

STRUCTURE OF SUPER QUARTZITE AT THE BURAL-SARDYK DEPOSIT, EAST SAYAN MOUNTAINS**A.M. Mazukabzov^{1,3}, A.M. Fedorov^{2,3}, A.I. Nepomnyashchikh^{2,3}**¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia² A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia³ Irkutsk Science Center, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

ABSTRACT. The article presents the results of geological and structural studies of the northwestern part of the Gargan quartziferous province, wherein the Bural-Sardyk deposit is located. The early views on this deposit of high-quality siliceous raw materials have been amended using the new data. This deposit is associated with quartzites of the Meso-Proterozoic Irkut formation and discordantly overlaps the Gargan block. According to the detailed study results on the cover of the Oka-Urik interfluvial area, its structure is predetermined by physical and mechanical properties of the rocks, and the degree of rock dislocation depends on the rock viscosity. Most of its section is composed of viscous quartzites that create the structural framework of the study area. Such viscous rocks are not prone to folding. An alternative is detachment taking place concordantly to layering. The only interlayer is composed of limestones that underwent intense plastic deformation reflected in multi-folding. Actually, limestones mark a zone of plastic detachment. The authors propose an interpretation of the formation of the deposit structure. The main deformation event was preceded by the sediment transformation stage in conditions of diagenesis and catagenesis due to the influence of a lithostatic load. Primary recrystallization under lithogenesis led to the formation of high-purity silicon rocks. At the next stage, the rocks were subjected to longitudinal compression in the PT conditions of green-shale metamorphism. This stage is mainly evidenced by sublayer detachments. In parallel with that process, quartzites experienced super-plastic flow and recrystallization, which led to the formation of super-quartzites. The bodies of super-quartzites tend to be layered and less discordant. Such a structural position suggests the possibility of detecting latent manifestations of super-quartzites at different levels in the quartzites of the Irkut formation. Tectonic detachments are observed in the sedimentary cover and do not reach the foundation. Based on these features, there are reasons to use the thin-skinned tectonic model. Rock deformation occurred under stress oriented from the northwest to the southeast. This is indicated by the position of the axial surfaces of the folds, as well as the orientations of the maximum compression axis and the crystallographic axes of quartz. Macro- and microstructural data indicate that the tectonic transport of matter was directed to the southeast. The research results were used for compiling a new geological map of the deposit.

KEYWORDS: quartzite; Irkut formation; super-quartzite; structural paragenesis; sublayer detachment; thin-skinned tectonics; recrystallization

RESEARCH ARTICLE

Received: November 28, 2019

Revised: February 3, 2020

Accepted: February 12, 2020

FOR CITATION: Mazukabzov A.M., Fedorov A.M., Nepomnyashchikh A.I., 2020. Structure of super quartzite at the Bural-Sardyk deposit, East Sayan Mountains. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (2), 244–261. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0472

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУПЕРКВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРДЫК (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.М. Мазукабзов^{1,3}, А.М. Федоров^{2,3}, А.И. Непомнящих^{2,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

³ Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье изложены результаты геолого-структурных исследований северо-западной части Гарганской кварцитоносной провинции, в которой находится месторождение Бурал-Сардык. Полученные данные меняют ранние воззрения на его структуру. Месторождение высококачественного кремнистого сырья Бурал-Сардык связано с кварцитами иркутской свиты, которая относится к среднему рифею и с несогласием перекрывает Гарганскую глыбу. Детальное изучение структуры чехла на Ока-Урикском междуречье показало, что она предопределена физико-механическими свойствами пород свиты. Было установлено, что степень дислокации пород обусловлена их вязкостью. Большая часть разреза сложена кварцитами, которые являются вязкими и создают структурный каркас района. Кварцитам как вязким породам не свойственна складчатость. Альтернативой ей являются срывы, согласные слоистости. Известняки (единственный прослой) подверглись интенсивной пластичной деформации с формированием многопорядковой складчатости. По существу, они маркируют зону пластичного срыва. Для образования структуры месторождения предлагается следующая интерпретация. Главному деформационному событию предшествовала стадия преобразования осадков в условиях диагенеза и катагенеза под влиянием литостатической нагрузки. Первичная перекристаллизация в условиях литогенеза привела к формированию высокочистых кремниевых пород. На следующей стадии породы подвергаются продольному сжатию в РТ-условиях зеленосланцевого метаморфизма. Это проявилось главным образом в образовании субслойных срывов. Синхронно с этим кварциты испытали суперпластическое течение и рекристаллизацию, что привело к формированию суперкварцитов. Тела суперкварцитов имеют тенденцию располагаться по слоистости и реже дискордантно. Такая структурная позиция позволяет предполагать возможность обнаружения скрытых проявлений суперкварцитов на разных уровнях в кварцитах иркутской свиты. Тектонические срывы картируются в осадочном чехле и не затрагивают фундамент. Эти признаки позволяют сопоставлять ее с моделью тонкошкурой тектоники (thin-skinned tectonic model). Деформация пород осуществлялась в процессе стресса, ориентированного с северо-запада на юго-восток. На это указывает положение осевых поверхностей складок, ориентировка оси максимального сжатия и кристаллографических осей кварца. Макро- и микроструктурные данные показывают, что тектонический транспорт вещества был направлен на юго-восток. Результаты исследований были использованы при составлении новой геологической карты месторождения.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: кварцит; иркутская свита; суперкварцит; структурный парагенез; субслойный срыв; тонкошкурная тектоника; рекристаллизация

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время промышленность испытывает острый дефицит в особо чистом кварцевом сырье, пригодном для производства оптического кварцевого стекла, термостойкой кварцевой керамики, кварцевых порошков для электроники. Оно используется в производстве оптических приборов, в радио- и телефонной аппаратуре, а также в генераторах ультразвука. В огромных количествах используется в керамической и стекольной промышленности. Также этот минерал применяется для производства кварцевого стекла и изготовления кремнеземных огнеупоров. Наиболее дефицитным является кварцевое сырье с низким содержанием Al_2O_3 и V_2O_5 . Возможным источником такого сырья могут быть кварциты месторождения Бурал-Сардык Восточного Саяна, открытого в 1998 г. сотрудниками Института геохимии СО РАН. Кроме него закартирован целый ряд проявлений кварцитов – Улзытинское, Уренгенурское, Монгошинское, Окинское-1,

Окинское-2, Урда-Гарганское, Снежное, Харатогольское, Амбартагольское, входящих в Гарганскую кварценоносную зону Восточно-Саянской провинции. Следовательно, выявлен принципиально новый источник особо чистого кварцевого сырья, обладающий весьма крупными запасами, в сравнении с жильными типами, и выдержанностью качественных характеристик во всем объеме продуктивной толщи.

Цель работы – пересмотреть и представить уточненную версию структурно-геологического строения месторождения.

2. СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ ГАРГАНСКОЙ КВАРЦЕНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Основной структурной единицей исследованного района является Гарганская глыба, консолидированная кора которой имеет неоархейский возраст. Она вместе с перекрывающими ее осадочными образованиями среднего рифея и гранитоидами верхнего рифея

составляет выступ среди венд-раннепалеозойских комплексов северо-восточной части Тувино-Монгольского микроконтинента (рис. 1).

Микроконтинент возник в результате аккреционно-коллизийных событий на рубеже раннего и позднего венда [Kuzmichev, 2004]. Современные контуры глыбы достаточно уверенно очерчиваются по системе разрывных нарушений. Так, северо-западный фланг трассируется по разломам, объединяемым в Окинскую надвиговую систему, а юго-восточный – в Ильчирскую. При этом устанавливается, что тектонический транспорт по надвиговым системам был направлен навстречу друг другу. Гарганская глыба сложена тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами, биотитовыми гранито-

гнейсами, амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, которые в целом соответствуют серогнейсовой ассоциации [Efremov, 2017]. В процессе мигматизации породы часто преобразованы в полосчатые мигматиты. U-Pb цирконометрия показала, что протолиты тоналит-трондьемитовых ортогнейсов фундамента глыбы имеют возраст 2727 ± 6 млн лет [Anisimova et al., 2009].

