

Последовательность деформаций в обрамлении гипербазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал)

С. Н. Сычев^{1,2}, К. В. Куликова³, А. С. Шуйский³, Р. В. Веселовский^{4,5}, А. В. Травин^{6,7}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: s.sychev@spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

³Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

⁵Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., 10/1

⁶Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

⁷Новосибирский государственный технический университет, 630073, г. Новосибирск, пр-т К. Маркса, 20

Поступила в редакцию 22.08.2023 г., принята к печати 17.11.2023 г.

Объект исследования. Гипербазитовый массив Сыум-Кеу, расположенный на Полярном Урале. **Цель.** Выявление и разбраковка деформационных событий вблизи от сочленения разновозрастных структур Урала, Пай-Хоя и северо-западной части Западной Сибири. **Методы.** Геологическая интерпретация данных замеров геометрических характеристик складчатых структур, индикаторов палеонапряжений, анизотропии магнитной восприимчивости и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования мусковита. **Результаты.** Изучение структурных характеристик комплексов пород гипербазитового массива Сыум-Кеу и его обрамления позволило сделать выводы о наличии нескольких стадий их деформаций: 1) стадия пластических деформаций (раннеколлизийный этап), 2) две стадии хрупких деформаций (позднеколлизийный этап). На раннеколлизийном этапе происходило надвигообразование со сдвиговой компонентой, которое фиксируется по шарнирам мелкой складчатости и ориентировкам главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости. На позднеколлизийном этапе выявлены ранние напряжения сжатия СВ-ЮЗ простирания, а также более поздние – СЗ-ЮВ простирания, отвечающие взбросовым и взбросо-сдвиговым перемещениям. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования гранитоидов указывают на турнейский возраст метаморфических преобразований. **Выводы.** Исследования мезоструктурных элементов выявили два типа деформаций: ранние пластические, относимые к раннеколлизийному этапу, фиксирующие региональное надвигообразование, и более поздние хрупкие, которые относятся к позднеколлизийному этапу и отражают взбросовые и взбросо-сдвиговые перемещения. Изучение ориентировок осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости пород в западном и восточном обрамлениях массива Сыум-Кеу показало надвиговые и взбросо-сдвиговые кинематические характеристики комплексов, характерные для раннеколлизийного этапа и формирования покровной структуры Урала в соответствии с моделью Хансена. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования могут свидетельствовать о метаморфических преобразованиях пород в связи с началом коллизийных процессов на Полярном Урале.

Ключевые слова: гипербазитовый массив, Полярный Урал, деформации, анизотропия магнитной восприимчивости, Главная Уральская сutura, коллизия, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, проект № 122041400171-5

Sequence of deformations in frame of Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals)

Sergey N. Sychev^{1,2}, Ksenia V. Kulikova³, Alexander S. Shuyskiy³, Roman V. Veselovskiy^{4,5}, Alexey V. Travin^{6,7}

Для цитирования: Сычев С.Н., Куликова К.В., Шуйский А.С., Веселовский Р.В., Травин А.В. (2024) Последовательность деформаций в обрамлении гипербазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). *Литосфера*, 24(4), 629–641. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-629-641>

For citation: Sychev S.N., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Veselovskiy R.V., Travin A.V. (2024) Sequence of deformations in frame of Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 629–641. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-629-641>

© С.Н. Сычев, К.В. Куликова, А.С. Шуйский, Р.В. Веселовский, А.В. Травин, 2024

¹St. Petersburg State University, 7/9 University emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: s.sychev@spbu.ru²A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Sredny av., St. Petersburg 199106, Russia³N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia⁴M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 19991, Russia⁵O.Y. Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, 10/1 B. Gruzinskaya st., Moscow 123242, Russia⁶V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia⁷Novosibirsk State Technical University, 20 K. Marx av., Novosibirsk 630073, Russia

