее возрасте 718±30 млн лет [Буякайте и др., 1989]. По составу она отвечает дифференцированной базальт-андезит-риодацитовая известково-щелочной серии [Конников и др., 1994; Федотова, Хаин, 1997], формировавшейся на океанской коре (первичное отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,704$ [Буякайте и др., 1989]). С морской стороны к Сархойской дуге примыкал сложно построенный Окинско-Хугейнский бассейн со своими вулканическими дугами и островами [Кузьмичев, 1997]. Хамардабан-Гарганский микроконтинент по отношению к этой системе вулканическая дуга – окраинный бассейн с супрасубдукционной зоной был архипелагом-микроконтинентом со зрелой континентальной корой. К этому времени на краю этого микроконтинента уже была образована аккреционная призма, включавшая фрагменты Дунжугурской вулканической дуги с возрастом около 1 млрд лет [Хаин и др., 1999; Khain et al., 2002], а также реликты коры и осадки связанных с ней бассейнов, вошедших в состав Ильчирского и Верхнеонотского покровов в современной структуре Восточного Саяна.

Продолжением системы вулканических дуг в Западной и Центральной Монголии мог являться Дариб-Хантайшир-Уланшандинский вулканический пояс, прямых данных о возрасте которого пока не получено. В современной структуре комплексы этого пояса надвинуты на спрединговые офиолиты хребта Дариби. Эти офиолиты, а также кремнисто-глинисто-карбонатные толщи хребта Дариби и аймака Гоби-Алтай, превращенные на значительной площади в кварциты, гнейсы, амфиболиты и мраморы ордовикским высокотемпературным метаморфизмом [Хаин, 1989, Хаин и др., 1995 а], вероятно, представляли собой комплексы задугового бассейна. Шельфовая часть этого бассейна могла располагаться на краю Центрально-Монгольского микроконтинента.

Фрагменты подобных структур распознаются в Байкало-Муйской коллаже, где выделяются комплексы примитивных вулканических дуг (лавы бонинитового состава – келянская серия) [Конников и др., 1994], надсубдукционные габброиды и плагиограниты Муйского комплекса (825 млн лет, см. выше) и задугового, по отношению к Баргузинскому микроконтиненту, бассейна (карбонатные, вулканогенные, терригенные и черносланцевые образования баргузинской, няндоинской, уколкитской, нерундинской и мухтунской свит). Здесь возможно также присутствие фрагментов палеоспрединговых комплексов [Песков, 1990].

На краях континентальных блоков в это время возобновляются процессы рифтогенеза. В Олоkitском прогибе Забайкалья формируется мощная толща песчано-алевритово-туфогенных и углеродистых сланцев и вулканитов (асектаурская и сыннырская свиты). Sm-Nd и Rb-Sr исследования Довыренского ультрабазит-базитового массива и его комагматов, базальтов, пикробазальтов и бимодальной трахибазальт-риодацитовая серии фиксируют наиболее активную стадию рифтинга, отвечающую интервалу 750–700 млн лет [Неймарк и др., 1990, 1991; Конников и др., 1994]. По всей видимости, аналогичную природу имеют вулканогенно-

осадочные толщи Делюн-Уранской зоны и вулканы падринской серии Байкало-Муйской зоны [Конников и др., 1994]. Намечается тройное сочленение Олоkitской, Падринской и Уринской рифтогенных структур, разделивших три крупных геоблока – Сибирский и Алданский кратоны и Баргузинский микроконтинент. В Алтае-Саянской области также можно выделить рифтогенные бассейны с толеитовыми и щелочными базальтами (кувайская серия). Вполне вероятно, что в это время рифтогенные прогибы отделили Сангиленский микроконтинент от Сибирского кратона.

Рифтогенные образования выявлены также по периферии Байдринско-Тарбагатайского микроконтинента – дзабханская свита и шаргынгольский комплекс [Бурашников, Руженцев, 1993].

Сохранились также фрагменты осадочных бассейнов по периферии кратонов – бассейны Енисейского края, Присаянья, Прибайкалья, Патомско-Бодайбинский бассейн.

В пределах *Казахстанско-Таримской окраины* происходит активизация процессов рифтогенеза. Наиболее распространенными образованиями этого возраста являются континентальные риолитовые и риолит-базальтовые толщи (коксуйская серия Улутау, кайнарская свита Большого Каратау, свита Большого Нарына Срединного Тянь-Шаня, алтынсынганская Актау-Джунгарского массива, копинская свита Кендыктассого и Чуйского массивов, орумбайская свита Каракамасского массива), формирование которых происходит в пределах протяженных достаточно узких рифтогенных структур (Ишим-Нарынской, Джалаир-Найманской и др.), а также в восточной – краевой части Казахстанско-Таримского континентального блока (Актау-Джунгарский массив).

Предлагаемая трактовка происхождения верхнерифейских вулканогенных толщ Казахстана, Тянь-Шаня и Западной Монголии не является общепринятой. Согласно другой трактовке эти комплексы объединены в окраинно-континентальный вулканический пояс, формирование которого происходило на краю Восточной Гондваны, который сопоставляется с палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими Евразийским, Андийским и Охотско-Чукотским вулканическими поясами [Моссаковский и др., 1993; Хераскова и др., 1995].

Среди вулканогенных комплексов верхнего рифея Казахстана и Тянь-Шаня отсутствуют непрерывно дифференцированные вулканические серии и интрузивы диорит-гранодиоритового состава, типичные для окраинно-континентальных вулканических поясов. В то же время широко распространены контрастные риолит-базальтовые и риолит-трахириолит-трахитовые серии, которые сопровождаются субщелочными гранитами, граносиенитами и щелочными сиенитами, не характерными для краевых поясов. Подобные вулканические и плутонические комплексы формируются на начальных этапах развития рифтогенных структур, когда происходит разогрев и плавление континентальной коры. Такой вывод подтверждается и структурным положением верхнерифейских комплексов, которые распространены не повсеместно, а приурочены к протяженным зонам – Ишим-Нарынской, Джалаир-Найманской и Актау-Джунгарской, которые разделялись поднятиями (Чуйско-Кендыктасским, Северо-Тяньшаньским).

Верхнерифейские вулканогенные толщи повсеместно с несогласием перекрываются терригенно-вулканогенными толщами венда, в составе которых присутствуют грубообломочные и черносланцевые образования, трахибазальты, щелочные базальты, а в отдельных случаях (Срединный Тянь-Шань) – базаниты и тефриты. Такая ассоциация формируется при дальнейшем развитии рифтогенных структур, когда начинается раскол континентальной коры и происходит излияние глубинных щелочных базальтоидов.

Таким образом, в позднем рифее предполагается существование крупного океанского бассейна, восточная окраина которого, в обрамлении Сибирского кратона и микроконтинента,

тинентов развивалась в начале позднерифейского времени как пассивная, а затем и как активная континентальная окраина. Сложилась система развитых и примитивных вулканических дуг, окраинных и задуговых бассейнов, в которых шел активный спрединг. В это же время, комплексы западной Казахстанско-Таримской окраины Палеоазиатского океана формировались на пассивной окраине крупного континентального блока. Окраина Восточно-Европейского континента была построена сложнее, большая ее часть развивалась по Казахстанскому сценарию с преобладанием пассивных окраин и только с северо-восточной (в современных координатах) стороны континент обрамлялся активной окраиной с вулканической дугой и окраинными бассейнами. Такие различия в истории формирования окраин говорят о том, что между ними существовал крупный океанский бассейн, возникший в результате континентального рифтогенеза на рубеже 1000–900 млн лет. На период позднего рифея падает, вероятно, основная стадия раскрытия этого бассейна, и к концу этого периода он достигает своей максимальной ширины.

Встает вопрос – чем же было ограничено океанское пространство? К концу позднего рифея сложилась система континентов и микроконтинентов на окраинах океана. С западной и южной сторон (в современных координатах) он обрамлялся Восточно-Европейским, Таримским, Казахстанским и Северо-Китайским континентами, а с востока и севера – Сибирским континентом и системой микроконтинентов (Дербинский, Сангиленский, Хамардабанский, Баргузинский, Муйский, Становой, Центрально-Монгольский). Для континентов и большинства микроконтинентов характерно присутствие архейских инфракрустальных структурно-метаморфических комплексов и супракрустальных комплексов с возрастом порядка 1800–1900 млн лет. Все современные геохронологические данные (см табл. 2) свидетельствуют о том, что перечисленные выше континенты и микроконтиненты можно рассматривать как осколки дробившегося на рубеже среднего и позднего рифея Европейско-Сибирско-Китайского кратона который сам, в свою очередь, составлял часть суперконтинента Родинии. В структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса мы видим следы коллизионных событий, приведших к созданию этого суперконтинента. В фундаменте большинства докембрийских массивов Казахстана, Тянь-Шаня и Тарима фиксируются метаморфизм и гранитизация на рубеже 1800–1900 млн. лет [Ранний докембрий ..., 1993], что дает возможность предполагать существование в это время единого Казахстано-Таримского блока с континентальной корой этого возраста, который в позднем докембрии – палеозое был расколот на несколько разобщенных массивов.

Венд – ранний и средний кембрий (670–520 млн лет)

В пределах *Сибирской окраины* в этот очень важный период (рис. 40) происходит значительное усложнение структуры, длительный период преобладающего растяжения в океанском пространстве сменяется сжатием. Начинается сближение ранее возникших систем вулканических дуг с континентами и микроконтинентами, возникают новые аккреционные призмы.

При этом отмирают позднерифейские вулканические дуги – Сархойско-Дархатская, Дарибская, Уланшандинская, и связанные с ними бассейны. Вендские толщи здесь содержат продукты размыва офиолитов, известково-щелочных эффузивов и различных более древних осадочных образований (вулканиты, офиолитокластика и офикальциты в основании вендско-нижнекембрийской боксонской серии Восточного саяна и Северной Монголии, вулканокластика в основании цаганаломской свиты венда – нижнего кембрия Дзабханской зоны Монголии; офиолитокласты, продукты размыва габброидов, тоналитов и

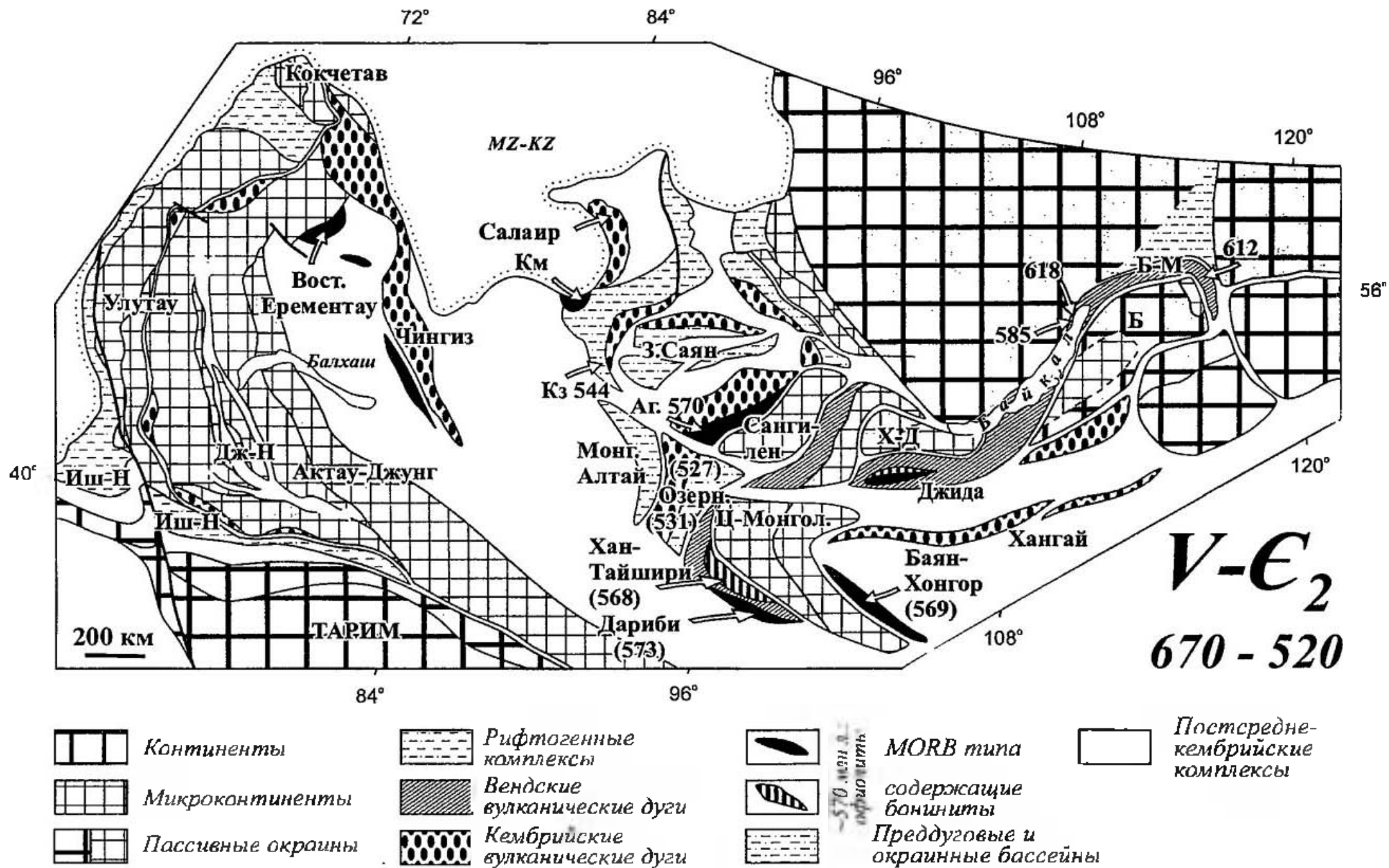


Рис. 40. Основные тектонические единицы Казахстанской и Сибирской окраин Палеоазиатского океана в венде – среднем кембрии (современные координаты)

Схему составили Е.В.Хаин, А.С.Гибшер, К.Е.Дегтярев [Khain et al., in press]. В скобках возраст – комплексов в млн лет, источник данных и расшифровка сокращений в табл.2.

