

**FRACTURED TECTONICS OF CHROMITITES OF THE MAIN SARANOVSKOYE DEPOSIT (PERM KRAI)**P.B. Shirayev ✉, N.V. Vakhrusheva 

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Academician Vonsovsky St, Ekaterinburg 620016, Russia

ABSTRACT. The Main Saranovskoe deposit is one of the largest chrome deposits in Russia. The chrome ore bodies are localized in the ultramafites of the Northern Saranovsky massif which has been studied since 1907. The research revealed that the massif is similar to the Bushveld stratiform complex. Unlike other layered plutons, the Northern Saranovsky massif has a large amount of chrome ore bodies as compared to ultramafic host rocks. As many studies have shown, the chromitites of the Main Saranovskoe deposit are severely tectonized. The strike and dip of the ore bodies is complicated by numerous faults. These observations imply that the massif is a fragment of a large stratified pluton intruded into the Proterozoic metasedimentary unit. The fracturing reflects the massif intrusion conditions and provides new petrogenetic information on the relevance of our study of the tectonic fractures of the Saranovsky massif. Studies have been made on the fracture and furrow displacement orientations along the planes in the main ore bodies: western, central and eastern, within the two parts of the deposit. The local stress tensor has been reconstructed using the Angelier method in the Win-Tensor program. It has been stated that the chromitites studied contain 3–4 main fracture systems whose orientation varies together with the orientation of the ore bodies. The main compressive stress axis is oriented subvertically both in the central and southern parts of the deposit, and the main tensile stress axis forms an acute angle with the ore body contacts in the center of the deposit and is oriented subperpendicular to them in the southern part. It has been concluded that fracturing of the chrome ore bodies in the Main Saranskoe deposit took place during the massif motion into the upper crustal horizons with the subvertical orientation of the ore bodies remained unchanged. This casts doubts on the probability of formation of the Northern Saransky massif as a result of gravity differentiation of magmatic melt, since in this case the ore bodies should have undergone a vertical turn which is not exhibited by their fracturing.

KEYWORDS: stratiform chromitites; deformations; ore formation; paleostress

FUNDING: The work has been conducted under the theme AAAA-A18-118052590032-6 of the state assignment of the IGG UB RAS.

RESEARCH ARTICLE

Received: September 23, 2021

Revised: June 10, 2022

Accepted: June 14, 2022

Correspondence: Pavel B. Shirayev, pavel.shiryaev@gmail.com

FOR CITATION: Shirayev P.B., Vakhrusheva N.V., 2022. Fractured Tectonics of Chromitites of the Main Saranovskoye Deposit (Perm Krai). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (5), 0679. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0679

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА ХРОМИТИТОВ ГЛАВНОГО САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

П.Б. Ширяев, Н.В. Вахрушева

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

АННОТАЦИЯ. Главное Сарановское месторождение является одним из наиболее крупных эксплуатируемых хромоворудных объектов в России. Руды локализованы в ультрамафитах Северного Сарановского массива, изучение которого ведется с 1907 г. Исследователями показано, что массив является аналогом стратиформного Бушвельдского комплекса. От других расслоенных плутонов Северный Сарановский массив отличается большим объемом хромовых руд по отношению к вмещающим ультрамафитам. Во многих исследованиях отмечено, что хромититы Главного Сарановского месторождения сильно тектонизированы. По простиранию и падению форма рудных тел осложнена многочисленными разрывными нарушениями. Эти наблюдения позволили высказать предположение о том, что массив представляет собой фрагмент крупного стратифицированного плутона, внедренный в толщу протерозойских метаосадков. Условия формирования трещин отражают условия внедрения массива и позволяют получить новую петрогенетическую информацию, что определяет актуальность проведенного нами исследования трещинной тектоники Сарановского массива. Были изучены ориентировки трещин и борозд смещения на их плоскостях в основных рудных телах: западном, центральном и восточном, в пределах двух участков месторождения. Реконструкция локального тензора напряжений выполнена при помощи метода Анжелье в программе Win-Tensor. Установлено, что в изученных хромититах развито 3–4 главные системы трещин, ориентировка которых меняется вместе с ориентировкой рудных тел. Ось главного сжимающего напряжения как в центральной, так и в южной части месторождения имеет субвертикальную ориентировку, а ось главного растягивающего напряжения образует острый угол с контактами рудного тела в центре месторождения и ориентирована субперпендикулярно им в южной части. Сделан вывод о том, что трещиноватость хромовых руд Главного Сарановского месторождения образовалась в процессе выведения массива в верхние горизонты земной коры с сохранением субвертикальной ориентировки рудных тел. Это ставит под вопрос возможность образования Северного Сарановского массива в результате гравитационной дифференциации магматического расплава, поскольку рудные тела должны были претерпеть разворот в вертикальной плоскости, что не отразилось в их трещиноватости.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: стратиформные хромититы; деформации; рудообразование; палеонапряжение

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118052590032-6 государственного задания ИГГ УрО РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Главное Сарановское месторождение хромовых руд расположено на востоке Пермского края в пределах Северного Сарановского массива и известно с 1890-х годов. Геологическое строение, хромитоносность, а также минералогия и петрография хромититов и ультрамафитов этого массива изучались А.И. Зиминим, О.К. Ивановым, А.С. Варлаковым, А.А. Алексеевым, Ю.А. Волченко, И.И. Чайковским и др. Исследователями установлено, что Сарановский массив относится к расслоенным интрузиям типа Бушвельдской и образовался при дифференциации магмы габброидного состава [Varlakov, 1978; Ivanov, 1990; Alekseev et al., 2000; и др.]. Особенности геологического строения: непропорционально высокий объем хромовых руд по отношению к вмещающим ультрамафитам, а также большие мощности рудных тел нетипичны для других расслоенных комплексов и свидетельствуют о полихронном формировании интрузива [Alekseev et al., 2000].

Согласно гипотезе О.К. Иванова и А.С. Варлакова, изначально формирование хромит-ультрамафитового дифференциата в жидком или, отчасти, суспензионном состоянии происходило в глубинном очаге. Этот дифференциат выжимался в верхние горизонты коры, где происходила его кристаллизация [Varlakov, 1978; Ivanov, 1990].