Received 22.08.2023, accepted 17.11.2023

Research subject. The Syum-Keu ultrabasic massif, located in the Polar Urals. **Aim.** Identification and disassembly of deformation events near the junction of different-age structures of the Urals, Pay-Khoy, and the northwestern part of Western Siberia. **Materials and Methods.** Geological interpretation of data on the geometric characteristics of fold structures, paleostress indicators, anisotropy of magnetic susceptibility, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite. **Results.** The study of the structural characteristics of rock complexes in the Syum-Keu ultrabasic massif and its framing confirmed the presence of several stages in their deformation: (1) a stage of plastic deformation (early collisional stage) and (2) two stages of brittle deformation (late collisional stage). During the early collisional stage, thrusting with a shear component took place, which is manifested in shallow folding hinges and orientations of the main axes of the anisotropy of magnetic susceptibility ellipsoid. The late collisional stage reveals early NE-SW strike-slip compressional stresses and late NW-SE strike-slip stresses corresponding to strike-slip and strike-slip displacements. The results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of granitoids indicate the Turnean age of metamorphic transformations. **Conclusions.** The conducted study of mesostructural elements revealed two types of deformations: early plastic deformations, attributed to the early collisional stage and reflecting regional thrusting, and late brittle deformations, attributed to the late collisional stage and reflecting thrust and thrust movements. The study of the orientation of the ellipsoid anisotropy axes of magnetic susceptibility of rocks in the western and eastern margins of the Syum-Keu massif showed thrusting and strike-slip kinematic characteristics of the complexes, which are typical of the early collisional stage and the formation of the Ural cover structure in accordance with the Hansen model. The results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating may indicate metamorphic transformations of rocks in connection with the onset of collisional processes in the Polar Urals, presumably of the Turnean age.

Keywords: ultrabasic massif, Polar Urals, deformations, anisotropy of magnetic susceptibility, Main Ural suture, collision, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Funding information

The work was carried out within the framework of the research topic "Deep structure, geodynamic evolution, geosphere interaction, magmatism, metamorphism, and isotopic geochronology of the Timann-SeveroUralsky lithospheric segment" IG FRC Komi SC UB RAS; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was performed within the framework of the state assignment of IGM SB RAS, project No. 122041400171-5

ВВЕДЕНИЕ

Гипербазитовый массив Сыум-Кей – самый северный из известных на Урале ультраосновных массивов, относящихся к офиолитовой ассоциации. В западном обрамлении массива проходит зона Главной Уральской сuture (ГУС). На востоке от массива расположены габброиды, которые перекрываются мощной толщей мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской плиты. В районе массива Сыум-Кей, расположенного на Полярном Урале, геологические работы проводились большим количеством исследователей, структурные и петроструктурные исследования, включая составление детальных карт, редки (Шмелев, 1991; Савельева, Суслов, 2014). В лежащем крыле зоны ГУС изучение пикативных структурных парагенезисов производилось П.А. Тишиным (1996, 2006). Исследованием более поздних дизъюнктивных деформаций и восстановлением полей палеонапряжений в пределах Приполярно- и Полярно-Уральского сегментов занимались Л.А. Сим с коллегами (Сим, Чекмарев, 2006). Актуальность исследования заключается в том, что массив располо-

жен вблизи от сочленения разновозрастных структур Урала, Пай-Хоя и северо-западной части Западной Сибири. Выявление и разбраковка разновозрастных деформационных событий важны для постановки поисковых задач в изучаемом регионе. Крупнейшая в мире зона коллизионного шва (ГУС) до сих пор остается малоизученной.

В данной работе рассматривается деформационная история метаморфических пород западного и восточного обрамления массива Сыум-Кей, основанная на изучении структурно-геометрических характеристик складчатых парагенезисов, индикаторов палеонапряжений и исследовании анизотропии магнитной восприимчивости, а также выполнена оценка возраста метаморфических преобразований гранитоидов зоны ГУС.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В лежащем крыле ГУС расположен Харбейско-Марункеуский параавтохтон, где с запада на восток выделяются Марункеуская, Хабаковская, Маруншорская и Ингилорская пластины, а в висячем крыле – Щучинский аллохтон, в пределах которого

выходит на дневную поверхность Сэргайская пластина. В состав последней включаются как массив Сыум-Кеу, так и обрамляющие его с востока габброиды (рис. 1). Первые четыре пластины состоят из докембрийских метаморфических комплексов и вблизи зоны ГУС прорваны позднекембрийско-раннеордовикскими гранитоидами. Сэргайская пластина преимущественно сложена нижнепалеозойскими породами офиолитовой ассоциации.