вулканических пород в конгломератах венд-нижнекембрийской кускунугской свиты Агардакской зоны Юго-Восточной Тувы и т.п.).

На фоне общего сжатия закладываются новые зоны спрединга и субдукции, возникают примитивные вулканические дуги. Формирование этих комплексов происходит в течение двух основных интервалов времени: 590–570 млн лет и 540–520 млн лет. Фрагменты комплексов этих структур обнаружены в Джидинской зоне [Кузьмин и др., 1995] (образования спрединговых хребтов, подводных гор, вулканических дуг и островов над горячими точками), в покровном комплексе Приольхонья (образования вулканических дуг и надсубдукционные габброиды с возрастом 530 ± 23 млн лет [Бибикова и др. 1990]), в офиолитах Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) (образования спрединговых хребтов с возрастом 569 ± 23 млн лет [Кебезинская, 1991], полученная характеристика $\epsilon Nd +11,9$ соответствует океанским обстановкам). Согласно новым геохронологическим данным, полученным нами совместно с нашими коллегами, палеоспрединговые офиолиты хребта Дариби и супрасубдукционные офиолиты хребта Хан-Тайшири (Западная Монголия) имеют тот же возраст около 570 млн лет [Хаин и др., 1999; Гибшер и др., 2001; Khain et al., в печати] (см. главу 4). В обстановках вулканической дуги, вулканических островов и междугового спрединга в это же время формировался Агардагский базит-ультрабазитовый комплекс Тувы [Pfander et al., 1998; Pfander et al., в печати]. Все эти комплексы в современной структуре располагаются между Сибирским континентом и Центрально-Монгольским микроконтинентом, с одной стороны, и Баргузинским микроконтинентом, с другой. Окраины этих блоков были наиболее сложно построены и занимали значительное пространство в это время. Примечательно, что в это же время в других регионах, в частности, в Байкало-Муйском складчатом поясе это время характеризуется вспышкой синаккреционного магматизма и метаморфизма (Рыцк и др., 1999а).

В структурах *Казахстанско-Таримской* окраины в венде преобладали процессы растяжения и продолжалось развитие рифтогенных структур, развитие которых началось в конце позднего рифея. В Джалаир-Найманской зоне произошел раскол континентальной коры, начался спрединг и формирование бассейнов с корой океанского типа.

В Ишим-Нарынской и Сарытумской зонах на континентальном основании начинается накопление мощных грубообломочных и вулканогенно-осадочных толщ, обычно сопоставляемые с тиллитами или тиллоидами [Зайцев, Хераскова, 1979; Чу-Илийский ..., 1980; Сагандыков, Судоргин, 1984]. Тиллоиды обычно ассоциируют с черными сланцами, песчаниками и алевролитами. Вулканогенные породы представлены щелочными базальтами, трахибазальтами, а в отдельных случаях – базанитами и тефритами. Формирование этих пород, вероятно, происходило в условиях расчлененного рельефа в пределах рифтогенных структур.

Восточная часть Казахстана в венде, вероятно, уже представляла собой часть открытого океанского бассейна. Фрагменты коры этого бассейна, сохранившиеся на небольших участках представлены комплексом водорослевых известняков, фтанитоидов, щелочных оливковых базальтов и толеитовых MORB базальтов (ерементавская серия) [Рязанцев и др., 1987].

Наиболее ярким событием венда, которое проявилось как на Сибирской, так и на Казахстанско-Таримской окраинах Палеоазиатского океана, особенно на шельфах континентов и микроконтинентов, была активная трансгрессия, следствием которой явилось широкое распространение терригенно-карбонатных осадков (цаганоломская свита Дзобханской зоны Центральной Монголии, каньонная толща Восточного Сангиленя, хубсугульская серия Западного Прихубсугулья, боксонская серия Восточного Саяна, баратальская свита Горного Алтая на Сибирской окраине; капальская и басагинская свиты Актау-Джун-

**Изотопно-геохронологические данные для реперных комплексов Сибирской
окраины Палеоазиатского океана (докембрий – ранний палеозой), показанных на
рис. 42–44.**

№	Тектоническая единица	Объект исследования	Индекс на рис.	Породы	Анализируемый материал	Возраст, млн лет	Изотопная система	Ссылка
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Фундамент								
1.	Хамардабанский блок, западная окраина, Дариб-Шинхид-Гарганский пояс	Гарганская антиформа, ядро	Гр	Гранито-гнейсы	WR	2905±170	Pb-Pb	Неймарк и др., 1995
2.	Центрально-Монгольский блок	Байдрицкий комплекс	Ц. Монгол.	Тоналитовые гнейсы	zirc	2650±30	U-Pb	Митрофанов и др., 1985
3.	Центрально-Монгольский блок	Байдрицкий комплекс	Ц. Монгол.	Тоналитовые гнейсы	zirc	2646±45	U-Pb	Ранний докембрий, 1993
4.	Хамардабанский блок, западная окраина, Дариб-Шинхид-Гарганский пояс	Гарганская антиформа, Дабан-Жалгисский гранито-гнейсовый купол	Гр	Биотитовый плагио-гнейс	zirc	~ 2160	U-Pb	Ханн и др., 1995 б
5.	Дариб-Шинхид-Гарганский пояс	Гарганская антиформа, Дабан-Жалгисский гранито-гнейсовый купол	Гр	Биотитовый плагио-гнейс	zirc	1950±10	U-Pb	Ханн и др., 1995 б
6.	Сармисский пояс Байкало-Патомской области	Гранулиты мыса Катлы ей	Пг	Гранат-кордиперит силлиманитовые гранулиты	zirc	1880	U-Pb	Бибикова и др., 1987
7.	Приольхонье: Хамардабанский (?) блок	Гранито-гнейсовые купола	Х-Д	Биотит-гранатовые гнейсы	zirc	1890±25	U-Pb	Бибикова и др., 1990
8.	Центрально-Монгольский блок	Байдрицкий комплекс	Ц. Монгол.	Амфиболовые граносиениты	zirc	1825±5	U-Pb	Котля и др., 1995
9.	Баргузинский блок	Ангара-Витимский батолит	Б	Граниты	zirc	1190±60	U-Pb	Неймарк и др., 1993

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>1000–650 Ma</i>								
10.	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский) сегмент, северо-восточная часть Восточного Саяна	Нюрпудюквинская гольца, Большегарьбебский массив	Нюр	Толентовые метабазальты Падсубдукционные плагио-граниты	WR-Gr WR, n=6	1050±160 1035±92 1017±47	Sm-Nd Sm-Nd	Неймарк и др., 1991 Рыжк и др., 1999 б Туркина, в печати
11.	Дариб-Шинхид-Гарганский пояс	Дунжугурский офиолитовый комплекс	Дун	Плагио-граниты	zirc	1010±10 1019.9±0,7	U-Pb Pb-Pb	Khair et al., in press
12.	Фадеевская зона, Таймыр	Ждановский массив	Таймыр	Силколлазитные (?) граниты	zirc	846±11 840	U-Pb Th-U-Pb	Веринковский и др., 1998 Rease, Vernikovsky, 2000
13.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Марникянский массив	Б-М	Олигократовые габбро-падсубдукционного комплекса	Ar, Pl, CPx, WR	835±12	Sm-Nd	Изох и др., 1998
14.	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский) сегмент	Праномаянская зона	Б-М	Кислые островодужные вулканы	zirc	825±3	U-Pb	Рыжк и др., 1999 а ₁
15.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Келяно-Ирокиндинская зона	Б-М	Кислые островодужные (?) вулканы	zirc	824±2	U-Pb	Рыжк и др., 2001
16.	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский) сегмент	Кичерская зона	Б-М	Гнейсо-граниты	zirc	815±46	U-Pb	Рыжк и др., 1999 а ₁
17.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Келяно-Ирокиндинская зона	Б-М	Плагио-граниты, ассоциирующие с кислыми островодужными (?) вулканами	zirc	812±19	U-Pb	Рыжк и др., 2001
18.	Дариб-Шинхид-Гарганский пояс	Гарганская антиформа, Гарганский массив	Гр	Силколлазитные (?) тоналиты	Amf, Bi, WR Pl, Amf, Bi, WR zirc	812±18 800±19 785±11	Rb-Sr Rb-Sr U-Pb	Кузьминчев и др., 2000, Kuzminchev et al., 2001
19.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Южно-Муйский "блок"	Б-М	Гнейсо-граниты	zirc	786±9	U-Pb	Рыжк и др., 2001
20.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Северо-Муйский "блок"	Б-М	Гнейсо-граниты	zirc	784±6	U-Pb	Рыжк и др., 2001

1	2	3	4	5	6	7	8	9
21.	Челюскинский пояс, Таймыр	гранитный массив	Таймыр	Точилиты	zirc	740±38	U-Pb	Верниковский и др., 1993
22.	Окинская зона	пироксенит-габбровый силл в Окинской серии	Ок	Габбро-диабаз	Ar, Pl, CPx, WR	736±43	Sm-Nd	Кульмичев, Журавлев, 1999
23.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Кедровский массив	Б-М	Высокотитанистые габбронды	Pl, Px, WR	735±26	Sm-Nd	Рыцк и др., 2001
24.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Ирвиндунский массив	Б-М	Высокотитанистые габбронды	нет данных	733±40	Rb-Sr	Копылов и др., 1999
25.	Дариб-Шинхид-Гартанский пояс	сархйская серия	Ср	Островодужные вулканы	WR, n=7	718±30	Rb-Sr	Буюкайтеев и др., 1989
26.	Сынырская зона, граница Байкало-Муйского пояса и Байкало-Патомской обл.	Довыренский массив	Б-М/Пт	Габбро-норит и силла	Pl, Bt, WR, OPx, CPx	707±40	Sm-Nd	Amelin et al., 1996
27.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Сренемамакапский массив	Б-М	Габбро-норит Клинопироксенит и габбронды расслоенного перидотит-габбрового комплекса	OPx, CPx, Pl WR (n=4)	704±71 774±67	Sm-Nd Sm-Nd	Рыцк и др., 2001
28.	Енисейский край	Порожизекки массив	Порожн.	Граниты	zirc	697±4	U-Pb	Верниковский и др., 2001
29.	Кулунский Алатау	Конжизекки комплекс	Конж	Метабазиты	Pl, Amf, WR	694±43	Sm-Nd	Владимиров и др., 1999
30.	Сынырская структура границы Байкало-Муйского пояса и Байкало-Патомской обл.	Довыренский массив	Б-М/Пт	Оливиновое габбро и расслоенной серии мафит-ультрамафитовой палеобудуционного (?) комплекса	CPx, WR	673±22	Sm-Nd	Amelin et al., 1996
31.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Каралон-Мамакапская зона	Б-М	Кислые островодужные вулканы	zirc	664±3	U-Pb	Рыцк и др., 2001
32.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Северо-Муйский "блок"	Б-М	Эклогиты	St, Px, WR	653±21	Sm-Nd	Щацкий и др., 1996
33.	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский) сегмент	гранитоиды в поле развития порудюкванской толши	Б-М	Гнейсовидные плагиограниты		550-658	U-Pb	Неймарк и др., 1995