Другая модель была предложена Ю.А. Волченко с авторами [Volchenko et al., 1979] и нашла подтверждение в результатах исследований А.А. Алексеева и др. [Alekseev et al., 2000]. По мнению авторов, интрузия кристаллизовалась на глубине (предположительно 5–6 км) в спокойной тектонической обстановке. Позднее, в периоды активизации тектонических движений, отдельные фрагменты этой интрузии по зонам тектонических нарушений были перемещены в верхние горизонты коры на расстояние до нескольких километров. При этом сохранились элементы первичной расслоенности и внутреннего строения выведенных блоков.

Изучая химическую зональность рудных тел, Д.А. Ибламинов с соавторами [Iblaminov et al., 2019] пришел к выводу, что формирование пластов хромовых руд происходило в условиях малоамплитудных тектонических колебаний, что привело к дополнительной дифференциации ультрамафитов.

В работе К.С. Иванова и Н.П. Кострова по результатам геолого-геофизической интерпретации потенциальных физических полей на простирании Сарановского массива (в 20 км к югу от него) было установлено падающее на восток и расширяющееся с глубиной высокомагнитное тело, вероятно, серпентинизированных ультрабазитов. Данные авторов показывают, что Сарановский массив может являться крайней верхней частью большого блока, расположенного в 30 км западнее и структурно ниже Главного Уральского глубинного разлома. Авторы предполагают, что здесь в представленной расчетной модели обнаружили реликты рифейского рифта [Ivanov, Kostrov, 2016].

Как видно из представленного выше краткого обзора гипотез формирования Сарановского массива и залегающего в нем хромового оруденения, этот объект

имеет ряд важных особенностей. От других расчлененных плутонов Северный Сарановский массив отличается большим объемом хромовых руд по отношению к вмещающим ультрамафитам. Кроме этого, хромититы массива сильно тектонизированы. По простиранию и падению форма рудных тел осложнена многочисленными разрывными нарушениями. Эти данные позволили высказать предположение о том, что массив представляет собой тектонический фрагмент крупного стратифицированного плутона, внедренный в толщу протерозойских метаосадков. Изучение ориентировок трещин и тензора напряжений, обусловивших хрупкую деформацию хромититов, позволяет установить, как происходило это протрузионное внедрение, что важно для понимания генезиса ультрамафитов и хромититов.

2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА

Северный Сарановский массив имеет линзовидную форму, его протяженность в плане 2.5 км, максимальная мощность 0.42 км (рис. 1). Простирание близко

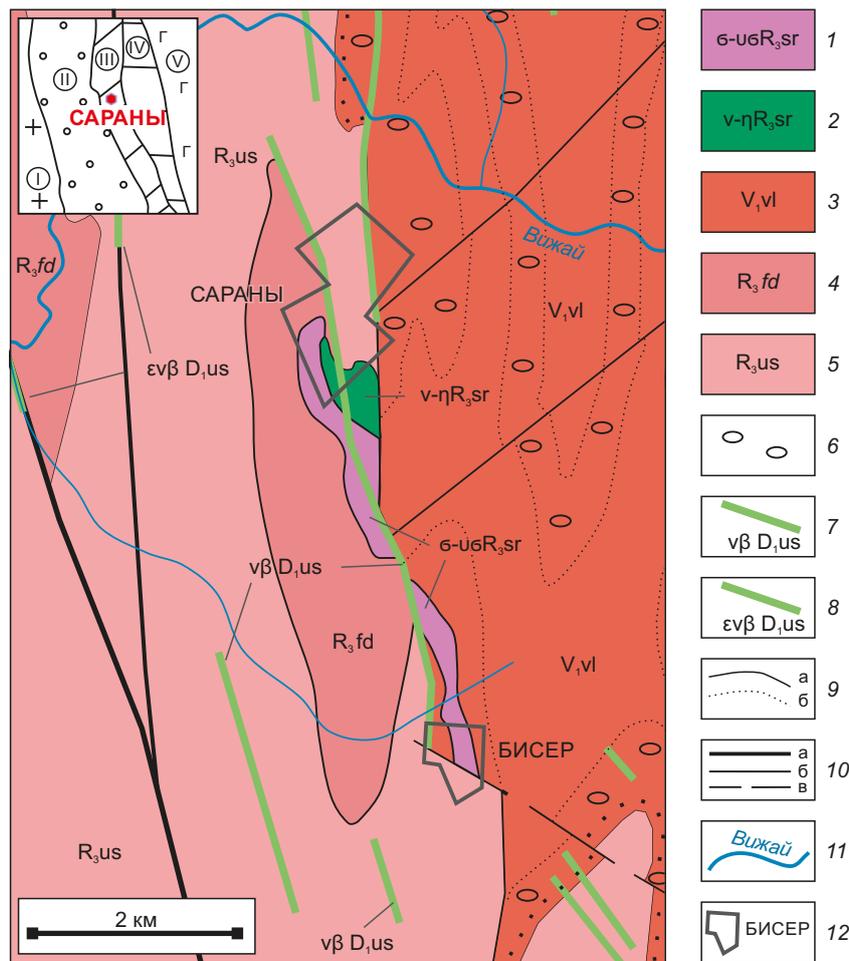


Рис. 1. Геологическое положение Сарановского массива [State Geological Map... 2004; Ivanov, 2016].

1–2 – Сарановский комплекс габбро-анортозит-дунит-гарцбургитовый: 1 – дуниты, дунит-гарцбургиты, гарцбургиты, 2 – габбро, анортозиты, габбро-анортозиты; 3 – вильвенская свита: конгломераты редкогалечные, в средней и верхней части с прослоями сланцев серицит-кварцевых и кварцитопесчаников; 4 – федотовская свита: сланцы углисто-слюдисто-кварцевые

и кварцитопесчаники, в средней части с прослоями базальтов; в верхней – с линзами доломитов и известковистых алевролитов; 5 – усвинская свита: сланцы серицит-кварцевые, альбит-серицит-кварцевые, в верхней части – с прослоями доломитов, в основании – кварцитопесчаники; 6 – конгломераты; 7–8 – Усвинский комплекс габбро-долеритовый: 7 – габбро-долериты и долериты, 8 – трахидолериты; 9 – геологические границы: а – между разновозрастными геологическими подразделениями, б – между фациально разными образованиями одного возраста; 10 – разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные, в – предполагаемые; 11 – реки и их названия; 12 – населенные пункты и их названия. На врезке показано положение массива в тектонических структурах Урала: I – Русская плита, II – молассы предуральского краевого прогиба, III – палеозойские шельфовые комплексы, IV – рифейско-вендские комплексы на дорифейской континентальной коре, V – Западная Тагильская зона.