Метаморфиты Харбейско-Марункеуского параавтохтона несут в себе признаки неоднократных пластических деформаций (макро-, мезо-, микро-масштабная складчатость, будинаж, бластомилонитизация и т. д.), характер распределения которых указывает на чешуйчато-блоковое строение комплекса (Тишин, 1996, 2006). Зона ГУС обнажена в западном ограничении Щучьинского аллохтона, где в полосе шириной до 2–3 км интенсивно деформированы (рассланцованы, смяты в изоклиналиные складки, будинированы) породы как аллохтона, так и автохтона. В серпентинитовом матриксе встречены тектонизированные блоки докембрийских метаморфитов, гранитоидов, а также линзовидные блоки гарцбургитов и серпентинитов (рис. 2).

В составе Ингилороской пластины присутствуют гранитоиды одноименного Ингилорского массива. Гранитоиды слагают небольшие субогласные тела, реже – несогласные, секущие вмещающие их метаморфические породы. Размеры тел гранитоидов варьируют в широких пределах от первых сотен метров до 2 км; в целом это тела послойного внедрения – линзообразные, субмеридионального простираения.

Сэргайская пластина включает ультраосновные (сыумкеуский и малохадатинский комплексы) и основные породы (малыкский комплекс) офиолитовой ассоциации, а также островодужный харампэйско-масловский комплекс. Гипербазиты слагают пологопадающее на восток линзовидное тело мощностью 1–6 км, которое в виде серповидной пластины надвинуто на докембрийское основание (Государственная геологическая карта..., 2009). Полосчатость пород нередко смята в узкие изоклиналиные складки пластического течения, описывающие сложную асимметричную структуру замкнутой синформы (Шмелев, 1991). Интенсивность и усложнение деформационных структур перидотитов нарастают в сторону восточного обрамления массива (Савельева, Суслов, 2014).

Для пород габбрового малыкского комплекса (восточное обрамление массива Сыум-Кеу) характерна полосчатость, обусловленная чередованием лейко-, мезо- и меланократовых разновидностей с падениями на северо-запад (азимуты падения 285–290°, углы 30–60°).

Метаморфические изменения пород комплекса сложны и имеют общую регрессивную направленность. Габброиды малыкского комплекса пре-

терпели преобразования в условиях гранулитовой, гранат-амфиболитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Интенсивность преобразования уменьшается с запада на восток и формирует на границе контакта малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса и габброидов малыкского комплекса так называемую инвертированную зональность (Куликова, Кузнецов, 2008), фиксируя, вероятно, внутриокеаническое надвигообразование. Сходные обстановки наблюдаются в Западном Ньюфаундленде (Williams, Smyth, 1973).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ на опорных участках изучались геометрические характеристики складчатых структур, выполнялись замеры шарниров мелкой складчатости, а также индикаторов палеонапряжений: плоскостей сопряженных трещин и осей будинированных пород (см. рис. 2). Затем проводились их типизация и корреляция с использованием традиционных методик – структурного анализа складок с применением азимутальных проекций и стресс-анализа (Кирмасов, 2011; Тевелев, 2016). По ориентировке плоскостей сопряженных трещин вычислялись оси сжатия и растяжения (Гзовский, 1975; Groshong, 2006). Поскольку в данном районе не удалось определить все деформационные преобразования, зафиксированные ранее для южных районов Полярного Урала (Сычев, 2015), стадии деформаций обозначались как D_n . На площадках замеров структурных элементов отбирались ориентированные образцы для структурных построений на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ). Для исследования АМВ пород из ориентированных образцов выпиливались кубики с длиной ребра 2 см; количество кубиков составляло от 3 до 5 в зависимости от размера образца, для каждого из них в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва) на капнометре KLY-4S (AGICO, Чехия) определялись параметры АМВ. Обработка и визуализация результатов измерений выполнялись с помощью программы Anisoft 4.2 (Chadima, Hroudá, 2006). В ходе интерпретации ориентировки структурных элементов и осей эллипсоида АМВ выносились на азимутальные проекции при помощи программы QuickPlot 3.0 (D.V. Everdingen).