1	2	3	4	5	6	7	8	9
650–520 Ma								
34	Енисейский край	Предивинский комплекс	Предивинский	Кислые островодужные вулканиты	zirc	637±6	U-Pb	Верниковский и др., 1999
35	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский сегмент)	Чайский массив	Б-М	Мантийные тектониты (гарибургиты) Мафические породы, 4 образца	Pl, OPx, CPx, OI Pl, OPx, CPx, WR	640±58 620±71 627±25	Sm-Nd U-Pb мин. изохрома Sm-Nd	Amelin et al., 1997
36	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский сегмент)	Слюдянский массив	Б-М	Титанистые габбро-нориты	Pl, OPx, CPx, WR	618±61	Sm-Nd	Макрыгина и др., 1993
37	Байкало-Муйский пояс, западный (Северобайкальский сегмент)	Нюрюндюканская серия	Б-М	Эндербиты и гранулитового комплекса	zirc	617±5	U-Pb	Амелин и др., 2000
38	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский сегмент)	Злобланный массив	—	Надсубдукционные габбро-нориты, 2 образца	Ap, Pl, CPx, WR	612±62	Sm-Nd	Изох и др., 1998
39	Западная граница Дариб-Шиншид-Гарганского пояса	Шиншидский офиолитовый комплекс	—	Риолиты и базальты	WR, n=4	590±20	Rb-Sr	Кузьмичев, Буйкайтс, 1994
40	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский сегмент)	массив Тонкого мыса	Б-М	Высокомагнетитовые габброиды	Pl, OI, CPx, WR	585±22	Sm-Nd	Макрыгина и др., 1993
41	Приольхонье: граница Байкало-Мунского пояса и Хямардабанского блока (?)	Крестовский массив	Б-М/Х-Д	Габброиды, диориты, граниты	WR	570±18	Rb-Sr	Макрыгина и др., 1999
42	Агардаг-Тескемская зона	Агардагский офиолитовый комплекс	Аг	Плагиограниты	zirc	570±1	U-Pb	Pfander et al., 1999 Pfander et al., in press
43	Дариб-Шиншид-Гарганский пояс	Баяншурский офиолитовый комплекс, хребет Дариби	Дариби	Плагиограниты	zirc	573±6	U-Pb	Хаин и др., 1999; Khaïn et al., в печати
44	Дариб-Шиншид-Гарганский пояс	Хан-Тайширский офиолитовый комплекс	Хан-Тайшири	Плагиограниты	zirc	568±4	U-Pb	Khaïn et al., 1999; Гибшер и др., 2001
45	Баянхонгорская зона	Баянхонгорский офиолитовый комплекс	Баян-Хонгор	Габброиды	Pl, Amph, CPx, WR	569±21	Sm-Nd	Кележинская и др., 1991

1	2	3	4	5	6	7	8	9
46	Кузнецкий Алатау	котласский вулканогенный комплекс	Кз	Кислые вулканиды, ассоциирующие с толстыми базальтами	zirc	544±8	U-Pb	Владимиров и др., 1999
47	Сангиленский блок	моренский метаморфический комплекс	Сангилен	Жилы анатектических (?) тоналитов	zirc	536±6	U-Pb	Козаков и др., 1999 б; Salnikova et al., 2001
48	Озерная зона	Хиргиспурский комплекс	Озери.	Надсубдукционные габброиды	Pl, 2 Pх фракции	531±27	Sm-Nd	Ханн и др., 1995 а
49	Приольхоны: граница Байкано-Муинского пояса и Хамардабанского блока (?)	Бирхинский массив	Б-М/Х-Д	Субшелочные габброиды	Pl, Ap, WR	530±23	Sm-Nd	Бибилова и др., 1990
50	Озерная зона	вулканогенно-осадочная толща	Озери.	Габброиды из силла, базальт	CPх, WR	527±43	Sm-Nd	Копаленко и др., 1996 а
51	Озерная зона	вулканогенно-осадочная толща	Озери.	Базальт	Ol, CPх, Amph, WR	522±13	Sm-Nd	Коваленко и др., 1996 б
510–450 Ma								
52	Дариб-Шишхид-Гарганский пояс	гранулиты метаморфического комплекса хребта Дариби	Дариби	Гранат-гиперстеновые гранулиты	zirc	499±3	U-Pb	Козаков и др., в печати
53	Сангилен (блок?), эрзинский метаморфический комплекс	баянголская магматическая ассоциация	Сангилен	Ортопироксеновые диориты	zirc	497±3	U-Pb	Salnikova et al., 2001
54	Сангилен (блок?), эрзинский метаморфический комплекс	дайка	Сангилен	Гранат-гиперстеновые трондjemиты	zirc	494±11	U-Pb	Salnikova et al., 2001
55	Дербилекская зона	дунит-пироксенит-гббровый комплекс	Дерб			490		Изох, усное сообщение
56	Дариб-Шишхид-Гарганский пояс	тоналиты и метаморфическом комплексе хребта Дариби	Дариби	Биотит-роговообманковые тоналиты	zirc	490±4	U-Pb	Козаков и др., в печати
57	Сангилен (блок?), Нарынский метаморфический комплекс	Джаргаланский массив	Сангилен	Граносенит	zirc	490±3	U-Pb	Salnikova et al., 2001

1	2	3	4	5	6	7	8	9
58.	Хамардабанский блок	жилы в слюдянской серии	Хамар-Дабан	Гиперстен-содержащие биотитовые плагио-граниты двупироксеновые трондьемиты	zirc	488,5±0,6 481±5 488,5±0,5	U-Pb	Salnikova et al., 1998; Котов и др., 1997 Salnikova et al., 1998
59	Озерная зона	холбинский метаморфический комплекс		Кристаллический сланец	Gr, Pl, Bi, WR	487±6	Sm-Nd	Коваленко и др., 1996 аб
60	Приольхонье граница Банкало-Муйского пояса и Хамардабанского блока (?)	ольхонская серия	Ольхон	Гранулиты	zirc	485±5	U-Pb	Бибикова и др., 1990
61.	Сангилен (блок?), Эртинский метаморфический комплекс	Тесхемский массив	Сангилен	Граноспелиты	zirc	480±5	U-Pb	Salnikova et al., 2001
62	Хамардабанский блок	слюдянский комплекс	Хамар-Дабан	Двупироксеновый трондьемит	zirc	478±2	U-Pb	Salnikova et al., 1998
63	Хамардабанский блок	аляскитовые гранитоиды в слюдянской серии	Хамар-Дабан	Субдоломчатой гранит-пегматит	zirc	477±5	U-Pb	Резницкий и др., 2000
64	Сангилен (блок?)	Баянгольский массив	Сангилен	Граниты, Q диориты	WR	476±8	Rb-Sr	Петрова, 2001
65	Сангилен (блок?)	Уларский массив	Сангилен	Гранитоиды		476±6	Rb-Sr	Петрова, Костицын, 1997
66	Окинская зона	дайка в хуражалгинской толще окинской серии	—	Q монациты	zirc	476±4	U-Pb	Рыцк и др., 2000
67.	Сангилен (блок?)	Западный Сангилен	Сангилен	Мигматиты	Pl, Mu	474±3	Rb-Sr	Петрова, 2001
68.	Хамардабанский блок	Малобустринский массив	Хамар-Дабан	Amf-2Px-Q сениит	zirc zirc	474±5 471±2	U-Pb U-Pb	Котов и др., 1997 Salnikova et al., 1998
69.	Китойкинская (Китойско-Бельская) зона		Китой	Гиперстеновые тоналиты	zirc	474±3	U-Pb	Данская и др., 2000
70.	Сангилен (блок?)	Метаморфический комплекс	Сангилен	Гранит-биотитовый гнейс		468±6	Rb-Sr	Петрова, Костицын, 1997
71	Дариб-Шышхид-Гарганский пояс	Гарганская интрузия, Дабан-Жалгинский гранито-гнейсовый купол, граниты холбинского комплекса	Гарган	Биотитовые плагиогнейсы, жильные порфировидные граниты	zirc, sph	450–480	U-Pb	Халин и др., 1995

1	2	3	4	5	6	7	8	9
72.	Сангилен (блок?), Морелский метаморфический комплекс	Баянхымугурский массив	Сангилен	Орх- Q днорит Q днориты	zirc	465±5 464±5	Rb-Sr	Salnikova et al., 2001; Петрова, 2001
73.	Дариб-Шншхид-Гарганский пояс, краевая Окцинская зона	Эхэ-Хайгасский массив	—	Грани-тонды		460±3	Rb-Sr	Кузьмин-чев, 2000; Kuzmichev 1999
74.	Дариб-Шншхид-Гарганская зона	дарибский интрузивный комплекс, дифференцированный силл	Дарибн	Амфиболовое габбро	Pl, Ap, Amf, Phl, WR	457±40	Sm-Nd	Хаин и др., 1995 а
75.	Восточно-Таннуольская зона	таннуольский комплекс	Тн	Тоналиты	zirc	457±3	U-Pb	Козаков и др., 1999 а
76.	Каахемская зона	таннуольский комплекс	—	Тоналиты	zirc	451±6	U-Pb	Козаков и др., 1998
77.	Байкало-Муйский пояс, восточный (Муйский) сегмент	Южно-Муйский "блок"	—	Гнейсо-граниты	zirc	445±49 (нижнее пересечение)	U-Pb	Рыцк и др., 2001

Amf – амфибол; Ap – апатит; Bt – биотит; Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Px – пироксен; Di – диопсид; Gr – гранат; Mu – мусковит; Ol – оливин; Phl – флогопит; Pl – плагиоклаз; Sph – сфен; zirc – циркон; WR – валовая проба

гарского массива, малокаройская серия Малого Каратау, терригенно-карбонатные толщи северной окраины Таримского континента, володарская свита Кокчетавского массива на Казахстанско-Таримской окраине) [Хераскова, 1986; Khomentovsky, Gibsher, 1996].

Таким образом, в венде, как и на протяжении позднего рифея, сохранялась асимметрия в развитии окраин Палеоазиатского океана: *Казахстано-Таримская* окраина продолжала оставаться пассивной почти до конца этого периода, в ней только начали проявляться элементы активной окраины, а *Сибирская* представляла собой активную окраину Западно-Тихоокеанского типа.

В начале раннего кембрия произошла еще одна перестройка в Палеоазиатском океане, связанная с новым эпизодом сжатия, началось формирование нового обширного пояса островодужных систем и связанных с ними задуговых бассейнов на Сибирской активной окраине на фоне закрытия и отмирания ранее существующей системы вулканических дуг и окраинных бассейнов.

На *Сибирской окраине* комплексы вулканических дуг представлены известково-щелочными эффузивами и надсубдукционными габброидами в Восточнотаннуольской и Хемчикско-Систихемской зонах Тувы, Северо-Саянской зоне, Телецкой и Курайской зонах Горного Алтая, Кузнецком Алатау и Горной Шории, Озерной и Хантайширской зонах Западной Монголии [Дергунов, 1989; Моссаковский и др., 1993; Руженцев, Бурашников, 1995; Хаин и др., 1995 а; Коваленко и др., 1996 и др.]. В этих же зонах обнаруживаются комплексы задуговых и междуговых бассейнов.

Казахстано-Таримская окраина в начале кембрия превращается в активную. В Восточном Казахстане в это время начинается развитие Бошекуль-Чингизская энсиматическая вулканическая дуга, которая окончательно оформилась в амгинское время [Тектоника Казахстана, 1982; Дегтярев, 1999]. Островодужный вулканизм сопровождался внедрени-

ем надсубдукционных габброидов (Ажейский, Кульбайский и Джангабульский массивы Бошекульского района). Эта дуга отделяла от Казахстано-Таримского массива Восточно-Казахстанский бассейн с океанской корой. В современной структуре сохранились только фрагменты разрезов вулканических островов [Хераскова, 1986], существовавших в этом бассейне.

В пределах Киргиз-Терской дуги, раскрытие которой началось в венде, в раннем-среднем кембрии формируется система энзиматических вулканических дуг и задуговых морей (капкаташский комплекс и котуджанская свита, карымбаевская свита Сарысу-Тениза) [Миколайчук и др., 1997; Геология СССР, т. XX, 1972].

На докембрийских массивах продолжается формирование терригенно-карбонатных шельфовых комплексов. Таким образом, в раннем-среднем кембрии Казахстано-Таримская и Сибирская окраины Палеоазиатского океана имели сходное строение и представляли собой совокупность микроконтинентов с рифтогенными прогибами и бассейнов с океанской корой. Одни из них имеют простое строение и могут относиться к бассейнам Красноморского типа (Джалаир-Найманский), другие, более сложно устроенные (с вулканическими островными дугами и задуговыми морями), могут сопоставляться с бассейнами запада Тихого океана (Киргиз-Терский и Восточно-Казахстанский). Для Казахстанско-Таримской окраины характерно отсутствие энзиматических островных дуг.