Fig. 1. Geological position of the Saranovsky massif [State Geological Map... 2004; Ivanov, 2016].

1–2 – Saranovsky gabbro-anorthosite-dunite-harzburgite complex: 1 – dunites, dunite-harzburgites, harzburgites, 2 – gabbro, anorthosites, gabbroanorthosites; 3 – Vilvenskaya formation: rare-pegble conglomerates, with interlayers of sericite-quartz and quartzite sandstones in the middle and upper parts; 4 – Fedotovskaya formation: carbonaceous-mica-quartz and quartzite sandstones, with interlayers of basalts in the middle part and lenses of dolomites and calcareous siltstones in the upper part; 5 – Usva formation: sericite-quartz shales, albite-sericite-quartz, with dolomite interlayers in the upper part and quartzite sandstones at the base; 6 – conglomerates; 7–8–Usva gabbrodolerite complex: 7 – gabbrodolerites and dolerites, 8 – trachydolerites; 9 – geological boundaries: а – between geological divisions of different ages, б – between facially different formations of the same age; 10 – faults: а – main, б – secondary, в – inferred; 11 – rivers and their names; 12 – settlements and their names. The insert shows the massif location in the Ural tectonic structures: I – Russian plate, II – molasses of the Preduralian marginal trough, III – Paleozoic shelf complexes, IV – Riphean-Vendian complexes on the Pre-Riphean continental crust, V – West Tagil.

к субмеридиональному. Массив расположен в пределах Западно-Уральской складчатой зоны, сложенной шельфовыми и батинальными осадками пассивной континентальной окраины. Он представляет собой будинированный блок, морфология и внутреннее строение которого определяются тектоническими факторами [Volchenko et al., 1979]. По данным О.К. Иванова, западная часть массива сложена дунитами, а восточная – расслоенными хромитоносными ультрамафитами (переслаивающимися хромититами, гарцбургитами с различным содержанием энстатита и бронзитовыми дунитами). Ультрамафиты полностью серпентинизированы. Габброиды слагают линзовидное тело размером 920×230 м, развитое вдоль восточного контакта ультрамафитов. Габбро-гипербазитовый массив приурочен к контакту верхнерифейских метаосадков федотовской и усвинской свит с нижневендскими метаосадками вильвенской свиты (рис. 1) [Alekseev et al., 2000]. Метаморфиты представлены главным образом хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и кварцитопесчаниками. Контакты ультрамафитов с вмещающими метаосадочными породами как по результатам наших наблюдений, так и по литературным данным [Alekseev et al., 2000] тектонические, с развитием зон трещиноватости в гипербазитах и сланцах. В породах отсутствуют следы контактового метаморфизма. Контакты ультрамафитов с габбро также тектонические [Volchenko et al., 1979; Alekseev et al., 2000]. Ультрамафиты, габброиды и сланцы прорваны дайками габбро-долеритов.

Основные запасы хромититов Главного Сарановского месторождения сосредоточены в трех рудных телах – западном (средняя мощность 4.2 м), центральном (9.8 м) и восточном (2.7 м). Простираение рудных тел изменяется с субмеридионального в северной и центральной части массива до северо-западного и субширотного – в южной. Падение рудных тел в северной и центральной части массива субвертикальное, в

южной – восточное и северо-восточное, под углами 40–50°. В центральной и южной части форма рудных тел жильная или пластовая. К северу наблюдается уменьшение мощности гипербазитов и тел хромовых руд. Последние интенсивно деформируются и могут приобретать линзовидную форму.

3. О ДЕФОРМАЦИЯХ ХРОМИТИТОВ ГЛАВНОГО САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изменение морфологии и ориентировки рудных тел Главного Сарановского месторождения происходит под действием хрупких деформаций различного уровня. Помимо разрывных нарушений сдвиговой кинематики, в хромититах отмечается развитие систем микросдвигов и катаклаз, которые обуславливают специфические хрупкопластичные деформации. При деформациях такого типа на макроуровне наблюдается плавное изменение формы или ориентировки рудного тела (пластическая деформация), которая обусловлена относительным смещением микроблоков рудного тела по трещинам. Хрупкопластичные деформации осуществлялись на пострудной стадии, в условиях, при которых вмещающие породы могли деформироваться пластически, а хромититы – хрупко. На это указывает тот факт, что микротрещины наблюдаются только в рудных телах и не продолжают во вмещающие породы (рис. 2).

В целом, пластические деформации проявляются как в альпинотипных, так и в стратиформных ультрамафитах и локализованных в них хромовых рудах. В породах наблюдаются следы твердопластического течения, которое осуществляется за счет внутрикристаллического скольжения в зернах оливина. Петроструктурные исследования офиолитовых ультрамафитовых массивов позволили реконструировать их тектоническую историю и показать, что они являются мантийными тектонитами, которые были перемещены из мантийной обстановки в коровую в твердопластичном

состоянии [Goncharenko, 1989; Puchkov, Shteinberg, 1990; и др.]. Деформация стратиформных ультрамафитов происходила в присутствии расплава, в форме так называемой «кристаллической каши». На это указывает то, что следы пластических деформаций, полисинтетическое

двойникование, рекристаллизация наблюдаются только в зернах оливина, а в интерстиционных фазах таковые не проявлены [Yudovskaya et al., 2013].

В хромититах и ультрамафитах Сарановского массива первичные породообразующие силикаты полностью



Рис. 2. Контакт хромититов (правая часть фото) с рудовмещающими аподунитовыми серпентинитами (левая часть). Хромититы разбиты трещинами, которые выполнены кальцитовым и хлорит-кальцитовым агрегатом. Трещины не продолжаются во вмещающие породы.