По характеру метаморфических преобразований породы глыбы относятся к полиметаморфическому комплексу, в котором наиболее ранними являются метаморфиты гранулитовой фации, развитые по неогарганским магматическим породам. Возраст этого метаморфизма по результатам U-Pb датирования метаморфических

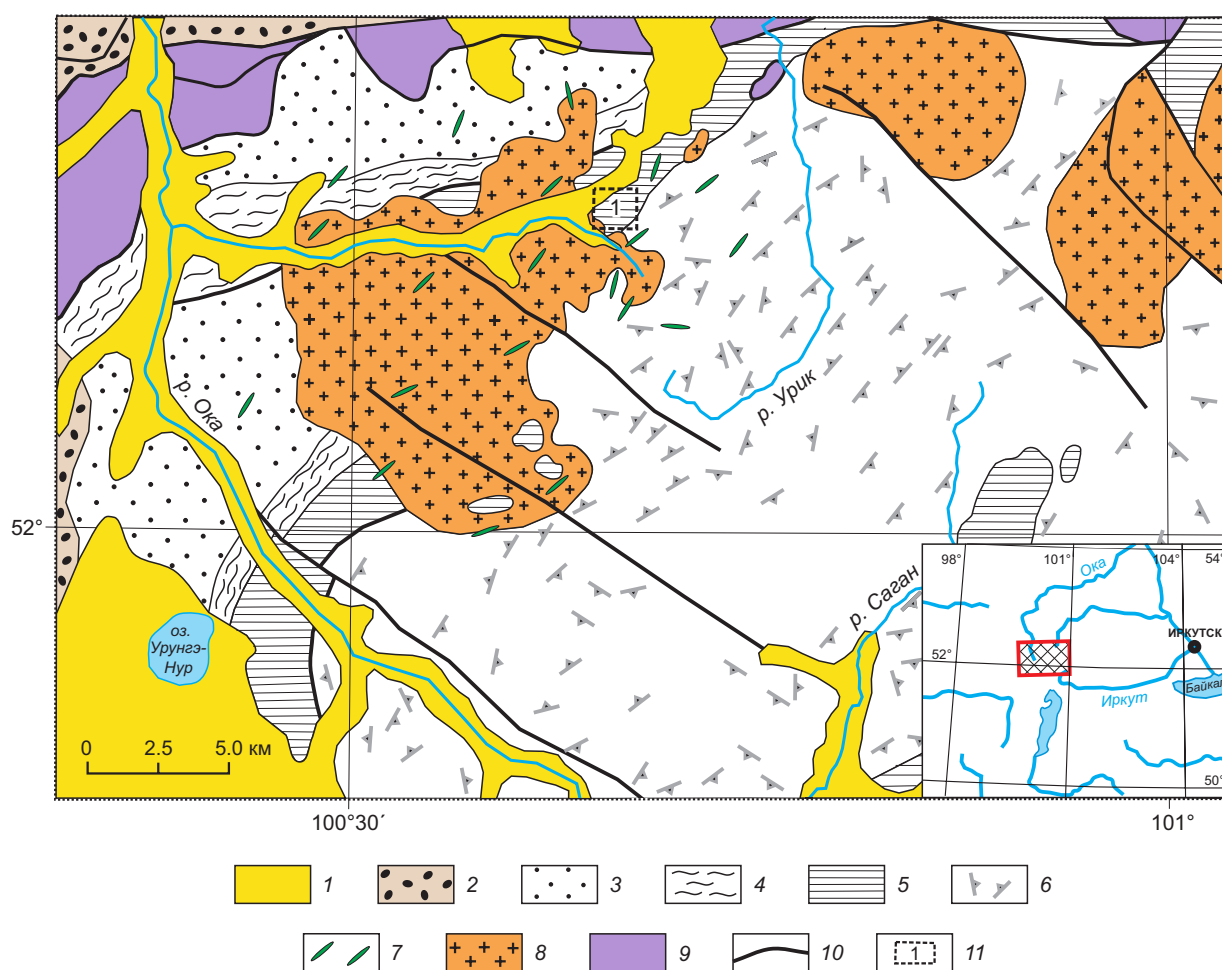


Рис 1. Геологическое строение западной части Гарганской глыбы и ее обрамления.

1 – четвертичные образования разных генетических типов; 2 – вендские отложения (боксонская серия); 3–5 – среднерифейские свиты: 3 – монгошинская, 4 – уртагольская, 5 – иркутная; 6 – позднеархейские образования Гарганской глыбы с отображением в них плоскостных элементов пород (полосчатость, сланцеватость); 7–8 – интрузии позднего рифея: 7 – холбинский дайковый комплекс, 8 – сумсунурский комплекс; 9 – офиолитовая ассоциация позднего рифея (ультрабазиты, серпентинитовый меланж, габбро, эффузивы с перекрывающими осадками); 10 – разрывные нарушения; 11 – участок детальных работ: 1 – Ока-Уринский.

Fig 1. Geological structure of the western segment of the Gargan block and its framing.

1 – Quaternary formations that differ in genesis; 2 – Vendian deposits (Boxon series); 3–5 – Middle Riphean formations: 3 – Mongoshin, 4 – Urtagol, 5 – Irkut; 6 – Late Archean formations of the Gargan block (showing streakiness and schistosity); 7–8 – Late Riphean intrusions: 7 – Kholba dyke complex, 8 – Sumsunur complex; 9 – Late Riphean ophiolite association (ultrabasic rocks, serpentine melange, gabbro, effusive rocks with overburden); 10 – rupture dislocations; 11 – detailed survey site: 1 – Oka-Urinsk.

кайм, развитых по магматическим цирконам, составляет 2.66–2.69 млрд лет [Letnikova et al., 2017]. На метаморфиты гранулитовой фации последовательно наложены регрессивные минеральные образования амфиболитовой фации и локальные зоны диафтореза эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [Avdontsev, 1967; Mitrofanov et al., 1964]. Отсутствие маркирующих горизонтов среди пестрого набора пород глыбы и слабая обнаженность не позволяют в полной мере расшифровать ее структурный план, а также последовательность формирования интегральной структуры. Ориентировка метаморфической полосчатости отражает суммарный результат проявления неоднократных деформаций. Здесь, на фоне преобладающего северо-восточного простириания полосчатости, отмечаются участки северо-западной ориентировки. Фрагменты мезо- и микроскладок, деформирующие полосчатость, имеют сжатые, до изоклинальных, формы. Ориентировка осевых поверхностей складок и шарниров варьируется от северо-западного простириания до северо-восточного. Наложение линейных складок двух направлений привело к локальному возникновению структур куполовидной морфологии. Складчатая структура глыбы осложнена субвертикальными разломами северо-западной ориентировки, швы которых выполнены зеленосланцевыми бластомилонитами.

По геодинамическим критериям Гарганская глыба соответствует кратонному террейну, который, вероятно, возник в результате дезинтеграции Сибирского кратона в процессе распада суперконтинента Родиния и раскрытия Палеоазиатского океана [Gladkochub et al., 2013].

2.1. Рифейский чехол Гарганской глыбы

Метаморфиты Гарганской глыбы с угловым несогласием перекрываются рифейскими стратифицированными образованиями. В северо-западной части глыбы они объединяют три свиты (снизу вверх): иркутскую, уртагольскую и монгошинскую, а в ильчирской части – иркутскую и ильчирскую свиты. По особенностям осадконакопления их относят к шельфовым образованиям, составляющим чехольный комплекс террейна. В процессе детальных работ произошли изменения в стратиграфических построениях. Прежде всего, это касается монгошинской свиты, которая при среднемасштабной геологической съемке была выделена на обширной площади и коррелировалась с иркутской свитой авторами статьи [Semeikin et al., 2006], которые считали их фациальными аналогами. Однако при подобной корреляции практически не учитывались структурные данные, указывающие на чешуйчато-покровное строение, что привело к появлению малообоснованных стратиграфических построений. Детальными исследованиями было установлено, что часть карбонатных образований монгошинской свиты содержит нижнепалеозойские органические остатки [Roshchektayev et al., 1983]. В связи с этим часть образований монгошинской свиты была отнесена к палеозойскому уровню, а часть осталась в

объеме рифея, поэтому в статье, во избежание спорных вопросов, используются стратиграфические построения, принятые при составлении геологической карты масштаба 1:200000.

Образования иркутской свиты с угловым несогласием, а в некоторых участках по тектоническим срывам перекрывают метаморфиты Гарганской глыбы. Порода свиты картируются по внешнему контуру глыбы, а также в виде изолированных останцев в ее пределах. Низы разреза свиты сложены базальной пачкой аркозовых и кварцевых песчаников, которые перекрываются микрозернистыми кварцитами. Верхняя часть разреза свиты сложена полосчатыми известняками с прослоями углистых сланцев и доломитов. Разрезы иркутской свиты северо-западного обрамления резко отличаются от разрезов юго-восточного обрамления. Для первых характерно преобладание кремнистых образований, а для вторых – карбонатно-сланцевых. Обоснование возраста свиты базируется на находках строматолитовых построек, считающихся характерными для среднего рифея [Semeikin et al., 2006]. По данным Sr-изотопии, карбонатные образования свиты древнее 1250 млн лет и их накопление могло осуществляться в среднем рифее [Kuznetsov et al., 2009].

Уртагольская свита залегает на иркутской согласно и сложена преимущественно разнообразными сланцами с прослоями песчаников и известняков. Сланцы темно-серые, большей частью филлитовидные, а по составу альбит-слюдистые и кварц-углисто-слюдистые. Песчаники кварцсодержащие, мелкозернистые.

Монгошинская свита сложена известняками и доломитами с прослоями сланцев. В их расположении намечается закономерная последовательность, что свидетельствует о ее циклическом строении.

Рифейские образования изменены до зеленосланцевой степени метаморфизма с сохранением реликтовых структур (бластосаммитовой, бластоалевритовой). Для них характерен комплекс минералов: кальцит, кварц, мусковит, хлорит и реже биотит. Сведения о характере тектонических дислокаций в рифейских толщах чехла весьма скудны. Имеющиеся данные позволяют сделать вывод об отсутствии региональных складчатых структур и о моноклинальном залегании пород, полого погружающихся на северо-запад. Разрывные нарушения редки и разделяются по простирианию на северо-западные и северо-восточные, а морфолого-кинематическая характеристика отсутствует.