Конец кембрия – начало ордовика (520–450 млн лет)

Этот период характеризуется проявлением противоположных процессов в развитии разных частей Палеоазиатского океана (рис. 41). В конце кембрия и начале ордовика на западной, *Таримско-Казахстанской* окраине наступает новый импульс растяжения, появляются новые бассейны с океанской корой, в частности, происходит открытие Туркестанского и Уральского бассейнов [Куренков, Аристов, 1995; Пучков, 2000]. На восточной *Сибирско-Монгольской* окраине происходят прямо противоположные процессы – это время коллизии спрединговых хребтов и вулканических дуг с микроконтинентами и континентами, закрытия окраинных и междуговых бассейнов. Как говорилось выше, сокращение пространства бассейнов с океанской корой началось уже в начале вендского времени, возникшие ранее вулканические дуги были сорваны со своего основания и уже в виде пакетов покровных пластин (*thrust made mountains*, по терминологии Б.Уиндли [Windley, 1997]) двигались по дну морских бассейнов. С начала кембрия при продолжающемся сближении накапливались толщи, в которых смешивался материал континентального и морского происхождения. Уже в позднем кембрии началась аккреция разбитых на пластины вулканических построек к микроконтинентам и континентам, происходила также косая коллизия и субдукция малых спрединговых хребтов с краями континентальных блоков. Все эти процессы привели в конце кембрия – начале ордовика к обдукции и аккреции офиолитов и других ранее образованных комплексов на края и к краям континентов и микроконтинентов. В результате, большая часть восточной Сибирско-Монгольской окраины океана превратилась в аккреционно-коллизионную область. Здесь возникают аккреционно-коллизионные области двух типов, развитые на значительном пространстве даже в современной структуре (см. рис. 41).

Субдукционно-аккреционная область (Горный и Монгольский Алтай, Западная Тува и Западный Саян) состоит из аккрецированных между собой фрагментов вулканических дуг, задуговых и преддуговых бассейнов. Эта область относительно амагматична. В ее пределах в течение позднего кембрия – ордовика происходит накопление мощных фли-

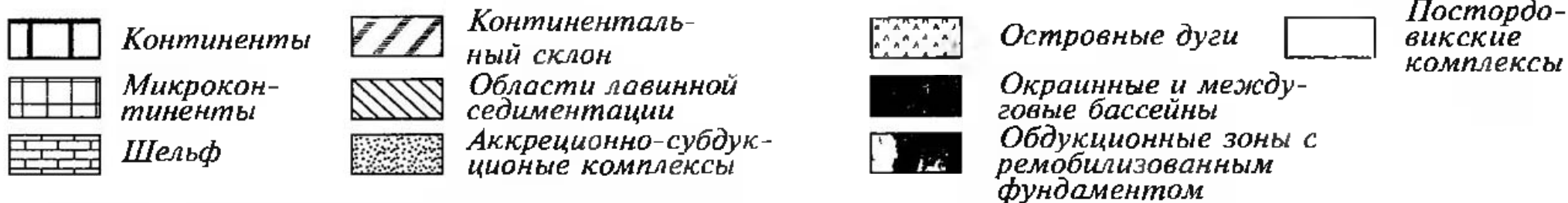
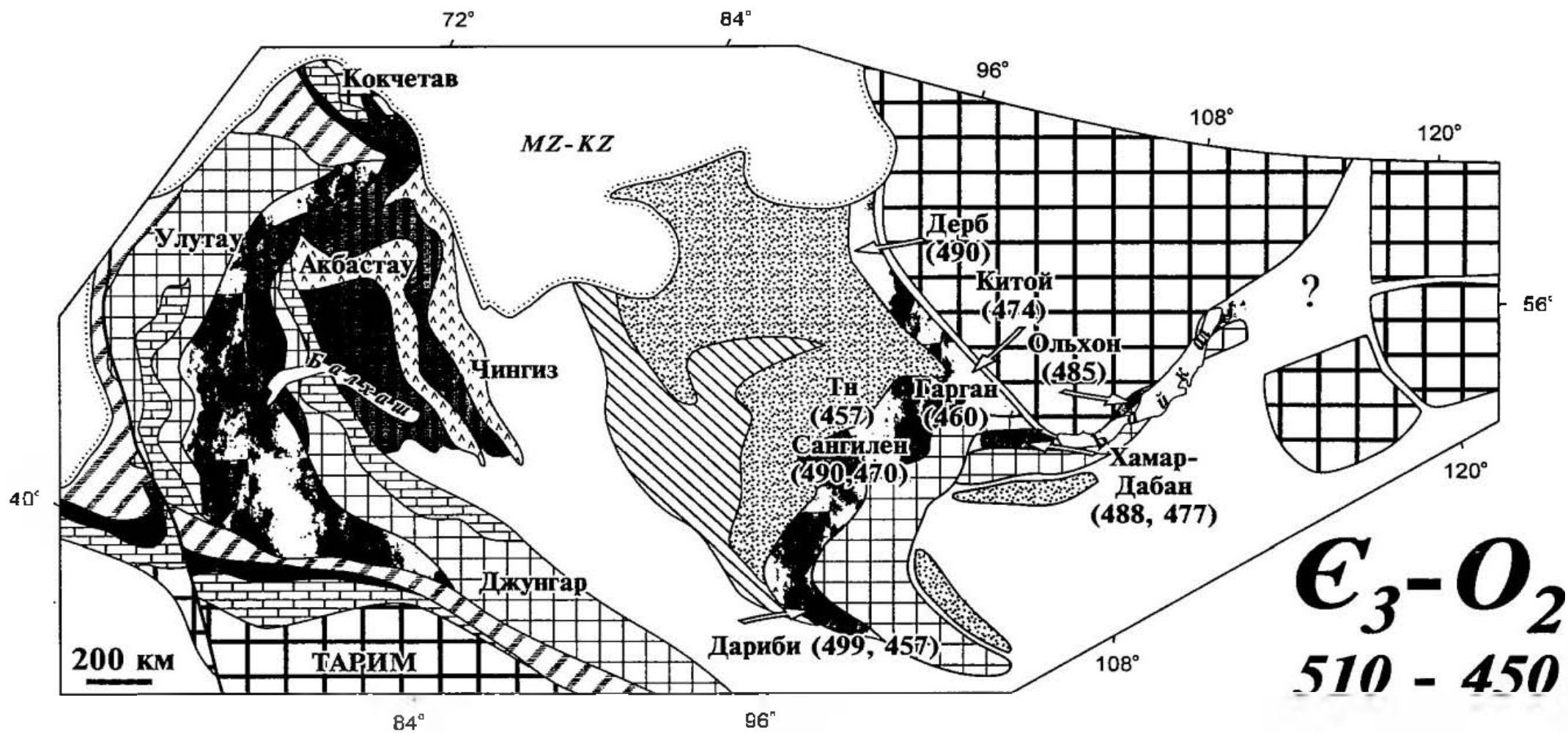


Рис. 41. Основные тектонические единицы Казахстанской и Сибирской окраин Палеоазиатского океана в позднем кембрии – среднем ордовике (современные координаты)
 Схему составили Е.В.Хаин, А.С.Гибшер, К.Е.Дегтярев [Khain et al., in press]. В скобках возраст – комплексов в млн лет, источник данных и расшифровка сокращений в табл.2

шпидных и терригенных толщ, морских и континентальных моласс, которые залечивают сутурные зоны, дельтовые отложения с ураганной седиментацией (горноалтайская серия и ее аналоги) [Дергунов, Херасков, 1982; Дергунов, 1989].

Коллизионно-обдукционные области (Тува, Восточный Саян, Западная и Северная Монголия, Прибайкалье и Забайкалье). Здесь выделяются зоны особого типа с интенсивным гранитоидным и базит-ультрабазитовым магматизмом и резко повышенным фоном регионального метаморфизма, достигающего до гранулитовой фации. Характерным элементом этих зон или зон ремобилизации (омоложения (rejuvenation) в западной литературе [Costa, Rey, 1995]) докембрийской континентальной коры, кроме крупных офиолитовых аллохтонов, являются гранито-гнейсовые купола, аллохтонные гранитоиды и дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии [Хаин, 1989; Khain, 1991; Федоровский и др., 1995; Хаин и др., 1995 а, б]. Для куполообразования, связанного с процессами обдукции, характерны все признаки, свойственные куполообразованию в раннем докембрии [Федоровский, 1985], т.е. оно также сопровождалось высокотемпературным метаморфизмом и имело четкую верхнюю границу, на которой остановился процесс гранитизации. В палеозойских ситуациях роль экрана выполняли не только породы чехла, но и крупные офиолитовые аллохтоны и аллохтоны, сложенные вулканогенными и карбонатными породами (в частности аллохтонный комплекс Восточного Саяна). Ультрабазит-базитовые интрузии рассекают континентальную кору, о чем свидетельствуют изотопные метки, и внедряются в пакет аллохтонов [Хаин и др., 1995 а, б]. На основании данных, полученных в хребте Дариби (Западная Монголия), составлена схема, показывающая последовательность формирования обдукционных зон (рис. 42).

Следует отметить, что зоны подобного типа выделены только в начале 90-х гг. [Бибикова и др., 1990; Хаин, 1989; Khain, 1991]; ранее развитые в их пределах метаморфичес-

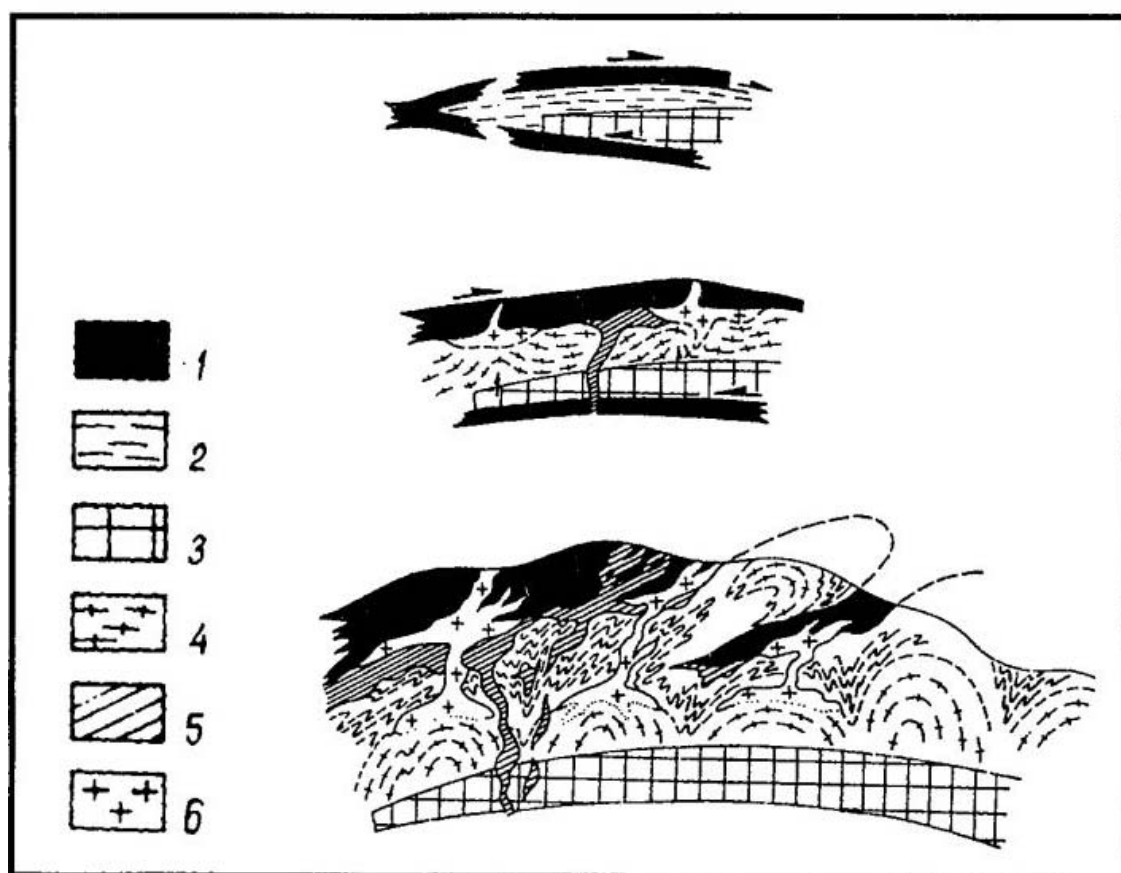


Рис. 42. Схема истории развития обдукционной зоны (на примере хребта Дариби)

1 – породы океанской коры, офиолиты, островодужные образования; 2 – толщи шельфа и склона микроконтинента; 3 – раннедокембрийский фундамент микроконтинента; 4 – гранито-гнейсы; 5 – ультрабазит-базитовые интрузивные образования; 6 – граниты

кие комплексы относились к архею и нижнему протерозою. Первые данные об ордовикском возрасте метаморфизма появились в Приольхонском регионе [Бибикова и др., 1990], мы выделили ордовикские зоны обдукции и регионального метаморфизма в Западной Монголии и Восточном Саяне на основании только косвенных геологических данных [Хаин, 1989; Khain, 1991]. Позднее удалось доказать их существование изотопно-геохронологическими данными в районах Тувы, Западной и Северной Монголии и Восточного Саяна [Хаин и др., 1995 а, б; Федоровский и др., 1995; Козаков и др., 2002]. В главе 4 рассматривается строение Дариб-Шишхид-Гарганской обдукционной зоны, из районов Восточного Саяна она протягивается на восток в районы Хамар-Дабана и Приольхонья и на северо-запад в районы северо-западной части Восточного Саяна или юго-западного обрамления Сибирского кратона (см. рис. 41). Возраст метаморфизма и гранитообразования определен во всех этих регионах в интервале времени 490–460 млн лет (см. рис. 41, табл. 2)

Появление в зонах обдукции офиолитов ультрабазит-базитовых интрузий и гранитоидов смешанного корово-мантийного типа связано, по всей видимости, с подъемом возбужденной мантии под этими зонами или с существованием “мантийных или астеносферных окон” [Хаин, 1989]. В настоящее время представление о мантийном астеносферном окне приобрело определенную популярность в нашей стране и за рубежом и привлекается для объяснения особенностей магматизма и металлогении активных окраин [Cole, Basu, 1995]. Однако сам по себе механизм появления астеносферного окна не объясняет существование линейных протяженных зон со специфическим магматизмом и метаморфизмом вдоль краев континентов, испытавших обдукцию офиолитов и интенсивные сдвиговые дислокации. Интересным и важным дополнением к этому представлению являются недавно опубликованные данные по Альпам, Северо-Американским Кордильерам (Аляске и Калифорнии) и Южным Андам [Haeussler, 1995; Davies, Blanckenburg, 1995; Хаин и др., 1996; McLaughlin et al., 1996; Forsythe, Nelson, 1985; Leventhal et al., 1995; Guivel et al., 1999], которые свидетельствуют о том что появлению астеносферных окон предшествует отрыв субдуцируемой плиты и миграция “мантийных окон”, а за ними магматических очагов по простиранию подвижного пояса, параллельно границам плит в процессе его развития. Эта миграция является следствием неравномерного мультиплексного развития процесса субдукции и сопровождающего ее отрыва погружающейся литосферной пластины. Большую роль при этом, вероятно, играли крупные продольные глубинные сдвиги, обычно возникающие на континентальных окраинах в случае косонаправленной по отношению к их простиранию субдукции, как это показывает пример Северо-Американских Кордильер и Южных Анд [McLaughlin et al., 1996].