Fig. 2. Contact of chromitites (right part of the photo) with ore-bearing apodunite serpentinites (left part). Chromitites contain fractures which are filled with calcite and chlorite-calcite aggregates. The fractures do not continue into the host rocks.

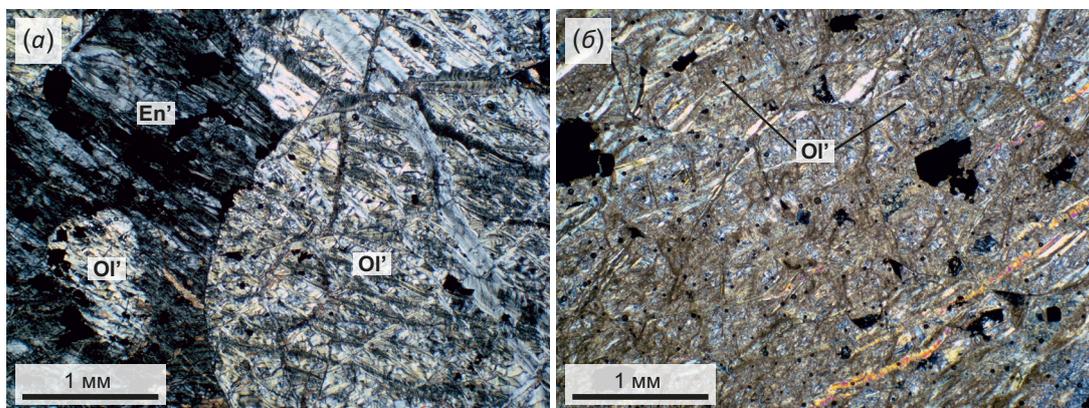


Рис. 3. Недеформированные (а) и деформированные (б) рудовмещающие ультрамафиты Сарановского массива. Ol', En' – псевдоморфозы серпентина по оливину и энстатиту соответственно.

Fig. 3. Undeformed (a) and deformed (b) ore-containing ultramafic rocks of the Saranovsky massif. Ol', En' are serpentine olivine and enstatite pseudomorphs, respectively.

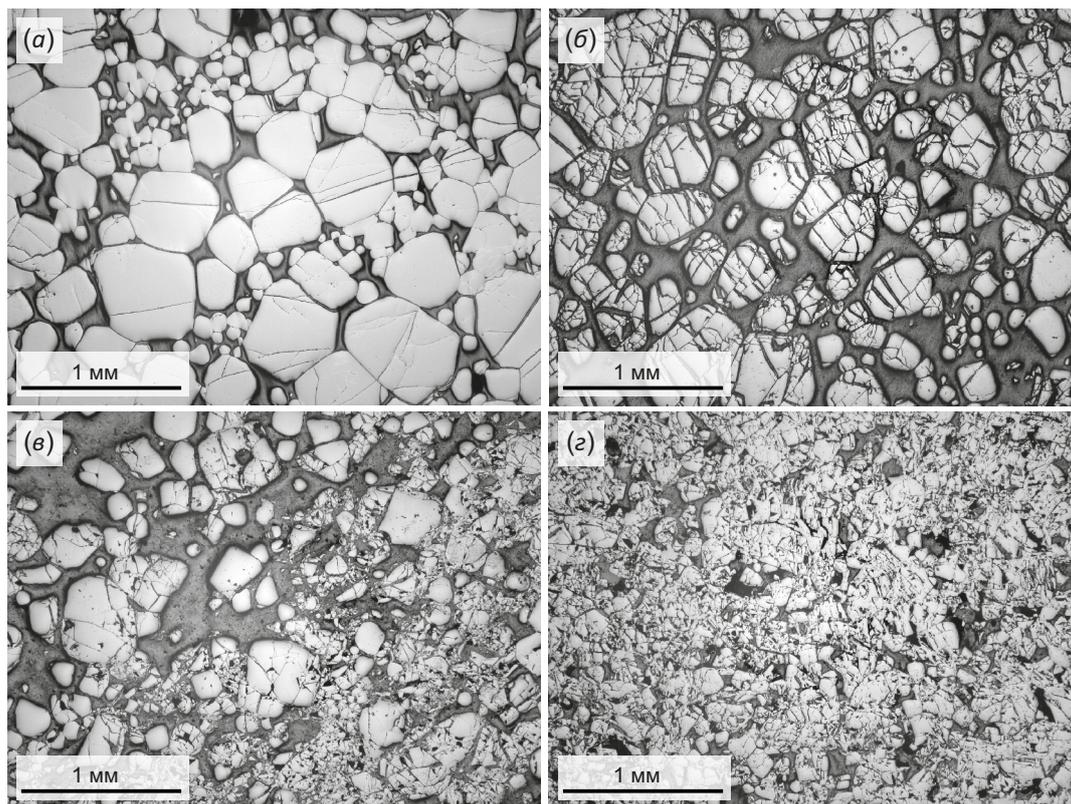


Рис. 4. Различные виды деформаций хромититов Главного Сарановского месторождения.

(а) – слаботрещиноватый густовкрапленный хромитит; (б) – развитие в зернах рудообразующей шпинели микротрещин с выраженной преимущественной ориентировкой; (г) – контакт слаботрещиноватого редковкрапленного хромитита с густовкрапленным катаклазированным; (з) – хромититовый катаклазит.

Fig. 4. Various types of deformations of chromitites of the Main Saranovskoye deposit.

(а) – undeformed high-grade chromitite; (б) – the development of microfractures in the grains of ore-forming spinel with a pronounced predominant orientation; (г) – the contact of weakly deformed low-grade chromitite with high-grade cataclitized; (з) – chromitite cataclasis.