2.2. Рифейский офиолитовый комплекс

В обрамлении Гарганской глыбы выделяется офиолитовый комплекс, слагающий две дугообразные ветви – Окинскую и Ильчирскую [Dobretsov, 1985; Kuzmichev, 2004; Sklyarov et al., 2016]. Они тектонически перекрывают рифейские образования чехла. Ильчирская ветвь сильно тектонизирована, и реконструкция в ней офиолитовых разрезов практически невозможна [Belichenko et al., 1988]. Окинская ветвь имеет гораздо лучшую сохранность и включает серпентинизированные

реститовые дуниты и гарцбургиты; переходный (полосчатый) комплекс, представленный в одних случаях расчлененной серией, а в других — сложным сетчато-полосчатым комплексом верлитов, пироксенитов и габбро; верхними габбро с жилами плагиогранитов; комплексом параллельных даек; эффузивным разрезом и перекрывающей толщей турбидитов [Kuzmichev, 2004]. Возраст верхов офиолитовой ассоциации по циркону из плагиогранитов 1020 ± 10 млн лет [Khain et al., 2002]. Геохимия магматических образований указывает на то, что офиолиты формировались в обстановке океанической островной дуги.

2.3. Венд

Этот возрастной уровень на геологической карте занимает незначительную площадь в западной и северо-западной части и представлен низами боксонской серии. Пологолежащие породы боксонской серии представлены образованиями забитской свиты, которая с несогласием перекрывает рифейские магматические и осадочные образования. Низы свиты сложены конглобритами и конгломератами, которые перекрываются тиллитами, коррелируемыми с оледенением Марино 650–630 млн лет [Letnikova et al., 2017]. На тиллитах лежат массивные кэпдолмиты с прослоями, содержащими онколиты и строматолиты. Однако в противовес этой точке зрения существует мнение, что эти хаотические образования имеют тектоническую природу и трассируют подошву Боксонского тектонического покрова [Dobretsov, 1985].

2.4. Магматические образования

В контуры рассматриваемого района попадают магматические комплексы, становление которых произошло во временном интервале средней – верхней рифей (1020–800 млн лет назад). Наиболее ранние магматы составляют фрагменты дунжугурского офиолитового пояса [Kuzmichev, 2004], которые в результате неоднократной тектонической переработки в современной структуре картируются в виде серии тектонических пластин, надвинутых на породы чехла.

В позднем рифее произошло становление интрузий сумсунурского комплекса. Они прорывают метаморфиты Гарганской глыбы и залегающий на нем сланцево-карбонатный платформенный чехол, а также офиолиты дунжугурского пояса. Интрузии сумсунурского комплекса тяготеют к северо-западному краю Гарганской глыбы, где слагают два массива – Урикский и Гарганский. В их строении преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты, в меньшем количестве присутствуют биотитовые и биотит-роговообманковые плагиограниты. Все эти разновидности связаны между собой взаимными переходами. Около 5 % объема интрузий приходится на габбро и метапироксениты, которые рассматриваются как первая фаза. Для гранитоидов характерны массивные неравномерно-зернистые текстуры, на фоне которых изредка отмечаются неясные директивные.

По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды сумсунурского комплекса тождественны тоналит-трондьемит-диоритовой серии [Kuzmichev, 2004]. Они формировались в геодинамических условиях, соответствующих условиям активной континентальной окраины. Возраст амфибол-биотитовых тоналитов из Гарганского интрузивного массива, полученный по циркону U-Pb методом, составляет 790 млн лет [Kuzmichev, 2004]. При внедрении гранитоиды сумсунурского комплекса оказывали термическое и динамическое воздействие на породы чехла. Это отражено в приконтактной зоне шириной первые десятки метров, где пласты иркутской свиты имеют крутое падение и подвержены процессам тремолитизации (карбонатные образования) и окварцевания (силикатные породы).

Холбинский комплекс представлен маломощными вертикальными дайками мелкозернистых гранодиоритов и амфибол-плагиоклазовых гипабиссальных гранитоидов. Ранее они выделялись как третья фаза сумсунурского комплекса. Однако геохимические характеристики даек не позволяют относить их к дифференциатам сумсунурского комплекса [Kuzmichev, 2004], поэтому дайки холбинского комплекса относятся к самостоятельному комплексу, тем более что с их становлением связывают палеозойскую золоторудную минерализацию региона.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК

Месторождение суперкварцитов Бурал-Сардык расположено в осевой части хребта, разделяющего водотоки рек Урик и Гарган на высоте 2600 м. Район относится к высокогорному гольцовому поясу, в пределах которого широко распространены курумы. Коренные выходы встречаются редко, и их объем составляет не более 10 % от всей площади. Такие условия препятствуют реконструкции реальной структуры месторождения и его обрамления, что естественно негативно сказывается на качестве составляемой геологической карты. Это, в свою очередь, затрудняет разработку наиболее полной и менее противоречивой модели формирования месторождения. Тем не менее полученные нами данные и анализ материалов предшествующих исследователей позволяют пересмотреть и представить уточненную версию структурно-геологического строения месторождения.

Схема геологического строения района месторождения Бурал-Сардык приведена на рис 2.

4. СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ

Суперкварциты приурочены к кремнистой пачке иркутской свиты. Наиболее полный разрез свиты наблюдается на восточном склоне вершины Бурал-Сардык в реликтах кара, дренируемого р. Тапхор-Желга. Первые сведения о строении свиты были изложены в монографии [Avdontsev, 1967] в сжатой форме, при этом сведения о залегании элементов слоистости отсутствуют. Для восполнения этого пробела было проведено

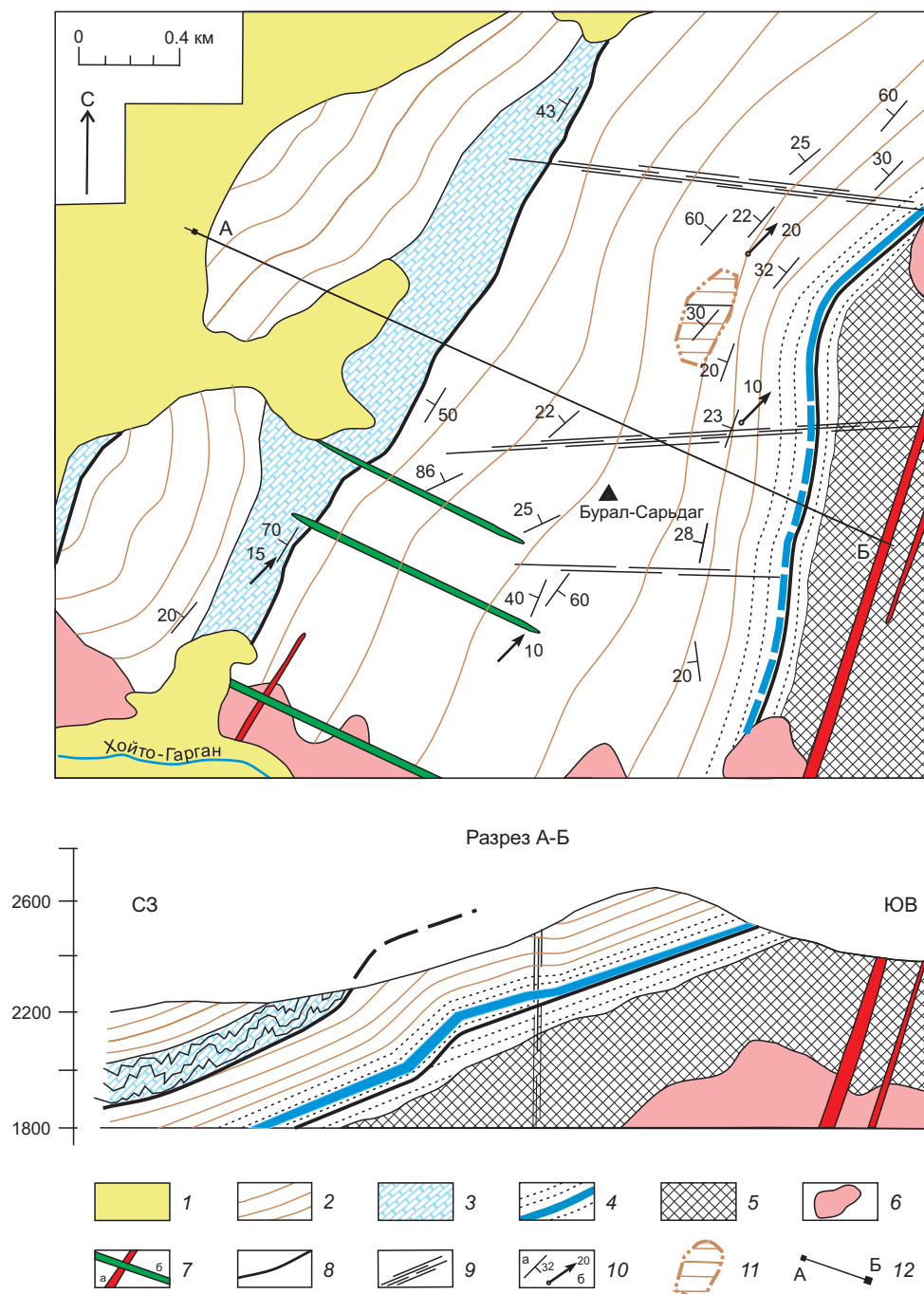


Рис. 2. Геологическая карта района месторождения суперкварцитов Бурал-Сардык (составили А.М. Мазукабзов, А.М. Фёдоров). 1 – объединенные четвертичные образования разных генетических типов; 2–4 – иркутская свита (средний рифей): 2 – микрозернистые кварциты (силицилиты), 3 – темно-серые известняки с маломощными прослоями черных углистых сланцев и строматолитовых доломитов (на разрезе показана морфология складок), 4 – базальный карбонатно-терригенный горизонт; 5 – диафторированные тоналит-тронджемитовые ортогнейсы (неоархей); 6 – гранитоиды сумсунурского комплекса (поздний рифей); 7 – дайковый комплекс (ранний палеозой): а – гранодиориты холбонурского комплекса, б – габбро; 8 – разрывные нарушения и зоны срыва; 9 – зоны повышенной трещиноватости; 10 – элементы залегания: а – слоистости и полосчатости, б – погружение шарниров мелких складок; 11 – контуры месторождения суперкварцитов месторождения Бурал-Сардык; 12 – линия геологического разреза.