Наиболее благоприятная обстановка складывается на континентальных окраинах в случае погружения под нее спредингового хребта, осевой рифт которого играет здесь роль ослабленной зоны, способствующей отрыву слэба и возникновению астеносферного окна. Хороший современный пример такой ситуации, дает погружение Западно-Чилийского хребта под Патагонскую окраину Южной Америки [Forsythe, Nelson, 1985], такая же ситуация наблюдается в южной части архипелага Папуа-Новая Гвинея на островах Д’Энтрекасто [Hill, Baldwin, 1993]. Этот процесс в этих регионах сопровождается обдукцией океанской коры, офиолитов на окраину континента. Следствием обдукции офиолитов может явиться утолщение коры сверху за счет аллохтонных пластин. Поднятие и растяжение, которые проявляются после обдукции офиолитов могут привести к выведению на дневную поверхность магматических и метаморфических образований, возникших на большой глубине (в нашем случае гранулитов и эклогитов). Их всплыванию или эксгумации

на дневную поверхность может содействовать увлечение материала аномально разогретой мантией, поднимающейся из астеносферного окна [Хаин, Хаин, 1997].

В позднем кембрии и раннем ордовике процессы косо́й субдукции под края континентов и микроконтинентов, коллизии и субдукции малых спрединговых хребтов, были, вероятно, чрезвычайно распространенным явлением. На рис. 42 показана коллизионно-обдукционная область, развивавшаяся, вероятно, по приведенному выше сценарию. В этой области неравномерно чередуются коллизионно-обдукционные области двух типов: области с субгоризонтальными изоградами метаморфизма, с арельным метаморфизмом и гранитоидным и габброидным магматизмом, где преобладали обдукционные процессы (например, Дариб-Шишхид-Гарганская зона) и линейные зоны, где основную роль играли крупные глубинные сдвиги и преобладало продольное движение плит при коллизии друг относительно друга. В качестве примера зон второго типа можно привести прекрасно изученный район Приольхонья (Федоровский, 1995, 1996, 1997; Розен, Федоровский, 2001). Вполне возможно так же, что современные крупные сдвиги субширотного и северо-западного простирания вдоль края Сибирской плиты наследуют ранее возникшие во время коллизии разломы, движения по ним могли многократно возобновляться (Приморский разлом, Главный Саянский разлом, разлом 1905 года).

Крупная перестройка в развитии *Казахстано-Таримской окраины* происходит в позднем кембрии – раннем ордовике, когда начинается обновление коры в пределах уже существующих бассейнов с океанской корой. В Киргиз-Терской и Восточно-Казахстанском бассейнах происходит раскол более древних, заложение новых островных дуг (Байдаулет-Акбастауская в Восточном Казахстане, Чолойская в Северном Тянь-Шане) и задуговых морей (Майкаин-Кызылтасское и Западно-Чингизское в Восточном Казахстане), в которых в результате нескольких фаз спрединга формируется новая океанская кора [Якубчук, 1990; Дегтярев, 1997].

Как для Центрального Казахстана, так и для Северного Тянь-Шаня устанавливается омоложение островодужных комплексов: в Центральном Казахстане с северо-востока на юго-запад, а в Киргиз-Терской зоне с юго-востока на северо-запад (современные координаты) [Дегтярев, 1998, 1999]. Это является косвенным признаком, указывающим на местоположение палеоокеанского бассейна, комплексы которого в современной структуре не сохранились.

В Туркестанском бассейне возобновляются процессы растяжения, и происходит обновление океанской коры [Курсников, Аристов, 1995]. Окраины этого бассейна (Таримско-Алайская и Ишим-Нарынская) продолжают оставаться пассивными, здесь происходит накопление терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенных толщ.

В пределах большинства микроконтинентов (Актау-Джунгарский, Кокчетавский, Малократау-Таласский, Таримский) формировались кремнисто-терригенные и кремнисто-карбонатные комплексы, согласно залегающие на кембрийских толщах.

На фоне раскрытия новых бассейнов с океанской корой в середине аренига на западе Казахстана и в Северном Тянь-Шане происходит отмирание вулканических дуг, закрытие бассейнов с океанской корой (Джалаир-Найманского и Киргиз-Терского), прекращение прогибания в рифтогенных структурах (Сарытумской и Чон-Кеминской) и коллизия обрамляющих эти структуры микроконтинентов. Коллизия сопровождается внедрением массивов гранитоидов с возрастом 485–500 млн лет, которые прорывают все более древние комплексы. В результате этих процессов на западе Казахстана и в Северном Тянь-Шане формируется протяженная коллизионная зона. В пределах этой зоны

арениг-среднеордовикские, преимущественно флишоидные, толщи залегают на кембрийских офиолитах и островодужных образованиях, а также на докембрийских комплексах с отчетливо выраженным несогласием [Чу-Илийский ..., 1980; Миколайчук и др., 1997].

Таким образом, в позднем кембрии – раннем ордовике продолжалось развитие активной Казахстано-Таримской окраины Палеоазиатского океана, где происходило как заложение новых островных дуг и бассейнов с океанской корой, так и отмирание более древних подобных структур и формирование коллизионных зон.

В это же время, в восточной Сибирско-Монгольской области продолжалось наращивание континентальных масс и формирование своеобразной континентальной окраины смешанного типа, которая имела как черты строения аккреционных окраин (накопление мощных терригенных толщ), так и активных окраин Андского и Кордильерского типа (мощный габброидный и гранитоидный магматизм).

5.2.2. Палеотектонические реконструкции

Схемы распространения комплексов Палеоазиатского океана, составленные в современных координатах, позволяют перейти к реконструкциям положения континентов, микроконтинентов и их окраин. Наиболее интересной являются реконструкции для интервала 1000–650 млн лет, который представляет важное значение для восстановления событий, соответствующих времени созидания и распада суперконтинента Родинии. Для периода в 1100 млн лет мы использовали реконструкции Ч. Ли, К. Пауэла, Р. Унруга и А. Вейла и существующие палеомагнитные данные, которые показывают относительную узость бассейна между континентами Сибирью и Лаврентией, в то время как большая часть Сибири окружена океанским пространством.

Наши реконструкции для неопротерозоя в 740 и 640 млн лет показывают, что в течение этого времени существовал крупный межконтинентальный Палеоазиатский океанский бассейн между континентами Балтика, Сибирь, Казахстан, Тарим и северный Китай, которые были отделены друг от друга в это время. Существование этого бассейна подтверждается Циркумсибирскими офиолитовыми и надсубдукционными поясами, возраст которых омолаживается (1000, 800, 650, 570, 530 млн лет) от Сибири к югу и западу (современные координаты).

Конец мезопротерозоя – начало неопротерозоя (до 1100 млн лет)

Для того, что бы проследить начальные этапы зарождения палеоокеана, нам необходимо обратиться ко времени существования еще единого суперконтинента Родиния в позднем мезопротерозое. Конфигурация Родинии на конец мезопротерозоя – начало неопротерозоя по [Weil et al., 1998] представляется нам наиболее удачной как с геологических позиций, так и палеомагнитных. Во-первых, она учитывает возможность расположения Сибирского кратона вблизи современных северных и северо-восточных границ Лаврентии, как это предполагалось в работах П.Ф. Хоффмана, К.С. Конди, О.М. Розена и С.М. Пелешаты [Condie, Rosen, 1994; Hoffman, 1991; Pelechaty, 1996]. Во-вторых, при таком расположении наблюдается хорошее согласие независимо полученных палеомагнитных данных по Канадскому и Сибирскому кратонам на конец мезопротерозоя.

Для определения широтного положения и ориентации Родинии мы использовали палеомагнитный полюс Лаврентии, определенный по перемагниченным Nipissing diabase в Гренвильскую эпоху [Hyodo et al., 1986] и которому приписывается возраст 975 млн лет [Weil et al., 1998]. Согласно этому полюсу Родиния целиком находилась в южном полушарии и была повернута к востоку своим канадско-гренландским кра-

ем. Область сочленения Лаврентии и Сибири в этой реконструкции располагалась примерно на $20-40^{\circ}$ ю.ш.

Согласно независимо полученным палеомагнитным данным по куманихинской серии с возрастом 980 млн лет [Павлов, 1994; Smethurst et al., 1998] Сибирский кратон располагался на $15-35^{\circ}$ ю.ш. и был обращен своим арктическим краем на запад, т. е. мог соприкоснуться с арктическим краем Канадского кратона (рис. 43). В такой конфигурации находит объяснение присутствие наиболее древних офиолитов с возрастом около 1000 млн лет у южной и юго-западной (в современных координатах) окраины Сибири.



Рис. 43. Положение основных континентальных блоков около 900 млн лет назад, по: [Weil et al., 1998] с изменениями

Середина неопротерозоя (750–670 млн лет)

Согласно многочисленным данным на рубеже 750 млн лет отмечается начало рифтинга в теле Родинии, приведшего впоследствии к ее полному распаду на несколько самостоятельных континентальных блоков. За основу реконструкции этого времени (рис. 44) нами взяты данные [Dalziel, 1992; Torsvik et al., 1996; Smethurst et al., 1998].

Положение Лаврентии и прилегающих к ней блоков определено согласно палеомагнитному полюсу с возрастом 755 млн лет [Park, Jefferson, 1991], который занимает тропические широты и ориентирован своей тихоокеанской окраиной на северо-запад, а арктической – на восток. Как мы видим, основное изменение произошло в широтном положении – перемещение более чем на 30° на север с небольшим разворотом по часовой стрелке.