серпентинизированы и карбонатизированы. Тем не менее первичная структура породы часто сохраняется неизменной. В недеформированных разностях пород наблюдается типичная гипидиоморфно-зернистая структура: в интерстициях идиоморфных индивидов оливина располагаются ксеноморфные зерна клинопироксена (рис. 3). При этом оба силиката замещены серпентином. В деформированных ультрамафитах зерна оливина приобретают уплощенный облик (рис. 3). Трещины спайности в кристаллах клинопироксена этих пород становятся изогнутыми, в них появляются полосы сброса. Хромовые руды и рудовмещающие ультрамафиты деформируются с разной скоростью [Cassard et al., 1981]. Вследствие этого на фоне пластического течения ультрамафитов может происходить хрупкая деформация хромититов, аналогичная наблюдаемой на Сарановском массиве.

Хромититы западного, центрального и восточного рудных тел в различной степени были подвержены катакlastическим деформациям (рис. 4). Недеформированные руды с правильными, идиоморфными зернами шпинели (рис. 4, а) встречены в маломощных (мощность 15–20 см) телах жилообразной формы. Внутри

рудных тел развиты как слаботрещиноватые хромититы, в зернах рудообразующей шпинели которых проявлены микротрещины с выраженной преимущественной ориентировкой (рис. 4, б), так и катаклазиты, сложенные разноориентированными обломками рудного минерала, которые сцементированы силикатами и карбонатами (рис. 4, г). Помимо этого, встречаются брекчии, в которых обломки шпинели и силикатов цементируют более крупные, идиоморфные, слаботрещиноватые зерна рудного минерала (рис. 4, в). Как правило, катаклаз хромититов сопровождается увеличением густоты вкрапленности руды.

В настоящей работе представлены результаты изучения ориентировок трещин в хромовых рудах – разрывных нарушений, образовавшихся при хрупкопластичной деформации рудных тел.

4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерение ориентировок плоскостей трещин в хромовых рудах Главного Сарановского месторождения производилось в подземных горных выработках горизонта +100 м. Хромовые руды и рудовмещающие породы месторождения являются слабомагнитными.

Это подтверждают проведенные нами исследования магнитной восприимчивости. Значение каппа в хромовых рудах варьируется в пределах $100\text{--}500 \times 10^{-5}$ ед. СИ, в рудовмещающих породах $1500\text{--}3000 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Изученные горные выработки закреплены анкерной крепью, присутствие стальных металлоконструкций в них минимально, что исключает искажение результатов измерений под влиянием техногенных факторов. Все это позволило использовать для определения элементов залегания магнитный геологический компас.

Измерения производились в двух ортах – центральной и южной части месторождения (участки 1 и 2 соответственно). Измерения выполнялись таким образом, чтобы изучить трещиноватость каждого рудного тела. В пределах участка 1 измерено 34 трещины и 20 полос скольжения, в пределах участка 2 – 52 трещины и 10 штрихов. Согласно данным Д. Дельво и соавторов [Delvaux, Sperner, 2003], такого количества данных достаточно для реконструкции поля напряжений.

Реконструкция палеонапряжений, под действием которых происходила хрупкая деформация хромовых руд, выполнена при помощи метода Анжелье [Angelier, 1984]. Он разработан и применяется для палеотектонических реконструкций в крупных структурах регионального масштаба [Delvaux et al., 1995, 1997; Saintot, Angelier, 2002; и др.]. Отечественные исследователи критически оценивают его достоверность [Rebetsky, 2007; Rebetsky et al., 2019]. В нашей работе рассматривается случай локальной хрупкой деформации хромититов. Эта деформация происходит за счет формирования микроразрывов сдвиговой кинематики в результате единого локального процесса, которые наблюдаются только внутри рудных тел и не прослеживаются во вмещающие породы. Совокупность этих факторов сближает условия деформации тел хромититов с условиями, лежащими в основе модели Анжелье, и делает возможным ее применение в нашей работе.

Реконструкция локального тензора напряжений была выполнена при помощи программы Win-Tensor [Delvaux, Sperner, 2003]. При этом было установлено направление осей главных напряжений (σ_1 – главное сжимающее напряжение, σ_2 – главное промежуточное напряжение и σ_3 – главное растягивающее напряжение).

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерение трещиноватости хромититов производилось в центральной и южной части горизонта +100 м (рис. 5). В центральной части горизонта западное, центральное и восточное рудные тела менее деформированы, чем в южной. На это указывает их выдержанная мощность и ориентировка. Контакты рудных тел с рудовмещающими породами в обеих частях месторождения тектонические, иногда с развитием зеркал скольжения. Чаще вдоль контактов развиты открытые трещины, с зиянием в среднем 1.5–3.0 см, которые выполнены среднезернистым агрегатом кальцита.

Трещиноватость хромититов возрастает к эндоконтактам. Во внутренних частях тел хромититов проявлены трещины отрыва, обычно заполненные кальцитом, и трещины скалывания. На плоскостях трещин скалывания наблюдаются следы перемещения – борозды и зеркала скольжения.

Ориентировки трещин в хромититах центральной части изученного горизонта (участок I) приведены на рис. 5. В рудных телах выделяются четыре системы трещин. Система № 1 имеет северо-западное простирание и падение, близкое к субвертикальному. Трещины этой системы ориентированы субсогласно контактам рудного тела и имеют сдвиговую кинематику. Простирание систем трещин № 2 и 3 северо-восточное, но падение их различно, у системы № 2 – субвертикальное, а у системы № 3 – северо-западное под углами $40\text{--}50^\circ$. Трещины второй системы преимущественно являются правыми сбрососдвигами, а третьей – пологими сбросами. Разброс значений азимутов простирания для трещин каждой из систем составляет в среднем $4 \pm 2^\circ$, трещины в целом ориентированы перпендикулярно контактам рудных тел.

Система трещин № 4 имеет юго-восточное падение под углом $50\text{--}60^\circ$, кинематика трещин сдвиговая и сбрососдвиговая.

Результаты исследования трещиноватости рудных тел этой части месторождения согласуются с полученными ранее геологическими данными. Изученная выработка расположена в 10 м к северу от крупного правого сбрососдвига, ориентированного субсогласно трещинам второй и третьей систем (рис. 5). Выработка, в которой производилось геологическое изучение хромовых руд, пересекается разрывом юго-восток-восточного падения. Близкую с этим разрывом ориентировку имеют трещины системы № 4.