Fig. 2. Geological map of the Bural-Sardyk super-quartzite deposit. Authors: A.M. Mazukabzov and A.M. Fedorov. 1 – unified Quaternary formations that differ in genesis; 2–4 – Irkut formation (Middle Riphean): 2 – micro-grained quartzite (silicilite), 3 – dark-grey limestone intercalated with thin streaks of carbonaceous schist and stromatolite dolomite (section shows the morphology of folds), 4 – basal carbonate-terrigeneous horizon; 5 – diaphthorized tonalite-trondjemite orthogneisses (Neo-Archean); 6 – granitoids of the Sumsunur complex (Late Riphean); 7 – dyke complex (Early Paleozoic): a – granodiorite, б – gabbro; 8 – rupture dislocations and detachment zones; 9 – zones of high fracturing; 10 – units of occurrence: a – layering and banding, б – dipping of small fold joints; 11 – contours of the Bural-Sardyk super-quartzite deposit; 12 – line of the geological section.

детальное исследование разреза, где, кроме литологии и последовательности напластования, изучались контакты между разными литологическими типами пород, условия залегания слоистости и признаки деформаций. Особое внимание было уделено элементам залегания слоистости, поскольку это важнейший элемент при составлении геологической карты и для расшифровки структуры. В результате детальных работ была составлена стратиграфическая колонка (рис. 3).

Разрез базальных слоев свиты составлен по элювиальным развалам. Они слагают трансгрессивный ритм и представлены мелкогалечными конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются гравелистыми песчаниками и алевролитами. Завершается ритм светлоокрашенными мелкозернистыми доломитами с линзами кремнистых образований. Видимая мощность ритма достигает 170 м. Пачка, слагающая второй ритм, начинается разнозернистыми кварцевыми песчаниками с

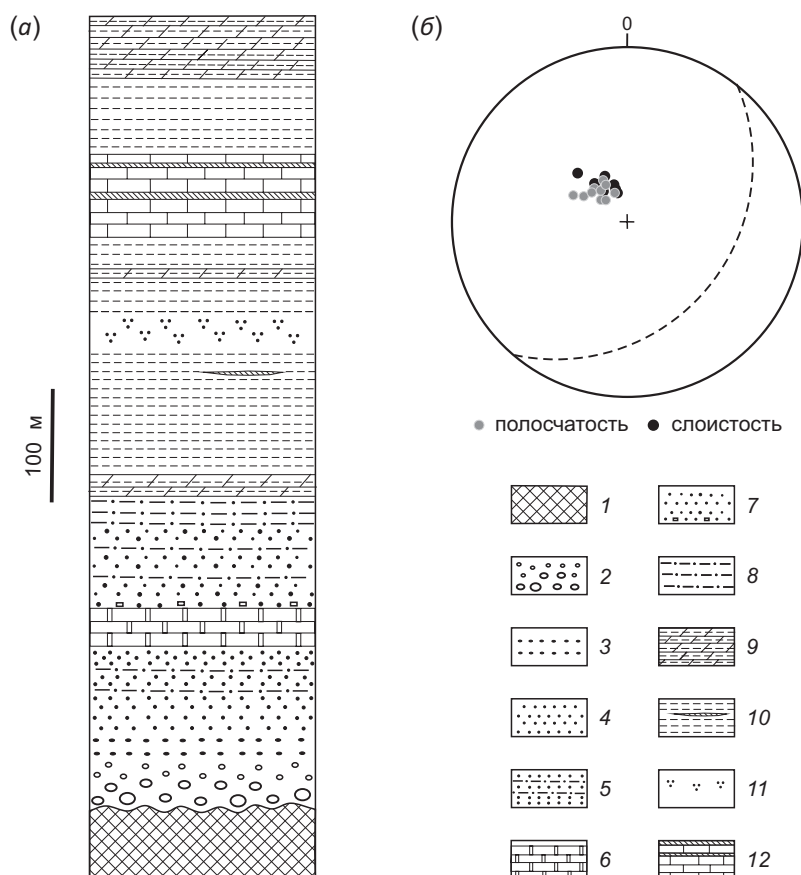


Рис. 3. Стратиграфическая колонка разреза иркутской свиты в верховьях р. Тапхор-Желга (а) и элементы залегания слоистости и полосчатости в нем (б).

(а) – стратиграфическая колонка: 1 – диафторированные гнейсы гарганской серии; 2–9 иркутская свита: 2 – среднегалечные конгломераты, переходящие в гравелиты, 3 – грубозернистые аркозовые песчаники, 4 – средне-, мелкозернистые кварцевые песчаники, 5 – мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями кварцевых алевролитов, 6 – светло-серые мелкозернистые доломиты, 7 – неравномерно-зернистые кварцевые песчаники с прослоями кварцевых алевролитов в базальных слоях – обломки доломитов, 8 – кварцевые алевролиты с редкими прослоями микрокварцитов, 9 – кремниво-карбонатные породы; 10 – микрокварциты полосчатые и пятнистые (силицилиты) с редкими линзами черных кремнисто-углистых сланцев; 11 – суперкварциты; 12 – известняки темно-серые до черных с редкими прослоями черных углисто-глинистых сланцев.

(б) – диаграмма слоистости и полосчатости. Пунктирная линия отображает падение интегральной поверхности плоскостных элементов колонки под углом 28° по азимуту 323° (равноугольная проекция, верхняя полусфера).

Fig. 3. Stratigraphic column of the section of the Irkut formation (upstream of Topkhor-Zhalga river) (а), and layering and banding elements (б).

(а) – stratigraphic column: 1 – diaphthorized gneiss of the Gargan series; 2–9 – Irkut formation: 2 – average-sized pebbly conglomerate and gravel stones, 3 – coarse-grained arkose sandstone, 4 – mid- and fine-grained quartz sandstone intercalated with quartz siltstone, 5 – fine-grained quartz sandstone with quartz siltstone interlayers, 6 – light-grey fine-grained dolomite, 7 – irregularly-grained quartz sandstone with quartz siltstone interlayers; basal layers contain dolomite clasts, 8 – quartz siltstone with rare micro-quartzite interlayers, 9 – silicon-carbonate rocks; 10 – banded and spotted micro-quartzite (silicilite) with few lenses of black siliceous-carbonaceous schist; 11 – super-quartzite; 12 – limestones varying from dark-grey to black, with rare interlayers of black carbonaceous-clayey schist.

(б) – diagram of layering and banding. Dotted line shows dipping of the integral surface of planar elements of the column (angle 28° ; azimuth 323° ; equiangular projection, upper hemisphere).

плавающей галькой кварца, темно-серых кварцитов и доломитов. Присутствие в песчаниках обломков доломитов, подобных нижележащим доломитам, указывает на наличие перерыва между ритмами. Обломки доломитов имеют уплощенную форму и слабую степень окатанности (рис. 4).

Максимальный размер их по длинной оси достигает 12 см. Судя по морфологии обломков доломитов и насыщенности их кварцевыми прожилками разной ориентировки, можно полагать, что размывались осадки, достигавшие катагенетических преобразований. Это может указывать на длительность перерыва и достаточно глубокий уровень эрозионного среза. Наличие признаков милонитизации в кварцевых песчаниках и рассланцевания в алевролитах позволяет предполагать наличие срыва в низах разреза между первым и вторым ритмами в период постседиментационных тектонических деформаций. Мощность рассланцованных кварцевых алевролитов в низах разреза кварцевых песчаников не превышает 50 см. Вверх по разрезу количество и мощность алевролитов увеличивается. Наблюдаемая мощность второго ритма не менее 110 м. Далее вверх по склону и разрезу участок около 50 м занят крупноглыбовой делювиальной россыпью темно-серых микрокварцитов. В связи с этим не удалось наблюдать переход от кварцевых алевролитов в полосатые темно-серые микрокварциты. Выше по разрезу наблюдаются выходы от темно-серых до светло-серых полосчатых

микрокварцитов. В них присутствует маломощный (до 5 м) линзообразный горизонт углеродисто-кремнистых сланцев. Наблюдаемая часть разреза иркутной свиты в верховьях р. Тапхор-Желга завершается белыми кремневидными микрокварцитами (суперкварцитами месторождения Бурал-Сардык). Геологические наблюдения и бурение показали, что суперкварциты слагают линзовидную залежь, полого погружающуюся (8–12°) на северо-запад. От этой точки, находящейся в осевой части хребта, стратиграфический разрез наращивается по западному склону, который резко понижается в долину р. Хойто-Гарган. Склон сложен элювиально-делювиальными глыбами темно-серых микрокварцитов, идентичных ранее описанным. В средней части склона из-под глыбовой россыпи микрокварцитов выступают мелкозернистые слоистые доломиты. Таким образом, мощность темно-серых микрокварцитов, включающих суперкварциты, не менее 230 м.