Широтное положение двух блоков будущей Восточной Годваны (Австралии и Северного Китая) определено согласно средним палеомагнитным полюсам по [Piper, Zhang, 1997] даек Стьюарт (900–630 млн лет) и доледниковых синийских формаций (750–730 млн лет)

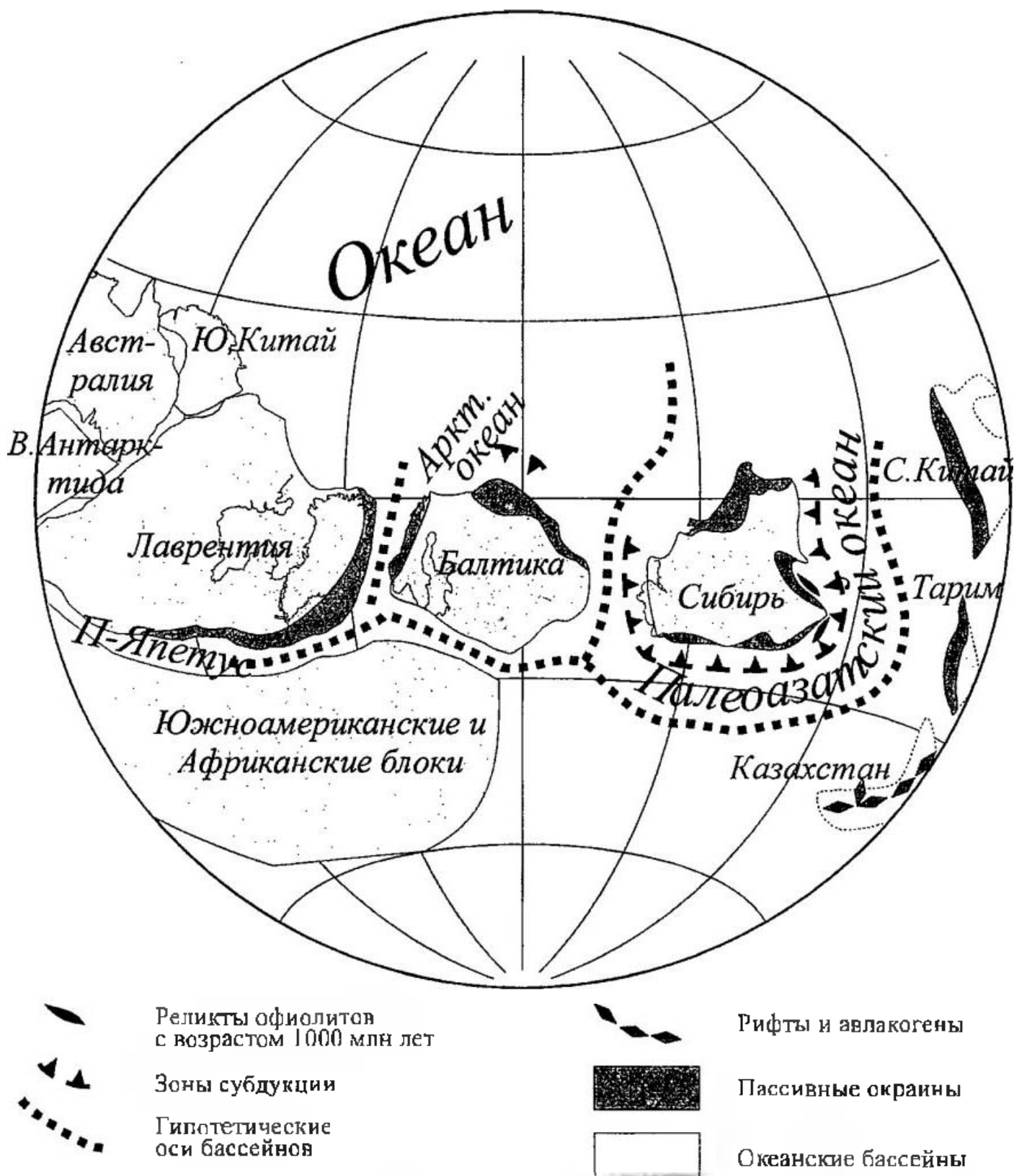


Рис. 44. Положение основных континентальных блоков, бассейнов и островных дуг Палеоазиатского океана 740 млн лет назад. Составили А.Н. Диденко, Е.В. Хаин

П-Япетус – прото-Япетус; Аркт. океан – Арктический океан.

соответственно. На нашей реконструкции эти блоки занимают положение в тропических широтах северного полушария. Примерно на 20–40 широтах северного полушария находился и Южный Китай согласно полюсу Nantuo formation с возрастом 730–670 млн лет [Piper, Zhang, 1997]. Вполне возможно, что блок Северного Китая мог находиться не у северо-восточного побережья (современные координаты) Австралии [Lawver, Scotese, 1987], а у северо-западного рядом с Южным Китаем. Тогда эти блоки могли служить восточным обрамлением зарождавшегося Палеоазиатского бассейна.

Положение Сибири показано в соответствии с палеомагнитным полюсом (730 млн лет) кандыкской свиты [Павлов, 1994; Smethurst et al., 1998]. Недавно появились новые данные о возрасте пород кандыкской свиты, которые значительно увеличили их возраст до 950–1000 млн лет (В.Е. Павлов, устное сообщение). Тем не менее, мы полагаем, что наиболее вероятно положение Сибири в тропических широтах. Об этом могут свидетельствовать несколько фактов. Во-первых, к этому времени вокруг Сибири уже существовал мощный пояс островных дуг, окружавший ее с трех сторон [Khain et al., 1997]. Этот пояс существенно снижал скорость миграции Сибири. Во-вторых, палеомагнитные данные по красноцветам устькирбинской (650 млн лет) и игниканской (840 млн лет) свит говорят об их положении близ экватора с повернутой на запад своей арктической окраиной [Smethurst et al., 1998]. Следовательно маловероятно, чтобы Сибирь могла испытать значительный дрейф в среднем неопротерозое.

Исходя из геологических данных, мы оторвали Сибирь от Лаврентии и Балтии и показали между ними рифтовую систему, следы деятельности которой можно найти на Таймыре и, вероятно, на Полярном Урале [Верниковский, 1996; Хаин и др., 1998]. Процесс рифтинга Родинии отмечается не только на ее восточной окраине, но и на западной между Лаврентией и блоками будущей восточной Гондваны [Weil et al., 1998]. Именно эти блоки будут являться восточным ограничением Палеоазиатского бассейна.

Поздний рифей – ранний венд (670–640 млн лет)

Остановимся на взаимном расположении в позднем рифее–раннем венде основных континентальных блоков и позиции островной дуги массива Енгане-Пэ [Хаин и др., 1998; Khain et al., в печати].

Экваториальное положение Сибири показано в соответствии с палеомагнитным полюсом (650 млн лет) красноцветов устькирбинской свиты [Павлов, 1994; Smethurst et al., 1998]. Вероятно, Сибирский континент после распада суперконтинента Родиния около 750–720 млн лет [Dalziel, 1991; Torsvik et al., 1996; Smethurst et al., 1998] находился длительное время в тропических широтах. Об этом могут свидетельствовать несколько фактов.

Во-первых, к этому времени вокруг Сибири уже существовали океанские спрединговые и надсубдукционные системы, реликты которых сохранились в виде офиолитов на таймырской, енисейской и саяно-монгольской окраинах Сибирского континента [Дергунов, 1989; Диденко и др., 1994; Хаин и др., 1999; Khain et al., 1997]. Таким образом, как Сибирская плита, так и микроконтиненты Монголии были почти полностью окружены субдукционными зонами. Этот пояс существенно снижал скорость миграции Сибири и “контролировал” направление миграции (восток-северо-восток). Сибирь своим байкальским краем “наезжала” на Монгольскую островную дугу, удаляясь от арктической окраины Лаврентии после откола от последней не позднее 740 млн лет. Именно такое направление движения, в сторону активной континентальной окраины с зоной субдукции, имеют современная Евразия и оба Американских континента.

Ширина меридионального бассейна между Сибирью и Лаврентией показана условно, он мог быть существенно шире. О широтном положении уральского края Восточно-Европейского континента и таймырской окраины Сибири в позднем рифее – раннем венде мы можем говорить более уверенно. Если первая находилась не севернее 35° ю.ш., то вторая – примерно на 10° того же южного полушария. Следовательно, между этими двумя континентами существовал бассейн не менее 20° (рис. 45).

ПАЛЕОПАЦИФИКА



Рис. 45. Положение основных континентальных блоков, бассейнов и островных дуг 640 млн лет назад. Составил А.Н.Диденко.

ПУр – Полярноуральская островная дуга; Т-Е-М – Таймыро-Енисейско-Монгольская островная дуга; Рк – плато Роккол.

В конце позднего рифея Северо-Американский (Лаврентия) и Восточно-Европейский (Балтика) континенты находились недалеко друг от друга, соприкасаясь гренландской и скандинавской окраинами на 30° ю.ш., западнее этих двух континентов располагались гондванские континентальные блоки [Dalziel, 1997]. Между последними и лавразийскими блоками уже могла существовать Росс-Деламерийская островная дуга и рифтогенная структура, являющаяся заливом Протопацифики и “продвигающаяся” с севера на юг. Самые южные блоки (Западная Африка, Амазония, Балтика) этого суперконтинента Панотия

[Dalziel, 1997] были спаяны и образовывали протяженную активную континентальную окраину андийского типа от 30–35° ю ш. до южного полюса, названную Кадомской островной дугой (см. рис. 45). Ее положение согласуется как с геологическими данными, говорящими о сходстве доуралид Урала с кадомидами Западной Гондваны [Пучков, 1993, 1997, 2000; Моссаковский и др., 1996], так и новыми палеомагнитными данными, полученными на Полярном Урале [Диденко и др., 2000].

Раскол Лаврентии и Балтики начался с внедрением егерсугдского (Egersund) дайкового комплекса на рубеже 650–630 млн лет [Torsvik et al., 1996] и образования рифтовой структуры Протояпетуса, которая, вероятно, являлась продолжением Росс-Деламерийской (см. рис. 45). В дальнейшем Лаврентия оставалась в экваториальных-тропических широтах, а Балтика дрейфовала на юг в высокие широты южного полушария. Для раннего венда Балтики характерны тиллиты, указывающие на покровное оледенение [Зоненшайн и др., 1990], т. е. и палеоклиматические данные говорят, что она была, скорее всего, в высоких широтах.

Выводы:

Приведенные тектонические реконструкции Сибири и окружающих ее континентальных блоков подтверждают длительную историю существования океанского бассейна – Палеоазиатского океана.

Асимметричное строение континентальных окраин, проявлявшееся в течение огромного временного интервала, неоднократное возникновение и отмирание систем вулканических дуг и окраинных бассейнов, их аккреция к континентальным блокам, многократная смена активного и пассивного режима на окраинах позволяет предположить, что рассматриваемый палеоокеан по своим размерам и сложности строения не уступал Индийскому и даже Тихому океанам.

В интервале 1000–510 млн лет Палеоазиатский океан по строению был близок к Индийскому океану с его пассивной Африканской окраиной и сложно построенной Австралийско-Индонезийской окраиной. С интервала 510 млн лет он по строению был близок к Тихому океану с системой вулканических дуг и краевых морей на западе и Андско-Кордильерской окраиной на востоке.

Таким образом, установление возраста Циркумсибирских офиолитов имеет большое значение для уточнения времени распада суперконтинента Родинии, это событие должно было произойти значительно раньше рубежа в 1100 млн лет. Устанавливаются основные рубежи возникновения вулканических дуг и окраинных бассейнов: 1100–1000, 830, 740–700, 670–640, 570, 540, 500 млн лет, а также рубежи проявления аккреционных и коллизионных событий 800, 570, 490–460; все эти события происходили на фоне существования крупного океанского бассейна. Байкальские события в эволюции Палеоазиатского океана выразились в усложнении структуры его окраин, что могло быть связано с изменением режима кинематики плит.

В геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса, включающего реликты структур Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993], остается ряд нерешенных вопросов. В первую очередь, наиболее спорным остается вопрос о времени зарождения этого бассейна. Так, многие исследователи считают, что еще в 700–600 млн лет назад существовал суперконтинент Родиния, однако данные приведенные в монографии и, в частности, данные о возрасте офиолитов Восточного Саяна говорят о том, что 1 млрд лет назад уже существовал крупный межконтинентальный бассейн – Палеоазиатский океан, и в нем зародились первые вулканические дуги. В связи с этим, возраст, история перемещения и становления в современной структуре тектонических покровов Восточного Саяна, имеют важное значение для расшифровки основных стадий эволюции восточного сегмента Урало-Монгольского пояса. Восточный Саян занимает ключевое положение в этом поясе, он находится на стыке Алтае-Саянской и Байкальской горных областей и граничит с юга с районами северо-западной Монголии.

Приведенные в работе данные говорят о сложной истории перемещения офиолитов и связанных с ними в единой структуре комплексов Восточного Саяна. Где-то в конце мезопротерозоя, около 1000 млн лет назад заложились зона субдукции и новая вулканическая дуга возникла на ранее существовавшей океанской коре (вероятно, Палеоазиатского океана).

Около 800 млн лет назад в краевой части бассейна и на шельфах Хамардабан-Гарганского микроконтинента накапливались осадочные толщи которые сохранились в современной структуре Восточного Саяна в виде Ильчирского покрова и параавтохтона. Фундамент и чехол микроконтинента были интродуцированы в это же время тоналитами Сумсунурского комплекса (Кузьмичев и др., 1999), что свидетельствует о том, что в это время заложились зона субдукции, наклоненная под микроконтинент. Эти события дали начало образованию аккреционной призмы. В начале позднего рифея деформированные комплексы Дунжугурской вулканической дуги были аккретированы в эту призму.

В следующую стадию развития (вторая половина позднего рифея), образовалась Сархойская энсиматическая вулканическая дуга и связанные с ней бассейны. В конце неопротерозоя началось накопление карбонатных осадков Боксонской серии на шельфе микроконтинента. Офиолиты и связанные с ними комплексы были погребены под шельфовыми отложениями. В ордовикское время произошла крупная структурная перестройка,

офиолиты были обдуцированы на край Хамардабанского микроконтинента. Вслед за этим событием произошли ремобилизация края микроконтинента, рост гранито-гнейсовых куполов, внедрение мантийных интрузий.