В рудах южной части горизонта (участок II) проявлены три главные системы трещин. Их простирание согласно таковому систем трещин № 1–3 участка I, но с некоторыми заметными отличиями. Трещины первой системы участка II имеют северо-западную ориентировку, при этом разброс значений азимутов простирания составляет $13 \pm 10^\circ$. Трещины системы № 2 имеют северо-восточное простирание и субвертикальное падение (как на участке I). Система трещин № 3 падает на северо-запад под углом $50\text{--}80^\circ$, т.е. под более крутым углом, по сравнению с трещинами этой системы на участке I. Кинематика трещин системы № 1 отвечает чистому сдвигу, а системы № 2 и 3 – чистому сбросу.

Проведенные реконструкции палеонапряжений (рис. 6) указывают на то, что хромититы обоих изученных участков испытывали сжатие в вертикальном и растяжение в горизонтальном направлении. На участке I оси растяжения и сжатия лежат в плоскости, ориентированной согласно с хромититовыми телами, которые имеют крутое северо-восточное падение. На участке II, в южной части месторождения, эта плоскость ориентирована перпендикулярно контактам рудных тел.

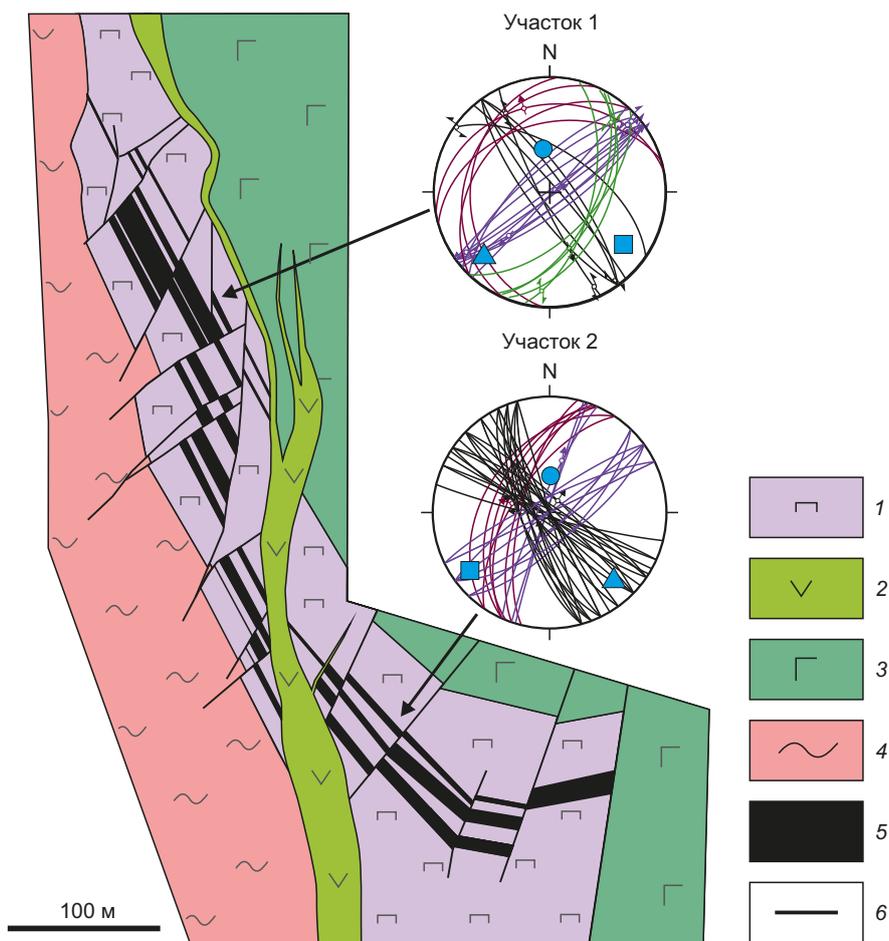


Рис. 5. Схематическая геологическая карта горизонта +100 м Главного Сарановского месторождения хромовых руд (построена авторами).

Стрелками показаны участки, где выполнено исследование трещиноватости хромититов. Ориентировки трещин и главных осей напряжения показаны в виде проекции на нижнюю полусферу сетки Вульфа. 1 – ультрамафиты нерасчлененные; 2 – долериты (габбро-диабазы); 3 – габбро; 4 – сланцы; 5 – хромититы; 6 – основные разрывные нарушения.

Fig. 5. Schematic geological map of the horizon +100 m of the Main Saranovskoye chromium ore deposit (drawn by the authors). The arrows show the areas where the fracturing of chromitites was studied. The orientations of fractures and the principal stress axes are shown as a projection on the lower hemisphere of the Wulf grid. 1 – ultramafic rocks undifferentiated; 2 – dolerites (gabbro-diorites); 3 – gabbro; 4 – shales; 5 – chromitites; 6 – major faults.

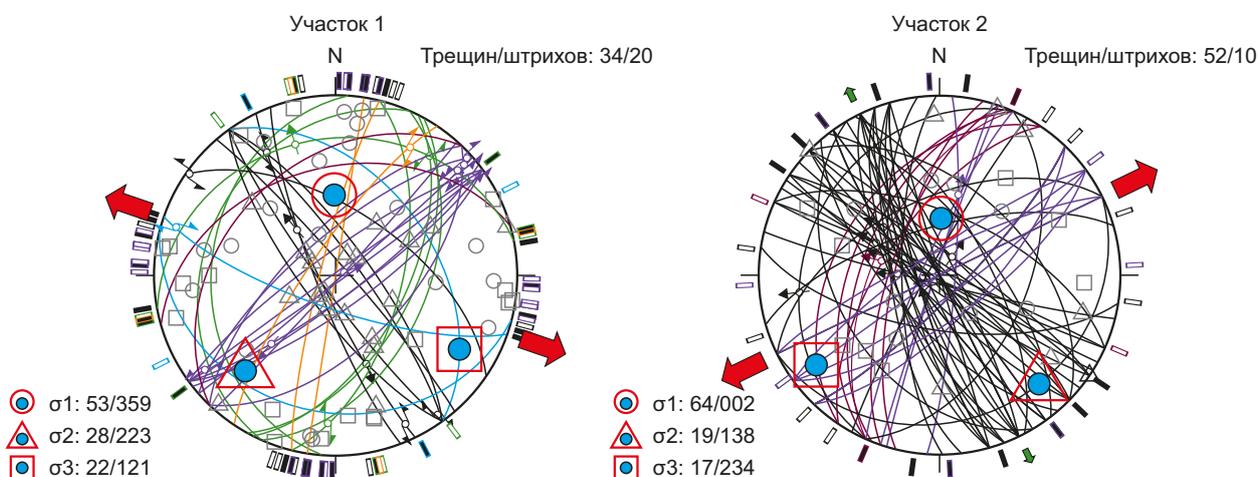


Рис. 6. Реконструкция палеонапряжений в хромититах Главного Сарановского месторождения. Проекция на нижнюю полусферу сетки Вульфа.