Наиболее важным для исследования представляется приблизительное совпадение ориентировок главных осей эллипсоида АМВ и эллипсоида деформации ($K_1 \approx X > K_2 \approx Y > K_3 \approx Z$) (Использование..., 1986; Borradaile, Henry, 1997; Сычев и др., 2016). Анизотропия магнитной восприимчивости в горных породах определяется следующими параметрами: 1) средним значением объемной

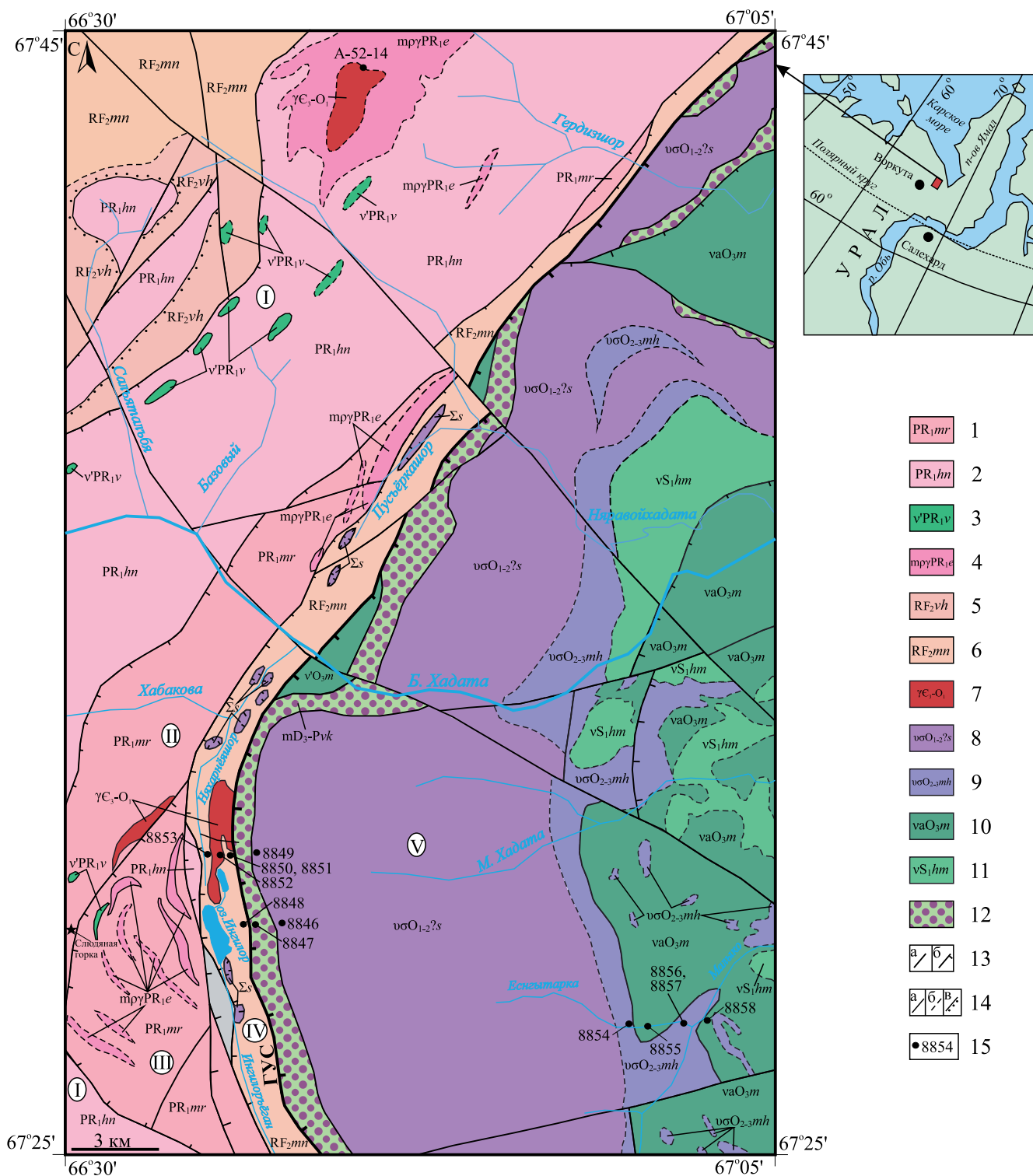


Рис. 1. Геологическая карта центральной части гипербазитового массива Сyum-Кeу и его обрамления, по материалам (Государственная геологическая карта..., 2009), с изменениями.

На врезке указано расположение изученной территории.