Таким образом, офиолиты Восточного Саяна испытали сложную историю, включающую пять основных эпизодов: (1) образование примитивной вулканической дуги в древнем бассейне, (2) срыв дуги со своего основания и движение к краю микроконтинента, (3) аккрецию офиолитов, (4) захоронение офиолитов под шельфовыми образованиями, (5) обдукцию офиолитов на край микроконтинента. Обдукция офиолитов, возможно, была связана с коллизией срединного хребта, отрывом слэба и образованием мантийного окна. После обдукции офиолитов арена была охвачена метаморфизмом и гранитным магматизмом как результат этих процессов. Произошел также общий подъем территории и офиолиты были выведены на дневную поверхность.

Для нас также важно рассмотреть роль офиолитов Восточного Саяна в региональной структуре Урало-Монгольского складчатого пояса и в тектонической истории его развития. Появляется все больше данных, что Сибирский кратон со своим архейским и палеопротерозойским фундаментом был окружен с севера, запада, юго-запада и юго-востока неопротерозойским поясом офиолитов и надсубдукционных комплексов, простирающихся от Таймыра через Енисейский кряж и Восточный Саян в структуры Байкало-Муйского складчатого пояса. Существование этого Циркумсибирского пояса показывает, что древнее ядро Сибирского континента было изолировано в неопротерозойское время и окружено Палеоазиатским океаном. Выходы пород Циркумсибирского пояса образуют отдельные сегменты, разделенные областями закрытыми молодыми осадками. Восточно-Саянский офиолитовый пояс относится к южным сегментам этого пояса. Вполне возможно, что Саянский офиолитовый пояс протягивается на восток и через Ольхонский регион может соединяться со структурами Байкало-Муйского пояса. В этом регионе развиты неопротерозойские комплексы активных и пассивных окраин Палеоазиатского океана (см. главу 5).

В течение неопротерозоя пассивные окраины Сибирского кратона были трансформированы в разных местах, в разное время в активные окраины с формированием вулканических дуг и окраинных бассейнов. Полные разрезы офиолитов наблюдаются только в Восточном Саяне, в других районах наблюдаются только фрагменты офиолитов.

Данные, приведенные выше, приводят нас к заключению, что окраины Сибирского континента и Палеоазиатского океана образовались не позднее начала неопротерозоя, или несколько раньше, в конце мезопротерозоя, около 1100 млн лет назад. Данные полученные в Тимано-Печорском регионе, Полярном Урале и Центральном Казахстане, на противоположной, западной (в современных координатах) стороне Палеоазиатского океана подтверждают наши построения. В интервале времени 1000–570 млн лет один или несколько крупных бассейнов существовали между Восточно-Европейским, Сибирским континентами и микроконтинентами Казахстана, Тарима и Северного Китая. Все эти блоки были изолированы океанскими пространствами и, следовательно, невозможно реконструировать единый суперконтинент Родинию в этом интервале времени.

- Амелия Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства. Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652-654.
- Арсентьев В.П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна // Труды Бурят. компл. НИИ СО АН СССР. 1960. Вып. 2. Сер. геол.-геогр. С. 39-50.
- Арсентьев В.П., Волколаков Ф.К. Протерозойские образования Восточного Саяна // Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 69-88.
- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 132 с.
- Беличенко В.Г. Ранние или "полные" каледониды Саяно-Байкальской горной области? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68-75.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20-28.
- Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1988. 161 с.
- Беличенко В.Г., Складчиков Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 29-40.
- Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н., Кудрявцев Г.А., Моссаковский А.А., Пожариский И.Ф., Херасков Н.Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 24. Вып. 6. С. 3-22.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.
- Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И. и др. Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. Л.: Наука, 1987. С. 154-164.
- Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U–Pb, Sm–Nd и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.

- Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Иркутск, 1988. 23 с.
- Брежнев В. Д. Докембрийские комплексы и некоторые черты геодинамики Восточного Тянь-Шаня и Северного Тарима (КНР) // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 2. С. 3-16.
- Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97-110.
- Бурашников В.В., Руженцев С.В. Шаргынгольский верхнерифейско-вендский рифтогенный комплекс (хребет Хасагтын-Нуру, Западная Монголия) // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 1. С. 54-57.
- Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов). Автореф. дисс. д-ра г.-м. наук. Новосибирск: Институт геологии СО РАН, 1998. 44 с.
- Бутов Ю.П. Проблема байкалид юго-восточной части Восточного Саяна // Геотектоника. 1979. № 3. С. 42-48.
- Бутов Ю.П. Находки палеозойской фауны в окинской свите (Восточный Саян) // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 167-170.
- Бутов Ю.П. Некоторые проблемы докембрийской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 2. Новые данные о возрасте докембрийских толщ // Бюлл. МОИП. 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 91-104.
- Бутов Ю.П., Далматов Б.А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 128-132.
- Бутов Ю.П., Кокунин В.В. Новые данные о фосфоритности позднего докембрия – кембрия Восточного Саяна // Советская геология. 1980. № 2. С. 53-59.
- Бутов Ю.П., Морозова И.П. Находки палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян) // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 153-156.
- Бутов Ю.П., Занвилевич А.Н., Лигвиновский Б.А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. // Геотектоника. 1974. № 2. С. 60-71.
- Бутов Ю.П., Далматов Б.А., Воронцова Г.А. К стратиграфии верхнего докембрия – кембрия Восточного Саяна // Советская геология. 1979. № 6. С. 44-56.
- Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д. 718 млн лет – Rb–Sr-эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // ДАН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 150-154.
- Бямба Ж. Венд и нижний кембрий Северной Монголии // Советская геология. 1970. № 8. С. 86-95.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 27-32.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
- Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Проскурнин В.Ф. и др. О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U–Pb датирования цирконов // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 706-708.
- Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З. Докембрийские граниты Фадесвского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U–Pb, Sm–Nd) данные // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 653-657.

- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Новые U–Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского края // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255-259.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др. Порожинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском крае // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 6. С. 806-810.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. Неопротерозойский возраст древнейших пород Томского выступа (Горная Шория) по данным U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Ar–Ar методов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28-42.
- Волков Л.С., Далматов Б.А., Язмир М.М. Новые данные к стратиграфии хужиртайской свиты в Восточном Саяне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. 1966. Вып. 10. С. 251-254.
- Волколаков Ф.К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна // Труды Бурят компл. НИИ СО АН СССР. 1960. Вып. 2. Сер. геол.-геогр. С. 19-38.
- Гатинская Е.Ю. Нижнепалеозойский неавтохтон юго-востока Восточного Саяна (Оспинско-Китайские гольцы) // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 6. С. 788-792.
- Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. 239 с.
- Геология и металлогения Каратау. Т.1. Алма-Ата: Наука, 1986. 246 с.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1988. 192 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1989. 127 с.
- Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан: Геологическое описание. Кн. 1. М., 1972, 532 с.
- Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964, 630 с.
- Георгиевский А.Ф. Некоторые особенности распределения микроэлементов в фосфоритоносных отложениях Харанурского месторождения (Юго-Восточный Саян, северная часть Хубсугульского бассейна) // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 38-48.
- Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. Т. 38. № 11. С. 26-34.
- Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Позднерифейский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179-1185.
- Гладкочуб Д.П. Рифей-нижнепалеозойский вулканизм юго-восточного Саяна. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Иркутск, 1996. 22 с.
- Гладкочуб Д.П., Склярёв Е.В. Силловые комплексы юго-восточной части Восточного Саяна // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 520-525.
- Глоба В.А. Основные черты геологии и золотоносность одного из районов Восточного Саяна // Тр. Восточно-Сибирского геологического института. 1963. Вып. 13. С. 101-129.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
- Давыдов Д.В. Покровная структура восточного обрамления Гарганской глыбы (Восточный Саян, Оспинско-Китайские гольцы) // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия. Сборник докладов молодых ученых. М.: Академия наук СССР, Геологический институт, 1990. С. 42-47.

- Дегтярев К.Е. Основные закономерности тектонической эволюции раннепалеозойских окраинных бассейнов Центрального Казахстана // Тектоника Азии. Материалы XXX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 74-77.
- Дегтярев К.Е. Проблемы реконструкции раннепалеозойских островодужных систем Центральной Азии // Палеогеография позднего докембрия – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, 1998. С. 177-184.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Геотектоника. 1982. № 6. С. 97-111.
- Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса. Автореф. дисс. д-ра г.-м. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
- Диденко А.Н., Руженцев С.В., Аристов В.А., Хаин Е.В., Диденко Е.Ю. Палеомагнетизм докембрийского вулканогенно-осадочного комплекса р. Манюка-Яха // Материалы второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. 4. С. 46-49.
- Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39-50
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1985. С. 181-193
- Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Скляр Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 3-11.
- Додин А.Л., Журавлева И.Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 1963. № 6. С. 20-29.
- Додин А.Л., Гурьянова В.И., Маньковский В.К. Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Восточного Саяна // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 179. М., Недра, 1971. 196 с.
- Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Байкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000. Т. 374. № 1. С. 79-83.
- Душин В.А. Высокомагнезиальные андезиты и бониниты из инициальных рифейд Полярного Урала // ДАН СССР. 1989. Т. 306. № 3. С. 693-696.
- Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Жабин В.В., Степанова М.В. Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения // Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 120-126.
- Зайцев Н.С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 173-185
- Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 252 с.

- Зоненшайн Л.П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей) // Геотектоника. 1967. № 6. С. 49-69.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19-42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1988. 327 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртоого О., Арвисбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 94-110.
- Изох А.Э. Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). Автореф. дисс. д-ра г.-м. наук. Новосибирск, 1999. 35 с.
- Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88-92.
- Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М., 1971. С. 67-73.
- Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии и кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Ильин А.В. О малой вероятности покровного строения Восточного Саяна // Геотектоника. 1986. № 3. С. 100-102.
- Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточном Саяне // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 267-281.
- Ильина Н.С. К вопросу о геотектонике Восточных Саян // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. XX, № 3-4. С. 50-55.
- Ильина Н.С. Тектоника Боксон-Сархойского синклиория в Восточном Саяне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. 1966. Вып. 10. С. 76-90.
- Катюха Ю.П., Рогачев А.М. О возрасте магнатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 68-78.
- Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. РАН. 1991. Т. 316. № 3. С. 718-721.
- Коваленко В.П., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 3-9.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С., Стош С., Ягутц Э., Кориковский С.П. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны Монголии // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453-495.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 227-235.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 514-517.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в микроконтинентах Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999 а. С. 49-51.

- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999 б. Т. 7. № 2. С. 174-190.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Этапы геологического развития Тувино-Монгольского массива по геохронологическим данным: U–Pb метод по цирконам // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999 в. С. 47-48.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U–Pb и Sm–Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов (в печати).
- Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляр Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 152-168.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М: Наука, 1999. 163 с.
- Котов А.Б., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Сальникова Е.Б., Кирнозова Т.И., Ковач В.П. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 622-631.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380-393.
- Кудрявцев Г.А. О тектонической периодизации конца докембрия – начала палеозоя // Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973. С. 47-49.
- Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. и др. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. № 1. С. 3-18.
- Кузьмичев А.Б. О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна // Литология и полезные ископаемые. 1990 а. № 1. С. 132-135.
- Кузьмичев А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, 1990 б. С. 104-123.
- Кузьмичев А.Б. Аналогии венд-кембрийской боксонской серии в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива // Известия вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 11-29.

- Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китайских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Известия вузов. Геология и разведка. 1996. № 3. С. 11-25.
- Кузьмичев А.Б. Строение верхнерифейской окинской серии на правом берегу р. Тустук (Восточный Саян) // Известия вузов. Геол. и разведка. 1997. № 3. С. 21-36.
- Кузьмичев А.Б. Два этапа байкальского орогенеза в позднерифейской истории складчатого обрамления Сибирского кратона (на примере Тувино-Монгольского массива) // Исследования литосферы (материалы юбилейной научной конференции Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН). М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1999. С. 26-27.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2000. № 6. С. 76-92.
- Кузьмичев А.Б., Буякайте М.И. Rb-Sr данные о возрасте вулканитов Шишихидского офиолитового пояса (Западное Прихубсугулье) // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 3. С. 340-344.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd методом // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 6. С. 796-800.
- Кузьмичев А.Б., Бибилова Е.В., Журавлев Д.З. Сумсунурский тоналитовый комплекс в Тувино-Монгольском террейне: верхнерифейский (0,8 млрд лет) магматизм континентальной дуги // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 62-65.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379-1383.
- Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22-31.
- Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия и корреляция карбонатных толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Иркутск, 1998. 17 с.
- Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геохимические особенности карбонатонакопления чехла Гарганской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1614-1619.
- Лурье М.Л., Обручев С.В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 89-106.
- Ляшенко О.В. Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса // Геотектоника. 1979. № 4. С. 33-44.
- Ляшенко О.В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область). Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М., 1988. 24 с.
- Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486-490.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А. Подтверждение палеогеодинамических реконструкций в Приольхонье данными Rb-Sr геохронологии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 70-72.

- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16-34.
- Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1962. № 6. С. 47-66.
- Митрофанов Ф.П., Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Сумин Л.В., Шулешко И.К. Архейский изотопный возраст тоналитовых (“серых”) гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // ДАН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 670-674.
- Молчанов И.А. Очерки по геологии Сибири. Восточный Саян. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 81 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индоатлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799-802.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А. и др. О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) по данным цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 206-222.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 6. С. 34-49.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 726-729.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Овчинникова Г.В., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М., Скопинцев В.Г. Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 3. С. 237-249.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Гусева В.Ф., Яковлева С.З. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства) // Докл. РАН. 1996. Т. 343. № 5. С. 673-676.
- Обручев С.В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1942. № 5-6. С. 13-24.
- Обручев С.В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны // ДАН СССР. Нов. сер. 1949. Т. LXVIII. С. 905-908.
- Обручев С.В., Никитина Л.П., Митрофанов Ф.П., Бузиков И.П. Основные черты докембрийской и нижнепалеозойской истории развития главнейших структурных элементов юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 73-80.
- Одияцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири // Изв. Вост. филиалов АН СССР. 1957. № 2. С. 29-42.
- Осокин П.В. Центрально-Азиатская фосфоритоносная провинция (стратиграфия и фосфоритоносность). Дисс. д-ра г.-м. наук. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 1999. 121 с.

- Осокин П.В., Воюш Н.З., Очиров Ю.Г. Хромитсодержащие песчаники Уха-Гольского месторождения фосфоритов в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 41-47.
- Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533-537.
- Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1948. Вып. 99. Геол. сер. № 31. 174 с.
- Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 3-12.
- Песков А.И. Островодужные и океанические комплексы Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: МГРИ, 1990. 24 с.
- Петрова А.Ю. Rb–Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилене. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Москва, 2001. 26 с.
- Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. Т. 35. № 3. С. 343-347.
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23-41.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18-33.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала: современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42-61.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб: Наука, 1993. 266 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука, 1993. 288 с.
- Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Васильев Е.П., Яковлева С.З., Ковач В.П., Федосеенко А.М. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 74-86.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Рошектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего кембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 19-43
- Рыцк Е. Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма, 1999а, т. 2. М.: ГЕОС. С. 93-95.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. О возрасте нюрнбургской толщи (Кичерская зона, Байкало-Муйский складчатый пояс): новые U–Pb и Sm–Nd данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999б. С. 130-132.
- Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Верхняя возрастная граница окинской серии (Восточный Саян) // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 84-87.

- Рыцк Е. Ю., Амелия Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.
- Рязанцев А.В., Герман Л.Л., Дегтярев К.Е., Котляр А.Л., Федоров Е.В. Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Ерементау (Центральный Казахстан) // ДАН СССР, 1987. Т. 296. № 2. С. 320-324.
- Сагандыков К.С., Судоргин А.А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 216 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР, 1967. № 4. С. 87-102.
- Склярв Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3-14.
- Склярв Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 69-78.
- Советов Ю.К., Благовидов В.В. и др. Эволюция рифейской пассивной окраины Сибирского континента (Патомское нагорье) // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Азии. Екатеринбург, 1995. С. 115-116.
- Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Терлсев А.А., Задорожный В.М. Находка палеозойских фораминифер в "докембрии" Восточного Саяна (р. Сархой) // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 373-374.
- Терлеев А.А., Постников А.А., Гибшер А.С. Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия – кембрия Восточного Саяна (рр. Сархой, Ухагол) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск, 1995. С. 80-81.
- Терлеев А.А., Постников А.А., Карлова Г.А., Наговицын К.Е., Сушакова А.В. Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.1. Томск, 1998. С. 312-314.
- Терлеев А.А., Постников А.А., Хромых В.Г. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии дибинской свиты в стратотипической местности (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 127-130.
- Томуртоого О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии. Автореф. дисс. д-ра г.-м. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
- Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика (в печати).
- Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области: (Геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с. (Труды ГИН; Вып. 400).
- Федоровский В.С. Купольный тектоногенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56-71.

- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3-22
- Федотова А.А., Хаин Е.В. История формирования покровной структуры юго-восточной части Восточного Саяна // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск, 1995. С. 103-104.
- Федотова А.А., Хаин Е.В. Покровное залегание Сархойского вулканогенного комплекса в структуре Восточного Саяна // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 4. С. 514-519.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
- Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 15-29.
- Флоренсов Н.А. К вопросу о тектонике центральной части Восточных Саян // Тр. Иркутск. ун-та. 1941. Т. II. Вып. 1. С. 10-28.
- Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского Кряжа // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 44-54.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Хаин В.Е. Палеозойский этап развития земной коры // Известия вузов. Геология и разведка. 1989. № 9. С. 3-15.
- Хаин В.Е. Циклы Вилсона и циклы Бертрана // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 3. С. 557-559.
- Хаин В.Е. Многоуровневая мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещания. т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 253-255.
- Хаин В.Е., Божко А.Н. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С. Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 25-32.
- Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геол. 1993. № 4. С. 22-29.
- Хаин В.Е., Хаин Е.В. О некоторых явлениях, сопутствующих развитию континентальных окраин андско-кордильерского типа на примере юго-западной и южной окраины Сибирской платформы // Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 232-234.
- Хаин Е.В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 38-51.
- Хаин Е.В., Федотова А.А. Олистостромовые комплексы, связанные с формированием Боксонского покрова (бассейн р. Сархой, Восточный Саян) // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 390-394
- Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох. А.Э. Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791-796.
- Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 776-780.

- Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонская обдукционная зона Западной и Северной Монголии и Восточного Саяна // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск, 1995. С. 107-108.
- Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика, общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 244-246.
- Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 175-181.
- Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18-36.
- Хераскова Т.Н., Томуртогоо О., Хаин Е.В. Офиолиты и верхнедокембрийские-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 25-31.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Северо-Восточной Гондваны // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 5. С. 661-664.
- Хоментовский В.В. Байкальский комплекс и байкалиды // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 33-40.
- Хоментовский В.В. О вымыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 6-12
- Хоментовский В.В., Ендонжамц Ж. Некоторые аспекты стратиграфии древних толщ водораздела рек Тэнгесин-Шаргын (МНР) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 93-107.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю. К проблеме байкальской складчатости // Геология и геофизика. 1976. № 4. С. 18-29.
- Хоментовский В.В., Пак К.Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1985. С. 76-106.
- Чу-Илийский рудный пояс. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1980. 450 с.
- Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677-680.
- Шенгер А.М. Дж., Натальин Б.Б., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41-58.
- Шмотов А.П., Рошектаев П.А., Гелетий Н.К. О взаимоотношении докембрийских пород в Восточном Саяне (Гарганская глыба) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 5. С. 87-94.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойд Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 55-68.

- Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // *Chemical Geology*. 1996. V. 129. P. 39-69.
- Amelin, Yu.V., Ritsk, E. Yu., Neymark, L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd–Pb–Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal–Muya ophiolite belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 299-316.
- Cole R.B., Basu A.R. Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California // *GSA Bulletin*. 1995. V. 107. No 2. P. 167-179.
- Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revised // *Geology*. 1994. V. 22. P. 168-170.
- Costa S., Rey P. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex // *Geology*. 1995. V. 23. No 10. P. 905-908.
- Dalziel, I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. V. 19. P. 598-601.
- Dalziel I.W.D. Neoproterozoic – Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculations // *GSA Bulletin*. 1997. V. 109. No 1. P. 16-42.
- Davies J.H., Blanckenburg F.H. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85-102.
- Didenko, A.N., Kazansky, A.Yu., Khain, E.V. Vendian Paleasian ocean: new paleomagnetic results from Daribi and Khantaishiri ophiolites // *Gondwana Research*. 2001. V. 4. P. 606-607.
- Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N. Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia, and their metallogeny // *Precambrian Research*. 1992. V. 58. P. 427-446.
- Gibsher A.S., Izokh A.E., Khain E.V. Pre-Middle Ordovician structure of Tuva-Mongolian segment of Central Asian fold belt. Report № 2. IGCP Project 283. Beijing, 1991. P. 25-28.
- Gibsher A.S., Izokh A.E., Khain E.V. Geodynamic evolution of the northern segment of the Paleasian Ocean in the Late Riphean – Early Paleozoic. Report № 4. IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993. P. 97-99.
- Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J. et al. New geochemical constrains for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and site 862, LEG ODP 141 on the Taitao Ridge) // *Tectonophysics*. 1999. V. 311. P. 83-111.
- Haeussler J.P. A link between ridge subduction and gold mineralisation in Southern Alaska // *Geology*. 1995. V. 23. P. 995-998.
- Hill E.G., Baldwin S.L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks during crustal extension in the D'Entrecasteaux region, Papua New Guinea // *J. Metamorph. Geol.* 1993. V.11. P. 261-277.
- Hoffman P.F. Did the break-out of Laurentia turn Gondwana inside-out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409-1412.
- Hyodo H, Dunlop D.J., McWilliams M.O. Timing and extent of Grenvillian magnetic overprinting near Temagami, Ontario // *The Grenville Province* (Moore J.M., Davidson A., Baer A.J. – eds). *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1986. V. 31. P. 119-126.
- Khain E.V. Late Precambrian and Early Paleozoic history of the formation of nappe structure in the Eastern Sayan. Report № 2. IGCP Project 283. Beijing, 1991. P. 45-47.

- Khain, E.V., Gibsher, A.S., Didenko, A.N., Vernikovskiy, V.A., Degtyarev, K.E., Fedotova, A.A. The Neoproterozoic Palaeo-Asian ocean: age of inception and the Baikalian events // J. Conference Abstr. 4. 1999. No. 1. Terra Abstracts 11. P. 108.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I. R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V.199. P. 311-325.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research (in press)
- Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ophioliti. 1997. V. 22. N. 2. P. 195-200.
- Khomentovskiy V.V., Gibsher A.S. The Neoproterozoic–Lower Cambrian in northern Gobi-Altay, western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // Geological Magazine. 1996. V. 133. № 4. P. 371-390.
- Kuzmichev A. Ordovician granite generation and folding in the Tuva-Mongolia terrane as the second cratonization of baikalides // J. Conference Abstr. EUG-10. 1999. V. 4. No. 1. March 1999. Terra Abstracts 11. P. 108-109.
- Kuzmichev A.B., Zhuravlev D.Z. The East Sayaniy Oka formation – the Upper Riphean assemblage // Geodynamics and Earth Evolution. Novosibirsk: SB RAS SIC UIGGM, 1996. C. 83.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolian massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 109-126.
- Lawver A.L., Scotese C.R. A revised reconstruction of Gondwanaland // Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics. (G.C.D. McKenzie – ed.). Am. Geophys. Union. Monogr. 1987. V. 40. P. 17-23.
- Leventhal J.A., Reid M.R., Montana A., Holden, P. Mesozoic invasion of crust by MORB-source asthenospheric magmas, U.S. Cordilleran interior // Geology. 1995. V. 23. No 5. P. 399-402.
- McLaughlin R.J., Sliter W.V., Sorg D.H. Large scale right slip displacement on the East San-Francisco Bay region fault system, California: implications for location of late Miocene to Pliocene Pacific plate boundary // Tectonics. V. 15. No 1. P. 1-18.
- Mullins H.T., Neumann A.C., Wilber R.J., Boardman M.R. Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones // J. Sed. Petrology. 1980. V. 50. No. 1. P. 0117-0131.
- Park J.K., Jefferson C.W. Magnetic and tectonic history of the Late Proterozoic Upper Little Dal and Coates lake groups of the northwestern Canada // Precambrian Research. 1991. V. 52. P. 1-35.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290-300.
- Pease V., Vernikovskiy V. The tectonic-magmatic evolution of the Taimyr Peninsula: further constraints from new ion-microprobe data // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 1-3.
- Pelechaty S.M. Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and early Cambrian rifting // Geology. 1996. V. 24. P. 719-722.

- Pfänder J.A., Jochum K.-P., Kozakov I., Kroner, A., Oidup C., Todt W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, south central Asia // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper*. 1998. V. 26. P. 42.
- Pfänder J.A., Jochum K.-P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* (in press).
- Piper J.D.A., Zhang Q.R. Paleomagnetism of Neoproterozoic glacial rocks of the Huabei Shield: North China block in Gondwana // *Tectonophysics*. 1997. V. 283. P. 145-171.
- Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, eastern Siberia // *Gondwana Research*. 1998. V. 1. № 2. P. 195-205.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kroener A., Zagomaya N.Yu. Latest Neoproterozoic to Early Paleozoic crustal accretion in Southern Siberia: a reinterpretation of the Tuvino-Mongolian massif // *J. Conference Abstr. EUG-10*. V. 4. No. 1. March 1999. Terra Abstracts 11. P. 109.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kroner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P. 143-164.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc? // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P. 255-275.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Paleozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.* 1998. V. 43. P. 1-24.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229-258.
- Weil A., Van der Voo R., McNicoll C., Meert J. The Proterozoic supercontinent Rodinia: palaeomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 154. P. 13-24.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical Geology*. 1977. V. 20. P. 325-343.
- Windley B.F. *The evolving continents*. Chichester – New York – Brisbane- Toronto – Singapore: Wiley, 1997. 526 p.
-