Fig. 6. Paleostress reconstruction in chromitites of the Main Saranovskoye deposit. Projection onto the lower hemisphere of the Wulf grid.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ ориентировок трещин в хромититах в пределах изученных участков месторождения позволяет сделать вывод о том, что их формирование произошло в результате воздействия на рудные тела локальных сил.

В южной части исследованного горизонта простираемость трещин, субсогласных контактам рудных тел, изменяется вместе с простираемостью самих рудных тел. Образование здесь веерообразной системы трещин № 1 может быть связано с тем, что ориентировка осей главных напряжений на момент образования трещин была постоянной, однако происходил разворот блока, вмещающего оруденение. Отсюда следует вывод, что испытывавшие хрупкие деформации тела хромититов в момент разворота были ориентированы субвертикально.

В трещиноватости хромовых руд не отражены процессы изменения ориентации массива в вертикальной плоскости, хотя, согласно представлениям о происхождении оруденения в результате гравитационной дифференциации, такое изменение должно было иметь место в истории его формирования. Согласно взглядам исследователей, занимавшихся изучением массива, он является фрагментом крупной расслоенной интрузии, который был оторван и перемещен в верхние горизонты земной коры под действием тектонических процессов [Volchenko et al., 1979; Alekseev et al., 2000]. Это подтверждается и тем, что Северный Сарановский массив залегает среди более молодых метасадочных пород верхнепротерозойского возраста.

Результаты реконструкции палеонапряжений показывают, что трещиноватость рудных тел образовалась в условиях субвертикального сжатия и горизонтального растяжения. Эта обстановка соответствует механическому (протрузивному) внедрению массива в верхние горизонты земной коры [Burmistrov et al., 2009]. Термодинамические условия, в которых происходил этот процесс, были таковы, что рудовмещающие породы испытывали пластическую, а хромовые руды – хрупкую деформацию. На это указывает то, что трещины в хромититах в основной массе прослеживаются только до контактов с вмещающими породами. Исследования последних лет (например [Wallis et al., 2020; и др.]) показывают, что пластическая деформация оливина может происходить при низких температурах (296 К), в связи с чем невозможно оценить точные условия деформации вмещающих ультрамафитов.

Сарановский массив ориентирован субсогласно с крупными региональными разломами северо-западного простираения и приурочен к контакту рифейских и вендских метасадков (см. рис. 1), что дает основание говорить о тектоническом контроле процесса его протрузивного внедрения. Субвертикальное сжатие возникает вследствие сдавливания массива при его выведении в верхние горизонты земной коры. Оси растяжения в северной и южной части плутона имеют при этом различную ориентировку, возможно определяющуюся

морфологией разрывной структуры, по которой происходило внедрение массива. Тела хромититов в южной части месторождения приобретают субширотное простираение и резко обрываются на контакте с габбро, не прослеживаясь к югу. В то же время серпентиниты протягиваются в южном направлении еще на 700 м.

Все это увязывается в единую модель, в основе которой лежит процесс одноактного тектонического события – выведения субвертикально ориентированного массива в верхние горизонты земной коры. Изменение тензора напряжений при этом обусловлено морфологией разрывной структуры, по которой происходило внедрение массива. Катаклиз хромовых руд сопровождался их гидротермальной проработкой и появлением новых минеральных ассоциаций, включающих бадделлит и циркон [Vakhrusheva et al., 2020]. Эти процессы затрагивали вмещающие ультрамафиты, вследствие чего в них, наряду с древними цирконами, появились более молодые минеральные фазы возраста O_3-S_1 [Krasnobaev et al., 2013], образование которых ранее было увязано с тектонической переработкой ультрамафитов [Ivanov, Kostrov, 2016].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что трещиноватость хромовых руд Главного Сарановского месторождения образовалась в процессе протрузивного выведения вертикально ориентированного массива (о чем можно судить по вертикальной ориентировке рудных тел) в верхние горизонты земной коры. Внедрение массива контролировалось региональным тектоническим нарушением северо-западного простираения. Ориентировка трещин в рудных телах ставит под вопрос возможность образования Северного Сарановского массива в результате гравитационной дифференциации магматического расплава, поскольку рудные тела в этом случае должны были претерпевать разворот в вертикальной плоскости, что не отражено в их трещиноватости.

Широкое распространение имеют хромититовые катаклазиты, в которых обломки шпинели и силикатов цементируют более крупные, идиоморфные, слабдеформированные зерна рудного минерала. Такие породы являются, по-видимому, продуктами синрудной деформации. Отсюда следует, что термодинамические и геологические условия образования хромититов месторождения далеки от рассматриваемых в теоретических и экспериментальных исследованиях, поскольку руды в процессе своего образования испытывали механическое напряжение. Катаклиз хромититов, как правило, сопровождается увеличением количества рудного минерала, что может являться причиной изменчивости химического состава руд [Iblaminov et al., 2019] по разрезу рудных тел. Следовательно, деформации являются одним из механизмов дифференциации пород массива, который непосредственно связан с рудообразованием. В то же время степень изменчивости деформаций хромититов и ультрамафитов

Сарановского массива остается крайне слабой, что обуславливает необходимость их дальнейшего детального исследования.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

9. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. The authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G., 2000. Layered Intrusions of the Western Slope of the Urals. Gilem, Ufa, 188 p. (in Russian) [Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.]