Пачка полосчатых микрокварцитов перекрывается пачкой сланцево-карбонатных пород. В низах пачки выделяется пласт тонкого переслаивания серых доломитов с прослоями светло-серых микрокварцитов мощностью около 5 м. Выше лежат известковистые доломиты, переходящие в известняки. Для этих образований характерны следующие признаки: цвет темно-серый до черного, незначительный сероводородный запах (при ударе молотком), высокая степень дислоцированности в сравнении с кварцитами, наличие фрагментов



Рис. 4. Обломок доломита в грубозернистом кварцевом песчанике, свидетельствующий о залегании песчаников с размывом на доломитах.

Fig. 4. Dolomite clast in coarse-grained quartz sandstone, which gives evidence that the sandstone were washed out onto dolomites.

строматолитовых построек. Среди карбонатных пород отмечаются прослои черных углистых сланцев. Доломиты погружаются в северо-западном направлении и перекрываются черными углистыми сланцами мощностью около 10 м. Предполагаемая мощность сланцево-карбонатной пачки достигает 70 м. Стратиграфически выше залегают темно-серые полосчатые микрокварциты мощностью около 50 м. Дальнейшая часть разреза не наблюдается, поскольку перекрыта ледниковыми образованиями, выполняющими долину притока р. Хойто-Гарган.

Судя по замерам слоистости, породы разреза в целом погружаются в северо-западном направлении под углами до 30° (рис. 3, б, диаграмма). Аналогичное падение имеет полосчатость, наблюдаемая в темно-серых и серых разновидностях кварцитов, что позволяет отнести ее к седиментационным текстурам.

5. СТРУКТУРА УЧАСТКА БУРАЛ-САРДЫК

В пределах участка распространены в основном образования иркутской свиты, которая перекрывает архейский фундамент и прорвана гранитоидами сумсунурского комплекса позднего рифея. Согласно стратиграфическим построениям, основной объем свиты составляют кварциты, среди которых выделяются сравнительно маломощные горизонты и линзообразные

прослои карбонатных и кремнисто-углеродистых сланцев. Следовательно, с позиции тектонофизики разрез свиты соответствует многослою, в котором доминантными являются кварциты, что и определяет общий стиль деформации. Однако, как показал структурный анализ, все разновидности пород в разной степени реагировали на тектонические напряжения, что предопределено разной компетентностью пород, вовлеченных в деформацию.

Для пачки микрокварцитов с редкими линзами черных кремнисто-углеродистых сланцев восстановлен следующий структурный парагенезис. Микрокварциты, обладающие повышенной жесткостью, судя по редким замерам слоистости, имеют устойчивое северо-западное падение от 310° до 330° с углами $22-35^\circ$. На этом фоне изредка фиксируются крутые залегания слоистости, погружающиеся в этом же направлении. Это связано с фрагментами асимметричных складок изгиба со скольжением, размер которых достигает мезомасштабного уровня (рис. 5). Замок округлый с углом сжатия 70° . Осевая поверхность этой складки погружается по азимуту 300° под углом 40° , а шарнир – по азимуту 20° . Мощность кварцитов в замке и на крыльях остается постоянной. Фрагменты замков складок более мелких размеров изредка встречались в глыбах, сложенных полосчатыми микрокварцитами (рис. 6).



Рис. 5. Замок мезоскладки продольного изгиба в полосчатых серых микрокварцитах, полого погружающихся на северо-запад. В этом же направлении, но под более крутым углом, погружается осевая плоскость складки.

Fig. 5. The hinge of the meso-fold of longitudinal bending in banded grey micro-quartzite gradually dipping towards the northwest. The axial plane dips in the same direction but at a higher angle.

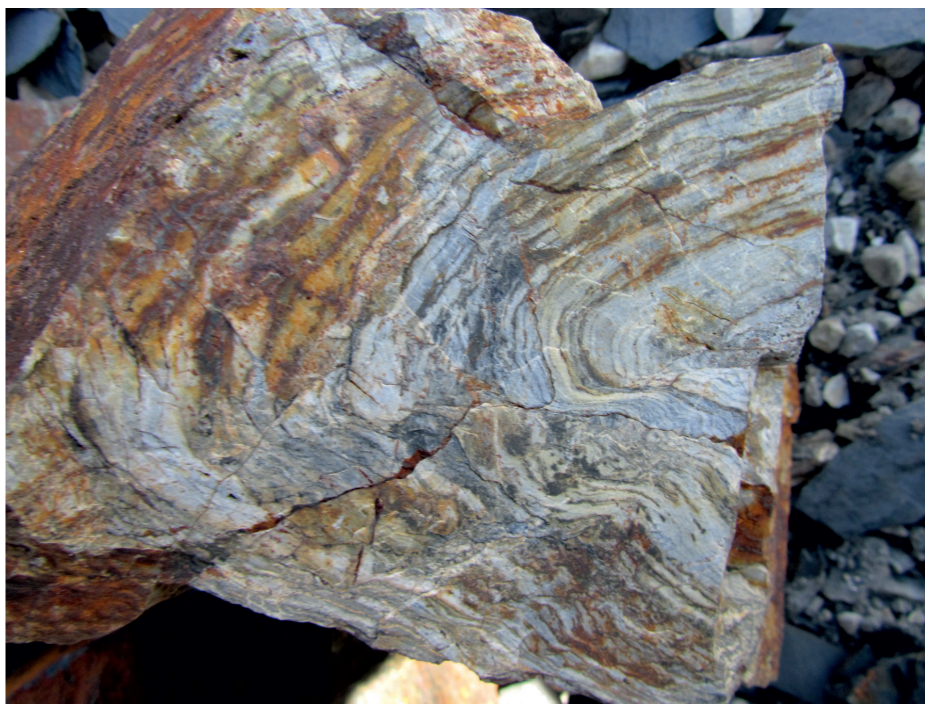


Рис. 6. Обломок замка складки в слоистых микрокварцитах. Судя по выдержанному изгибу слоистости в замке, складка соответствует концентрическому типу.

Fig. 6. A clast of the fold hinge in layered micro-quartzite. Judging from bended layering in the hinge, this fold is concentric.

По облику замки соответствуют цилиндрическим складкам с углом сжатия около 70° .

Изредка в глыбах встречаются брекчии микрокварцитов, сцементированные молочно-белым скрытокристаллическим кварцем. По облику этот кварц напоминает жильный тип. Однако по механизму возникновения он соответствует сегрегационному типу, который формируется за счет растворения и переотложения кварца из вмещающих кварцитов в зонах растяжения. Брекчии выполняют зоны растяжения мощностью около 0.5 м, которые формировались в режиме хрупкой деформации. По времени становления они соответствуют завершающим этапам рекристаллизации.

Черным кремнисто-углеродистым сланцам свойственна слоистая текстура, обусловленная переслаиванием микрокварцитов (мощностью менее 1 мм) с углистыми сланцами. Сланцеватость в сланцах располагается параллельно слоистости. Деформация выражена мелкомасштабными асимметричными складками с амплитудой до 20 см. Они наблюдаются в слое толщиной до 0.7 м, который выделяется в зоне перехода от микрокварцитов в черные углеродистые сланцы. Для этого слоя характерно тонкое переслаивание микрокварцитов и сланцев. За ее пределами преобладают черные углеродистые сланцы с редкими прослоями микрокварцитов. Морфология складок по восстанию осевой поверхности меняется от открытых до сжатых, и они затухают вверх и вниз по мере приближения к границам многослоя. Такое явление свойственно межслойным складкам [Uemura, Mizutani,

1984]. Подобные структуры формируются в процессе внутреннего продольного изгиба в слоистой среде, характеризующейся близкими реологическими свойствами. В ядре складок локально проявлен кливаж осевой поверхности, который наблюдается только в углистых сланцах. Осевые поверхности складок имеют юго-восточную вергентность, а шарниры складок погружаются по азимуту 20° под углом 30° . Послойная сланцеватость в сланцах локально подвержена деформации с формированием дискретного кренуляционного кливажа, поверхности которого погружаются на северо-запад, под углом 75° . Порфиробласты сидерита в сланцах деформированы в результате дифференциальных подвижек в плоскости межпластовой сланцеватости. Кинематика этих подвижек указывает на то, что тектонические напряжения имели юго-восточную направленность.

Судя по ориентировке структурных элементов в рассмотренной пачке кварцитов (юго-восточная вергентность осевых плоскостей складок, северо-восточное погружение шарниров складок, северо-западное склонение штрихов скольжения на крыльях складок, кинематика порфиробластов), можно считать, что ее структурный парагенез возник в результате продольного сжатия, направленного с северо-запада.