1–5 – докембрийские образования Центрально-Уральской мегазоны: 1 – эклогиты, амфиболиты и гнейсы марункеуской свиты, 2 – амфиболиты и гнейсы ханмейхойской свиты, 3 – метагаббро-долериты васькеуского комплекса, 4 – мигматит-плагииграниты евяюганского комплекса, 5 – конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники и сланцы верхнехарьбейской свиты; 6 – метабазальты и сланцы минисейшорской свиты; 7 – гранитоиды; 8–11 – палеозойские образования Тагило-Магнитогорской мегазоны: 8 – гипербазиты сyumкеуского комплекса, 9 – гипербазиты малохадатинского комплекса, 10 – габброиды и амфиболиты мальковского комплекса, 11 – габброиды харампэйско-масловского комплекса; 12 – серпентини-

товый меланж (войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов) зоны ГУС; 13 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги; 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – несогласного залегания; 15 – номера точек наблюдений (тн), где производились замеры структурных элементов (см. рис. 2, 3), отбора проб на измерения анизотропии магнитной восприимчивости (см. рис. 4, 5) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (см. рис. 6).

Римскими цифрами в кружках обозначены: I–IV – Харбейско-Марункеуский параавтохтон: I – Марункеуская, II – Хабаковская, III – Маруншорская, IV – Ингилорская пластины; V – Щучинский аллохтон: Сергайская пластина.

Fig. 1. Geological map of the central part of the Syum-Keu ultrabasic massif and its frame, according to the materials (State Geological Map..., 2009), with modifications.

The inset shows the location of the studied area.

1–5 – Precambrian formations of the Central Urals megazone: 1 – eclogites, amphibolites and gneisses of the Marunkeu Formation, 2 – amphibolites and gneisses of the Hanmeikhoi Formation, 3 – metagabbro-dolerites of the Vaskeu Complex, 4 – migmatite-plagiogranites of the Evyugansk Complex, 5 – conglomerates, gravelites, quartzite-sandstones and shales of the Upperkharbeyskaya Formation; 6 – metabasalts and schists of the Miniseishor Formation; 7 – granitoids; 8–11 – Paleozoic formations of the Tagil-Magnitogorsk Megazone: 8 – ultrabasic of the Syumkeu complex, 9 – ultrabasic of the Malokhadati complex, 10 – gabbroids and amphibolites of the Malyk complex, 11 – gabbroids of the Kharampei-Maslov complex; 12 – serpentinite melange (Voykar-Kempirsay complex of tectonites) of the Main Ural Sutura (MUS) zone; 13 – discontinuities: а – faults, б – thrusts, в – unconformable bedding; 14 – geologic boundaries: а – reliable, б – assumed; 15 – numbers of observation points (op) where measurements of structural elements were made (Figs. 2, 3), sampling for anisotropy of magnetic susceptibility measurements (see Figs. 4, 5) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (see Fig. 6).

Roman numerals in circles denote: I–IV – Kharbeysko-Marunkeusky paraautochthon: I – Marunkeuskaya, II – Khabakovskaya, III – Marunshorskaya, IV – Ingilorskaya plates; V – Shchuchinsky allochthon: Sergayskaya plate.

магнитной восприимчивости (ОМВ) – Km ($1\text{E}-06$ ед. СИ); 2) магнитной линейностью (L); 3) магнитной полосчатостью (F); 4) степенью анизотропии (P_j); 5) параметром формы (T), изменяющимся от -1 (удлиненный эллипсоид) до $+1$ (сплюснутый эллипсоид).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование было проведено в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (Новосибирск) по методике, подробно описанной в работе (Травин и др., 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате анализа мезоструктурных элементов обрамления гипербазитового массива Сыум-Кеу и гипербазитовых массивов южной части Полярного Урала (Сычев, 2015) выявлены два главных типа деформаций: 1) пластические, представленные главным образом мелкой складчатостью; 2) хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам. Трещины в большинстве изученных объектов секут складчатые формы.

Ранние деформации (стадия D_{n+1}) в районе массива Сыум-Кеу зафиксированы в породах зоны ГУС (см. рис. 2а, б), именно в ней в отдельных обнажениях удастся наблюдать замки мелких (5–20 см) закрытых складок (см. рис. 2г), характеризующихся СЗ погружением шарниров F_{n+1} под углами 25–40° (рис. 3, тн 8847). В породах минесейшорской свиты шарнирные линии погружаются под аналогичными углами в СВ и ЮВ направлениях (рис. 3, тн 8850, 8851).