Angelier J., 1984. Tectonic Analysis of Fault Slip Data Sets. *Journal of Geophysical Research* 89 (B7), 5835–5848. <http://doi.org/10.1029/JB089iB07p05835>.

Burmistrov A.A., Starostin V.I., Dergachev A.L., Petrov V.A., 2009. Structural and Petrophysical Analysis of Mineral Deposits. Textbook. MAKS Press, Moscow, p. 408 p. (in Russian) [Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых: Учебник. М.: МАКС Пресс, 2009. 408 с.]

Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A., 1981. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology* 76 (4), 805–831. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805>.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V., 1995. Palaeostress Reconstruction and Geodynamics of the Baikal Region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic Pre-Rift Evolution. *Tectonophysics* 252 (1–4), 61–101. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00090-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00090-9).

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V., 1997. Paleostress Reconstruction and Geodynamics of the Baikal Region, Central Asia. Part II: Cenozoic Rifting. *Tectonophysics* 282 (1–4), 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).

Delvaux D., Sperner B., 2003. Stress Tensor Inversion from Fault Kinematic Indicators and Focal Mechanism Data: The TENSOR Program. In: D. Nieuwland (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society of London, Special Publications 212, p. 75–100.

Goncharenko A.I., 1989. Deformation and Petrostructural Evolution of Alpinotype Hyperbasites. Publishing House of the Tomsk University, Tomsk, 400 p. (in Russian) [Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция

альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1989. 400 с.]

Iblaminov R.G., Osovetsky B.M., Puzik A.Yu., 2019. Transverse Zonation and Latent Layering within the Ore Body of the Main Saranovskoye Deposit (Western Urals, Russia). *Bulletin of the Perm University* 18 (3), 237–252 (in Russian) [Ибламинов Р.Г., Осовецкий Б.М., Пузик А.Ю. Поперечная зональность и скрытая расслоенность рудного тела Главного Сарановского месторождения, Западный Урал, Россия // Вестник Пермского университета. 2019. Т. 18. № 3. С. 237–252.] <http://doi.org/10.17072/psu.geol.18.3.237>.

Ivanov O.K., 1990. Layered Chromite-Bearing Ultramafic Rocks of the Urals. Nauka, Moscow, 242 p. (in Russian) [Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука. 1990. 242 с.]

Ivanov K.S., Kostrov N.P., 2016. A New Geological and Geophysical Interpretation to Potential Fields near ESRU. The Paper 1. Western Part of the Urals. *Lithosphere* 5, 91–108 (in Russian) [Иванов К.С., Костров Н.П. Новая геолого-геофизическая интерпретация потенциальных полей в районе Средне-Уральского трансекта. Статья 1. Западная часть Урала // Литосфера. 2016. № 5. С. 91–108].

Ivanov O.K., 2016. Mineralogy of the Saranovskoe Chromite Deposit (Middle Urals). *Mineralogical Almanac* 21 (2), 120 p.

Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Antonov A.V., 2013. Zirconology of Dunite from the Sarany Chromite-Bearing Ultramafic Complex (Middle Urals). *Doklady Earth Sciences* 451, 737–742. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13070040>.

Puchkov V.N., Steinberg D.S. (Eds), 1990. Structure and Evolution of Ray-Iz Ultramafic Massif. Publishing House of the Ural Branch of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, 229 p. (in Russian) [Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из / Ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.]

Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Mountain Ranges. Nauka, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.]

Rebetsky Yu.L., Marinin A.V., Sim L.A., 2019. Tectonophysical Paleostress Reconstructions: Interpretation Challenges and Possible Solutions. *Russian Geology and Geophysics* 60 (6), 675–689. <http://doi.org/10.15372/RGG2019048>.

Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic Paleostress Fields and Structural Evolution of the NW-Caucasus Fold-and-Thrust Belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357 (1–4), 1–31. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00360-8](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00360-8).

State Geological Map of the Russian Federation, 2004. Perm Series. Scale 1:200000. Sheet O-40-XVII (Gornozavodsk). PGGSP Geocarta, Perm (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Пермская. Масштаб: 1:200000. Лист O-40-XVII (Горнозаводск). Пермь: ПГГСП Геокарта, 2004].

Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Leonova L.V., 2020. Zr Mineralization in Chromitites of the Saranovsky Ultramafic Massif. Bulletin of the Ural Branch of the Russian Mineralogical Society 17, 10–13. (in Russian) [Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Леонова Л.В. Циркониевая минерализация в хромититах Сарановского ультраосновного массива // Вестник Уральского отделения РМО. 2020. № 17. С. 10–13].

Varlakov A.S., 1978. On Petrography and Petrochemistry of Hyperbasites of the Saranovsky Chromite-Bearing Massif. In: Magmatism and Metamorphism of Ultrabasic and Alkaline Rocks of the Urals. Publishing House of the Ural Scientific Centre of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, p. 26–44 (in Russian) [Варлаков А.С. К петрографии и петрохимии гипербазитов Сарановского хромитоносного массива // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978. С. 26–44].

Volchenko Yu.A., Bryansky Ya.Sh., Vilesov N.G., 1979. New Data on the Geology and Ore Content of the Saranovsky

Complex (Western Slope of the Urals). In: Ore Mineralization Genesis in Basites and Hyperbasites. Publishing House of the Ural Scientific Centre of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, p. 70–81 (in Russian) [Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала) // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. С. 70–81].

Wallis D., Hansen L.N., Kumamoto K.M., Thom C.A., Plümper O., Ohl M., Durham W.B., Goldsby D.L. et al., 2020. Dislocation Interactions during Low-Temperature Plasticity of Olivine and Their Impact on the Evolution of Lithospheric Strength. Earth and Planetary Science Letters 543, 116349. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116349>.

Yudovskaya M.A., Kinnaird J.A., Sobolev A., Kuzmin D.V., McDonald I., Wilson A.H., 2013. Petrogenesis of the Lower Zone Olivine-Rich Cumulates beneath the Platreef and Their Correlation with Recognized Occurrences in the Bushveld Complex. Economic Geology 108 (8), 1923–1952. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.8.1923>.