Пачка темно-серых до черных известняков с тонкими прослоями глинистых сланцев по строению соответствует многослойной системе, в которой при деформации возникла многопорядковая складчатость (рис. 7).



Рис. 7. Многопорядковые складки течения в темноокрашенных тонкозернистых известняках.
Fig. 7. Multi-order folds of rock flow in dark fine-grained limestone.

В глыбах встречаются замки складок, которые по степени сжатости варьируются от открытых до изоклиальных. Наблюдаемая высота складок колеблется от первых сантиметров до 1.5 м. По типу напряженного состояния они относятся к складкам продольного изгиба с течением.

Горизонту тонкого переслаивания светло-серых доломитов с микрокварцитами, располагающемуся в низах пачки, свойственны асимметричные складки (рис. 8), пронизанные большим количеством разноориентированных маломощных кварцевых прожилков сегрегационного типа. Часто кварцевые прожилки по морфологии соответствуют птигматитовым складкам. Для этой пачки характерна дисгармоничная деформация, в которой наблюдается хаотическое сочетание фрагментов микроскладок и обрывков слоев, сложенных микрозернистыми кварцитами и доломитами (рис. 9). Здесь же в глыбах встречаются фрагменты открытых складок, в замках которых располагаются линзы доломитов. Такие явления возникают в складках продольного изгиба при проскальзывании по напластованию и выжиманию менее вязких пород в замок складки.

6. РАЗЛОМЫ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ УЧАСТКА

Структурно-геологические данные в пределах изученной территории позволили выделить два разрывных нарушения и несколько зон сгущения трещиноватости.

Одно нарушение намечается по контакту между базальной и кварцевой пачками. Проследить поверхность нарушения не представляется возможным, так как она вскрывается фрагментарно только в истоках р. Тапхор-Желга и погружается на северо-запад. По структурному положению разлом соответствует базальному срыву, который возник при деформации между разнокомпетентными образованиями – чехлом и фундаментом. Шов разлома мощностью не более 1.5 м представлен рассланцованными породами, переходящими в милониты, которые возникли по осадочным образованиям. Не исключено, что по восстанию разлом образует рамповую структуру, по которой поверхность базального срыва переходит от границы фундамент – чехол в чехол.

Следующий разлом тяготеет к основанию пачки темно-серых карбонатных пород и имеет листрическую форму, а по кинематике соответствует надвигу. Разлом ограничивает тектоническую пластину, которая обособилась в результате межпластового срыва по некомпетентным породам (пачка черных известняков). Оба разлома возникли одновременно в процессе динамического воздействия позднерифейской Дунжугурской островной дуги на Гарганскую глыбу и ее осадочный чехол [Kuzmichev, 2004].

Зоны сгущения трещин имеют субширотное простирание, и их протяженность в пределах изученной площади достигает 6 км с максимальной шириной до



Рис. 8. Асимметричная складка продольного изгиба в кремнисто-доломитовых породах. Наблюдается чередование прослоев доломитов и микрокварцитов.

Fig. 8. Asymmetric fold of longitudinal bending in siliceous-dolomite rocks. Intercalated layers of dolomite and micro-quartzite.



Рис. 9. Дисгармоничная деформация в кремнисто-доломитовых породах. Хаотическое сочетание фрагментов микроскладок и обрывков слоев, сложенных микрозернистыми кварцитами и доломитами, иногда напоминающих брекчию.

Fig. 9. Disharmonic deformation in siliceous-dolomite rocks. Chaotic combination of fragments of micro-folds and layers composed of micro-grained quartzite and dolomite, in some places similar to breccia.

50 м. Иногда они хорошо выражены в рельефе в виде рвов. Зоны представляют собой субпараллельное сгущение субвертикально падающих трещин, которые разбивают кварциты на плитки мощностью от 2 до 10 см. На плоскостях трещин отсутствуют штрихи скольжения, что позволяет относить их к трещинам, возникшим в условиях растяжения. Видимых смещений по зонам трещиноватости не отмечалось. Зоны сгущения трещин не сопровождаются признаками гидротермальной минерализации. По времени возникновения они явно пострудные и возникли в период неотектонических движений.

Изучение трещиноватости на участке производилось в кварцитах, поскольку они являются доминирующими и наиболее жесткими образованиями на площади. Это связано с тем, что трещины в таких породах в меньшей степени подвержены пластическим деформациям при нарастании напряжений. Выявлено несколько систем трещин, благодаря чему породы раскалываются на параллелепипедальные блоки разных размеров (рис. 10). Наиболее распространенными являются трещины северо-западного направления, которые располагаются под острым углом к шарнирам складок и имеют субвертикальное падение. По ориентировке они близки зонам повышенной трещиноватости. Хорошо развиты трещины межпластового отслаивания, на плоскостях которых иногда удается наблюдать следы скольжения, погружающиеся по падению слоистости. Между межпластовыми трещинами располагаются внутрипластовые короткие трещины, падение плоскостей которых варьируется от наклонного до вертикального. Значительно реже встречаются трещины диагональной ориентировки относительно простираения складчатых структур. Структурные данные показали, что

эти трещины являются сопряженными. Наблюдения за взаимоотношениями между различными системами трещин позволили установить последовательность их возникновения. Наиболее ранними являются межпластовые трещины, затем диагональные и наиболее поздние – поперечно секущие. С использованием максимумов сопряженных диагональных трещин удалось восстановить ориентировку главных осей напряжения: σ_1 – ось минимального напряжения 190° , угол 40° ; σ_2 – ось промежуточного напряжения 125° , угол 50° ; σ_3 – ось максимального напряжения 315° , угол 40° . Если повернуть оси напряжений на угол исходного положения слоистости и поверхности фундамента до начала тектонических деформаций, то ось максимального напряжения примет положение, близкое к горизонтальному по азимуту 315° . Это направление согласуется с ориентировкой сил сжатия, в результате которых возникли складчатые деформации.

Имеющиеся данные позволяют провести следующую интерпретацию формирования структуры на данном участке. Ранние структурные события на стадии продольного укорочения сопровождались формированием субслоистых срывов и надвигов в породах иркутской свиты. Этому могло способствовать быстрое нагружение слоистой толщи и наличие близко расположенного жесткого фундамента. В процессе нарастающей деформации толща, расслоенная срывами, подвергалась изгибу с формированием складчато-надвиговой структуры.

7. МАКРО- И МИКРОСТРУКТУРА КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Микрозернистые кварциты месторождения слагают линзовидную пачку с максимальной мощностью около

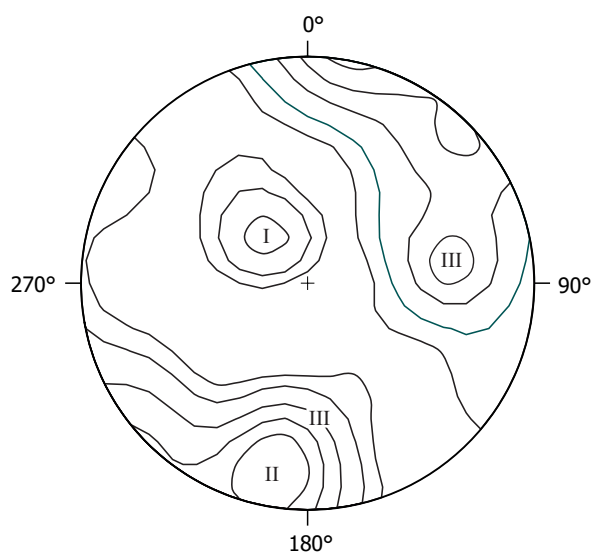


Рис. 10. Сводная диаграмма систем трещин месторождения Бурал-Сардык. Системы трещин: мелкие внутрипластовые (I), мезомасштабные субширотные (II) и диагональные (III) (равноугольная проекция, верхняя полусфера; 48 замеров, изолинии: < 0.5–1.5–3.0–6.0–9.0 % на 1 % площади).

Fig. 10. Summary diagram of fracture systems at the Bural-Sardyk deposit: small intraplate (I), mesoscale sub-latitudinal (II) and diagonal (III) (equal-angle projection; upper hemisphere; 48 measurements; isolines: < 0.5–1.5–3.0–6.0–9.0 % per 1% square area).

30 м, которая полого под углом около 10° погружается на северо-запад. Основной объем пачки приходится на монокварциты (суперкварциты) белого цвета. Они представляют собой мономинеральную породу, в тонкозернистом матриксе которой видны прозрачные зерна кварца. Среди белых монокварцитов отмечаются разновидности, различающиеся цветовыми оттенками, которые по микроструктурным признакам и наличию минеральных примесей выделяются как диккитовые и графитовые кварциты [Anfilogov et al., 2015].

Монокварциты представляют собой агрегат, сложенный зернами кварца двух генераций. Кварц первой генерации представлен реликтами зерен удлиненной формы с зубчатыми границами размером 0.5–2.0 мм, с волнистым погасанием и внутризерновыми трещинами. Среди них имеются удлиненные зерна прозрачного кварца размером до 5 мм, ориентированные в одном направлении, с волнистым погасанием и зазубренными границами [Fedorov et al., 2012]. По облику они напоминают порфиорокласты. Параллельно удлинению кварцевых зерен располагаются тончайшие полосы концентрации черного графитистого материала, которые тяготеют к границам зерен и плоскостям дифференциального скольжения. Эти явления указывают на признаки очищения кварцитов от минеральных примесей.