Более поздние хрупкие деформации (сопряженные трещины) наблюдались практически во всех исследованных породах (см. рис. 2е). Для вычисленных осей сжатия по сопряженным трещинам

характерна переменная ориентировка (см. рис. 3, тн 8846–8851). На азимутальных проекциях выделяются полого погружающиеся (5–30°) оси сжатия СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простираний, оси растяжения имеют субвертикальные ориентировки, а также погружаются под углами 10–60° без преимущественных направлений.

Анализируемые породы разбиты на группы по величине средней ОМВ. Выделяются блоки гипербазитов в зоне ГУС, ультрамафиты сыумкеуского (западное обрамление массива Сыум-Кеу) и малоходатинского (восточное обрамление) комплексов, в которых величина ОМВ (10^{-3} ед. СИ) варьирует от 2933 до 152 153; значения ОМВ для остальных изученных подразделений изменяются от 84 до 1009 (рис. 4). Та же группа пород характеризуется близкими значениями степени анизотропии ($P_j = 8–103\%$) за исключением ультрамафитов сыумкеуского комплекса, которые имеют пограничное положение. Значения P_j для остальных геологических единиц варьируют от 2 до 8% (см. рис. 4). Низкая степень АМВ может указывать на отсутствие наложенных стрессовых воздействий (Tarling, Hrouda, 1993). Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплюснутая (см. рис. 4).

Максимальная ось эллипсоида АМВ в породах минесейшорской свиты погружается субвертикально, а минимальная лежит в горизонтальной плоскости (рис. 5, тн 8848). В остальных породных комплексах максимальная и минимальная оси либо расположены субгоризонтально, либо погружаются под небольшими углами (10–40°); за редким исключением максимальная ось приближается к субвертикальному положению (см. рис. 5, тн 8846, 8847, 8849–52, 8854–58).

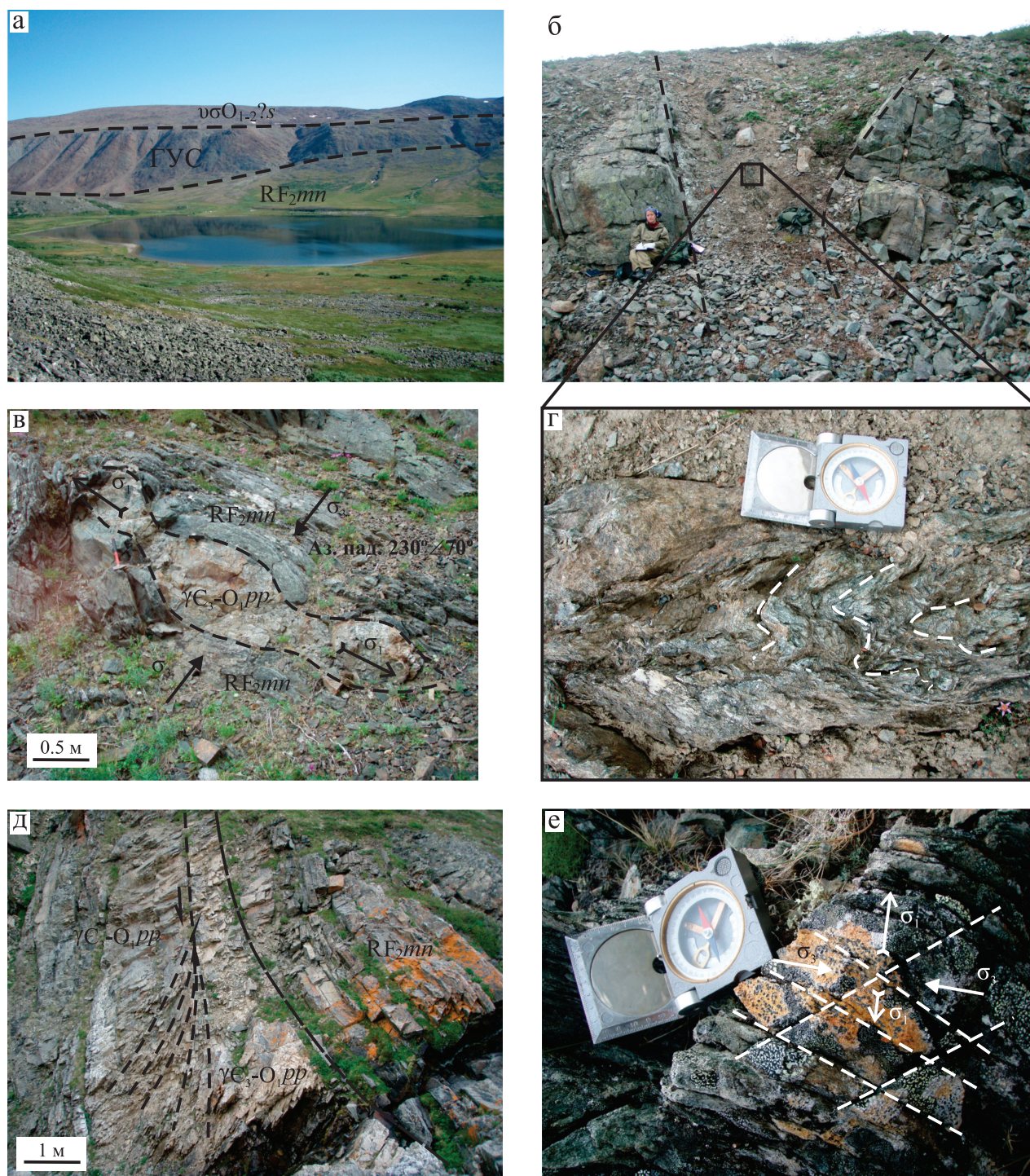


Рис. 2. Фотографии тектонитов и мезоструктурных элементов района исследований.

а – вид на зону ГУС и оз. Ингилор с запада; б – серпентинитовый меланж зоны ГУС с крупными обломками гипербазитов и дезинтегрированными зонами (тн 8847); в – будинированный апофиз Ингилорского массива (тн 8853); г – мелкая складчатость в серпентинитах зоны ГУС (тн 8847); д – структура конского хвоста на контакте Ингилорского массива и вмещающих пород (тн 8852); е – сопряженные трещины в гипербазитах сымкеуского комплекса (тн 8849).

Fig. 2. Photographs of tectonites and mesostructural elements of the study area.

а – view of the MUS zone and Lake Ingilors from the west. Inghilors from the west; б – serpentinite melange of the MUS zone with large fragments of ultrabasic and disintegrated zones (op 8847); в – the budinated apophysis of the Inghilors mass (op 8853); г – shallow folding in serpentinites of the MUS zone (op 8847); д – horsetail structure at the contact of the Ingilors mass and host rocks (op 8852); е – conjugate fractures in ultrabasic of the Syumkeu complex (op 8849).