Кварц второй генерации представлен мелкими изометричными зернами, которые развиваются по кварцу первой генерации, образуя прослои и цепочки, пересекающие исходные зерна на фрагменты. Появление изометричных зерен указывает на процессы рекристаллизации, при которых в результате грануляции формируются зерна с ненапряженной структурой. Зернам свойственны четкие прямолинейные границы с угловыми соотношениями от 90° до 120° и отсутствие волнистого погасания. Порода приобретает микрогранобластовую структуру основной ткани, в которой выделяются порфиробласты кварца размером до 5 мм с однородным погасанием [Anfilogov et al., 2015].

Поскольку степень рекристаллизации проявилась неравномерно, микроструктура тектонитов характеризуется зернами двух типов – изометричными и удлиненными. Формирование удлиненных зерен соответствует стадии пластической деформации, что способствовало и самоочищению кварца от его примесей вдоль границ зерен. Накопленная энергия в процессе пластической деформации выделялась в форме тепла, что привело к рекристаллизации кварца и снятию напряжения. Примеры самоочищения минералов в процессе динамического воздействия и рекристаллизации описаны в работе [Cherednichenko, 1964].

Микроструктурные исследования кварцевых тектонитов позволяют для объяснения их формирования привлечь механизм, сочетающий односторонний стресс и суперпластическое течение. Установлено, что присутствие воды или ионов OH^- сильно понижает температуру суперпластического течения кварца. При подобных условиях оно может проявиться даже в условиях

низкоградиентного метаморфизма [Kazakov, 1987]. Это явление всегда сопровождается перекристаллизацией, в процессе которой кварц стремится к концентрации в мономинеральные скопления. Наблюдаемые структурно-вещественные преобразования в кварцитах, по сути, соответствуют механохимическим процессам.

Для выяснения механизма микроструктурных преобразований были проведены измерения оптических осей кварца. Полученная диаграмма является интегральным отражением двух основных этапов преобразования кремниевого вещества (рис. 11). Первый этап охватывает процессы диагенеза и катагенеза, которые протекали в условиях литостатического давления. Эти условия соответствуют режиму чистого сдвига, при котором происходили процессы преобразования осадков в литифицированную породу с формированием S-тектонитового узора параллельно кристаллографической оси *c*. Второй этап охарактеризовался продольным сжатием в сочетании с метаморфизмом. При этих условиях происходили процессы суперпластического течения на уровне внутрикристаллических дислокаций и частично межзернового скольжения. Течение сопровождалось синтетектонической и посттектонической рекристаллизацией. Судя по тектоновому узору, подвижки осуществлялись по линии скольжения между гранями ромбоэдра и призмы [Rodygin, 1994]. Это привело к формированию двух максимумов по кристаллографической оси *a*. Они располагаются в плоскости *bc* симметрично координатной оси *b*.

Ориентировка кристаллографических осей указывает на то, что их формирование произошло при динамических усилиях, соответствующих простому сдвигу. По макроструктурным и микроструктурным данным можно полагать, что тектонический транспорт осуществлялся по линии северо-запад – юго-восток.

8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическое картирование прошлых лет, выполненное на данной территории, содержит скромные сведения о ее структуре. На основе этих данных можно сделать вывод о региональном погружении толщ в северо-западном направлении. Первые сведения о сложной деформации кремнисто-карбонатной толщи иркутской свиты района были получены при изучении месторождения Бурал-Сардык [Vorob'ev et al., 2003]. Структура представлялась в виде системы крупных изоклиналиных складок северо-восточного простирания с крутым падением осевых поверхностей на северо-запад. К замкам антиклинальных складок тяготеют суперкварциты, которые возникли в результате метасоматических изменений исходных микрокварцитов под воздействием гранитных флюидов. При этом каких-либо структурных данных для обоснования такой модели в статье не приведено. Результаты структурных исследований, которые изложены выше, не подтверждают эту модель. Вероятно, она была принята априори без учета залегания слоистости и реологических свойств пород, которые были вовлечены в деформацию.

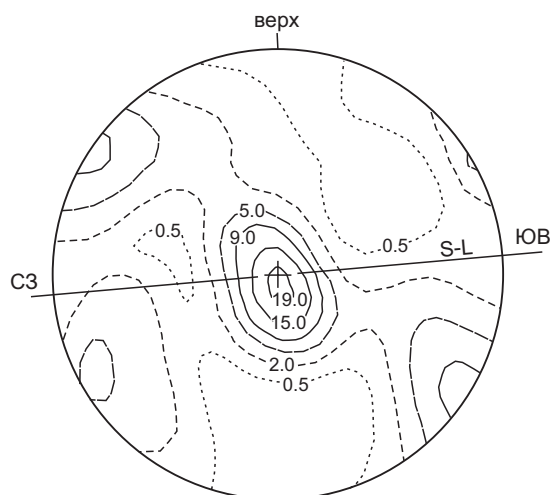


Рис. 11. Сферограмма кристаллографических осей с и а суперкварцитов месторождения Бурал-Сардык. Центральный максимум соответствует оси с, максимумы по периферии окружности – осям а. S-L – плоскость скольжения, согласно которой наблюдается удлинение зерен гранулированного кварца (равноугольная проекция, верхняя полусфера; 101 замер, изолинии: < 0.5–2.0–5.0–9.0–15.0–19.0 % на 1 % площади).

Fig. 11. Spherogram of crystallographic axes c and a of super-quartzites (Bural-Sardyk field). The central maximum corresponds to axis c; maximums at the periphery to axes a. S-L – sliding plane correlating with elongated granular quartz grains (equal-angle projection; upper hemisphere; 101 measurements; isolines: < 0.5–2.0–5.0–9.0–15.0–19.0 % per 1 % of square area).

Общий взгляд на региональную структуру территории изложен в публикации [Bydtaeva et al., 2004]. С позиции авторов становление структуры осуществлялось в режиме сдвиговой геодинамики, что привело к формированию широкого спектра структурных парагенезов в породах иркутской свиты. Ведущими структурами являются сдвиги (левые северо-восточного и правые северо-западного простирания) и надвиги северо-восточного простирания. В процессе динамического воздействия в кремнисто-карбонатных породах формировались структуры сжатия (антиформы) и надвиги. В контурах этих структур в результате тектонометасоматических преобразований исходных кремнистых пород происходило формирование линз и пластов гранулированного кварца. Одна из таких антиформ намечена в районе месторождения Бурал-Сардык и, вероятно, совпадает с антиклинальной складкой, охарактеризованной в статье [Vorob'ev et al., 2003]. Однако, как указывалось ранее, подобная структура по результатам структурного анализа не наблюдается. Эти сведения позволяют сделать вывод, что в региональном плане территория характеризуется сложным блоковым строением, но не дает четкого представления о структуре месторождения.

Результаты исследований позволили нам установить, что кажущаяся слабая деформация пород обусловлена высокой вязкостью и значительной мощностью кварцитов, которые предопределили каркас складчатой структуры района. В кварцитах отмечаются единичные мезомасштабные складки концентрического типа, которые соответствуют складкам продольного изгиба. В то же время темноокрашенные глинисто-карбонатные породы, слагающие маломощный горизонт

среди кварцитов, характеризуются системой мезомасштабных складок изгиба и течения. Можно полагать, что деформация продольного изгиба в этой гетерогенной толще реализовалась за счет внутрислойных срывов и прежде всего за счет некомпетентных пород. Поверхности срывов благодаря хорошей выдержанности слоев могут прослеживаться на значительные расстояния. Следующий срыв фрагментарно трассируется вблизи фундамента и имеет ступенчатый профиль, а по структурному положению он может соответствовать базальному срыву. Формирование межслойных срывов в вязкой системе является альтернативой складчатым деформациям и реализовалось в процессе быстрого нагружения слоистой толщи при наличии близко расположенного жесткого фундамента [Goncharov et al., 2005]. Реологический контраст этих тектонических единиц позволяет чехлу деформироваться независимо от фундамента, а присутствие в разрезе податливых слоев приводит к тому, что деформация сосредотачивается именно в них. В связи с тем, что деформация проявлена только в осадочном чехле, напрашивается вывод о приповерхностном стиле деформации, который хорошо коррелируется с моделью, часто называемой тонкошкурой тектонической моделью (thin-skinned tectonic model).

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для образования структуры месторождения Бурал-Сардык предлагается следующая интерпретация. Главному деформационному событию предшествовало формирование субслойных структур растворения под давлением на стадии диагенеза и катагенеза в условиях литостатической нагрузки. Это способствовало

первичному очищению кварцитов от примесей. На следующей стадии породы подвергались продольному сжатию в режиме зеленосланцевой фации метаморфизма, что привело к тектоническому расслоению и деформации позднерифейских толщ с образованием субслойных срывов. Синхронно с этими событиями кварциты испытали суперпластическое течение и последующую рекристаллизацию, что обусловило формирование суперкварцитов. Рудные тела суперкварцитов располагаются субсогласно слоистости. Такая структурная позиция позволяет предполагать возможность обнаружения скрытых проявлений суперкварцитов, которые могут располагаться на разных уровнях в кварцитах иркутской свиты, что расширяет перспективы района. При этом необходимо учитывать, что внедрение гранитоидов сумсунурского комплекса позднего рифея оказало некоторое негативное влияние на кварциты, поскольку в них отмечается увеличение примесей.

10. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

Anfilogov V.N., Kabanova L.Ya., Igumentseva M.A., Nikandrova N.K., Lebedeva A.S., 2015. Geological Structure, Petrography and Mineralogy of the Bural-Sardag Deposit (East Sayan). *Exploration and Subsoil Protection* (7), 18–23 (in Russian) [Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игументева М.А., Никандрова Н.К., Лебедева А.С. Геологическое строение, петрография и минералогия месторождения Бурал-Сардаг (Восточный Саян) // Разведка и охрана недр. 2015. № 7. С. 18–23].

Anisimova I.V., Levitsky I.V., Kotov A.B., Levitsky V.I., Reznitsky L.Z., Efimov S.V., Velikoslavinsky S.D., Barash I.G., Fedoseenko A.M., 2009. The Age of the Foundation of the Gargana Block (East Sayan): Results of U-Pb Geochronological Studies. In: *Isotope Systems and Timing of Geological Processes. Proceedings of the IV Russian Conference on Isotope Geochronology. Vol. 1.* Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, p. 34–35 (in Russian) [Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефимов С.В., Великславинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35].

Avdontsev N.A., 1967. Granitoids of the Gargan Block. *Nauka, Leningrad*, 99 p. (in Russian) [Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.].

Belichenko V.G., Butov Yu.P., Boos R.G., Vratkovskaya S.V., Dobretsov N.L., Dolmatov V.A., Zhmodik S.M., Konnikov E.G., Kuzmin M. I., Medvedev V.N., Mironov A.G., Postnikov A.A., Sklyarov E.V., Filimonov A.V., Shafeev A.A., 1988. *Geology and Metamorphism of the East Sayan.* Nauka, Novosibirsk, 192 p. (in Russian) [Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г., Вратковская С.В., Добрецов Н.Л., Долматов В.А., Жмодик С.М., Конников Э.Г., Кузьмин М.И., Медведев В.Н., Миронов А.Г., Постников А.А., Скляров Е.В., Филимонов А.В.,

Шафеев А.А. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.].

Bydtaeva N.G., Kiseleva R.A., Yanshin V.N., 2004. Geological Features of the Formation of a New Type of Granular Quartz in the Gargan Quartziferous Region (East Sayan). In: *Silica. Materials of the International Seminar.* Geoprint, Syktyvkar, p. 185–187 (in Russian) [Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яншин В.Н. Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценозного района (Восточный Саян) // Кремнезём: Материалы Международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 185–187].

Cherednichenko A.I., 1964. *Tectonophysical Conditions of Mineral Transformation in Solid Rocks.* Naukova Dumka, Kiev, 184 p. (in Russian) [Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.].

Dobretsov N.L., 1985. On the Cover "Tectonics" of the East Sayan. *Geotectonics* (1), 39–50 (in Russian) [Добрецов Н.Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50].

Efremov S.V., 2017. Gray Gneisses of the Gargan Block (East Sayan). Classification, Geochemical Typification, and Genetic Structures. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from the Ocean to the Continent).* Issue 15. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, p. 92–93 (in Russian) [Ефремов С.В. Серые гнейсы Гарганской глыбы (Восточный Саян). Классификация, геохимическая типизация, генетические построения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 92–93].

Fedorov A.M., Makrygina V.A., Budyak A.E., Nepomnyashchikh A.I., 2012. New Data on the Geochemistry and Mechanism of Formation of Quartzites of the Bural-Sar'dag Deposit (Eastern Sayan Mountains). *Doklady Earth Sciences* 442 (1), 120–125. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12010126>.

Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Don-skaya T.V., Pisarevskii S.A., Nicoll G., Motova Z.L., Kornilova T.A., 2013. Early Evolution of the Paleoasian Ocean: LA-ICP-MS Dating of Detrital Zircon from Late Precambrian Sequences of the Southern Margin of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1150–1163. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.002>.

Goncharov M.A., Talitsky V.G., Frolova N.S., 2005. *Introduction to Tectonophysics.* Textbook. University Book House, Moscow, 496 p. (in Russian) [Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.].

Kazakov A.N., 1987. *Dynamic Analysis of Microstructural Orientations of Minerals.* Nauka, Leningrad, 272 p. (in Russian) [Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.].

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R., 2002. 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 and Planetary Science Letters* 199 (3–4), 311–325. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)00587-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)00587-3).

Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikal, Late Baikal and Early Caledonian Stages. *Probel-2000, Moscow*, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.].

Kuznetsov A.B., Letnikova E.F., Vishnevskaya I.A., Konstantinova G.V., 2009. SR Chemostratigraphy of Carbonate Deposits of the Cover of the Tuva-Mongolian Microcontinent: Irkut Suite of the East Sayan. In: *Isotope Systems and Timing of Geological Processes. Proceedings of the IV Russian Conference on Isotope Geochronology. Vol. 1. Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg*, p. 302–303 (in Russian) [Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В. SR хемостратиграфия карбонатных отложений чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: иркутская свита Восточного Саяна // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 302–303].

Letnikova E.F., Shkolnik S.I., Letnikov F.A., Karakovskii E.A., Kostitsyn Y.A., Vishnevskaya I.A., Reznitskii L.Z., Ivanov A.V., Prochenkin A.I., 2017. Main Stages of Tectonomagmatic Activity of the Tuva–Mongolian Microcontinent in the Precambrian: Data on the U–Pb Age of Zircons. *Doklady Earth Sciences* 474 (2), 668–673. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17060113>.

Mitrofanov F.P., Nikitina L.P., Buzikov I.P., Dav V.N., Avdontsev N.A., Khil'tova V.Ya., Krylov I.N., 1964. Precambrian East Sayan. *Proceedings of the Laboratory of Precambrian Geology, the USSR Acad. Sci. Issue 267. Nauka, Leningrad*, 332 p. (in Russian) [Митрофанов Ф.П., Никитина Л.П., Бузиков И.П., Дав В.Н., Авдонцев Н.А., Хильтова В.Я., Крылов И.Н. Докембрий Восточного Саяна. Труды ЛАГЕД АН СССР. Вып. 267. Л.: Наука, 1964. 329 с.].

Rodygin A.I., 1994. *Microstructural Analysis of Quartz (Including Guidelines and Geological Interpretation Examples)*. Publishing House of Tomsk University, Tomsk, 217 p. (in Russian) [Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации). Томск: Изд-во Томского ун-та, 1994. 217 с.].

Roshchekhtayev P.A., Katyukha Yu.P., Rogachev A.M., 1983. The Main Features of the Stratigraphy of the Southeastern Part of the East Sayan. In: *Late Precambrian and Early Paleozoic Stratigraphy of Central Siberia. The Southern Boundary of the Siberian Platform*. IGG Publishing House, Novosibirsk, p. 19–43 (in Russian) [Рощектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1983. С. 19–43].

Semeikin I.N., Dol'nik T.A., Titarenko T.N., 2006. Cyclic Stratigraphy and Ore Content of the Riphean-Paleozoic Sediments of the Oka-Kitoy Area (East Sayan). *Bulletin of the Siberian Branch of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences* (3), 84–93 (in Russian) [Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титаренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2006. № 3. С. 84–93].

Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Perelyaev V.I., Shchipansky A.A., 2016. Boninites and Ophiolites: Problems of their Relations and Petrogenesis of Boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 127–140. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.009>.

Uemura T., Mizutani S. (Eds), 1984. *Geological Structures*. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 292 p. [Русский перевод: Геологические структуры / Ред. Т. Уемура, Ш. Мицутани. М.: Недра, 1990. 292 с.].

Vorob'ev E.I., Spiridonov A.M., Nepomnyashchikh A.I., Kuz'min M.I., 2003. Superpure Quartzites of the Eastern Sayan (Burayt Republic, Russia). *Doklady Earth Sciences* 390 (4), 497–500.

ANATOLII M. MAZUKABZOV

Doctor of Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mazuk@crust.irk.ru
ORCID: 0000-0003-1621-0865

АНАТОЛИЙ МУТАЛИБОВИЧ МАЗУКАБЗОВ

докт. геол.-мин. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

ALEXANDR M. FEDOROV

Candidate of Geology and Mineralogy
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian
Branch of RAS
1A Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk Science Center, Siberian Branch of RAS
134 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: sashaf@igc.irk.ru
ORCID: [0000-0002-8719-3305](https://orcid.org/0000-0002-8719-3305)

АЛЕКСАНДР МИХАЙЛОВИЧ ФЕДОРОВ

канд. геол.-мин. наук
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033 г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
Иркутский научный центр СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Россия

ALEXANDER I. NEPOMNYASHCHIKH

Doctor of Physics and Mathematics
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian
Branch of RAS
1A Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk Science Center, Siberian Branch of RAS
134 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: ainep@igc.irk.ru
ORCID: [0000-0001-5291-3432](https://orcid.org/0000-0001-5291-3432)

АЛЕКСАНДР ИОСИФОВИЧ НЕПОМНЯЩИХ

докт. физ.-мат. наук
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033 г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
Иркутский научный центр СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Россия