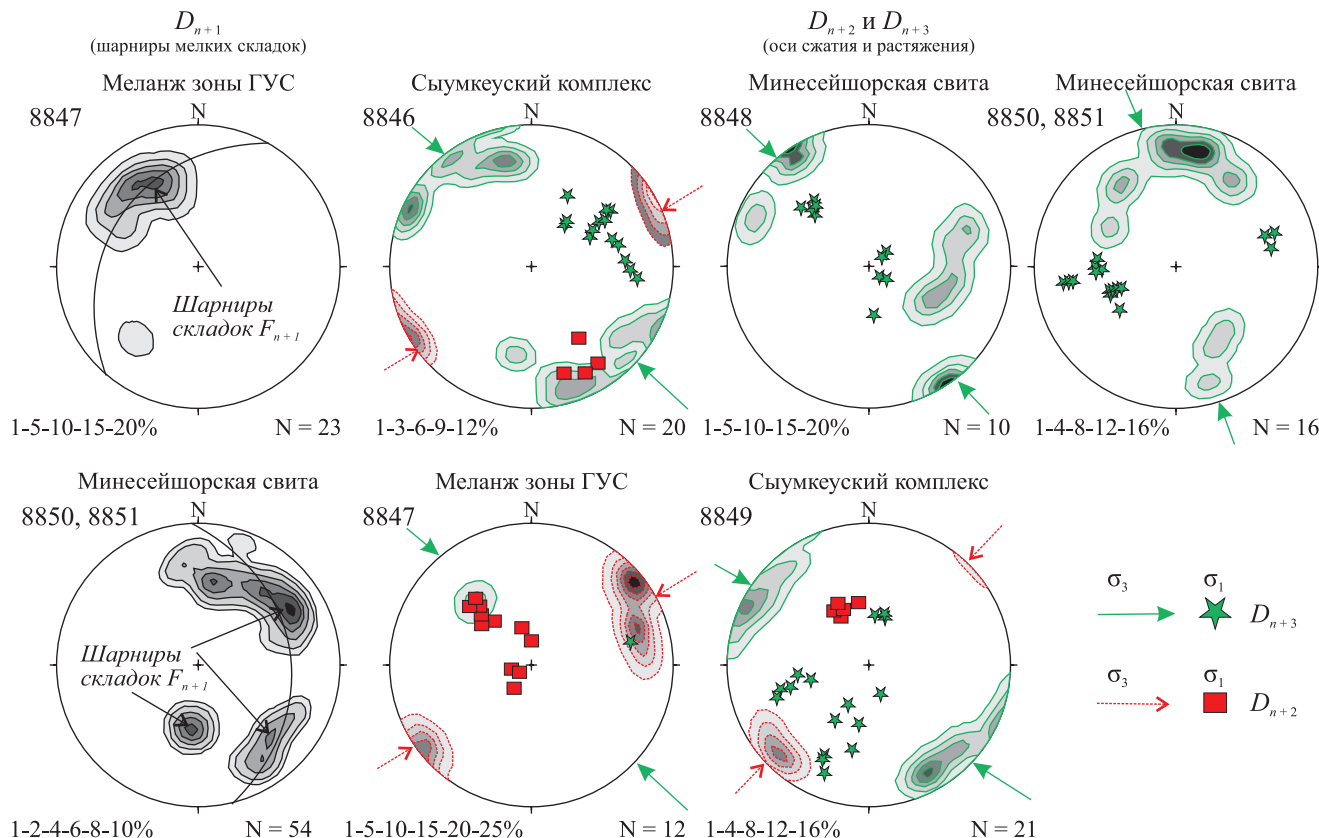


Рис. 3. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу – номер точки замеров, соответствующий участку наблюдений на рис. 1; под стереограммами – оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (оси растяжения), σ_3 (оси сжатия) – главные нормальные напряжения. Оси растяжения показаны квадратами (стадия D_{n+2}) и звездами (стадия D_{n+3}). Оси сжатия показаны штриховыми (стадия D_{n+2}) и сплошными (стадия D_{n+3}) стрелками.

Fig. 3. Stereographic projection of linear structural elements (Schmidt grid, lower hemisphere).

In the upper left corner is the number of the measurement point corresponding to the observation section in Fig. 1; under the stereograms are the digitization of the isolines in percent and the number of measurements. σ_1 (tensile axes), σ_3 (compressive axes) – principal normal stresses. Tensile axes are shown by squares (stage D_{n+2}) and stars (stage D_{n+3}). Compression axes are shown by dashed (stage D_{n+2}) and solid (stage D_{n+3}) squares and are approximated by dotted (stage D_{n+2}) and solid (stage D_{n+3}) arrows.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее ранние пликативные деформации (стадия D_{n+1}) обнаруживаются по развитию мелкой складчатости с шарнирными линиями, распределенными по дуге большого круга на азимутальных проекциях, что может являться результатом надвиговых связанных с коллизией деформаций при формировании покровно-складчатой структуры Уральского орогена по модели Хансена (Hansen, 1971). Такое распределение шарниров также можно связать с образованием колчановидной складки регионального масштаба. Полистадийность деформационного процесса, которую может отражать такой рисунок распределения на азимутальных проекциях, в данном случае исключается, так как при по-

левом изучении в районе массива Сыум-Кей и более южных частях Полярного Урала не отмечались поперечные пликативные деформации. Изменение ориентировки дуги большого круга практически на противоположное говорит об образовании складчатых структур в зоне ГУС (см. рис. 3, тн 8847, 8850, 8851).

Согласно критерию Андерсона (Anderson, 1951), кинематика дизъюнктивных структур определяется в зависимости от расположения главных осей напряжений, а в нашем случае – и от ориентировки главных осей эллипсоида АМВ. Сбросовый тип разрывного нарушения определяется субвертикальным положением оси сжатия и субгоризонтальным положением оси растяжения, взбросовый (надвиговой) тип – субвертикальным положением

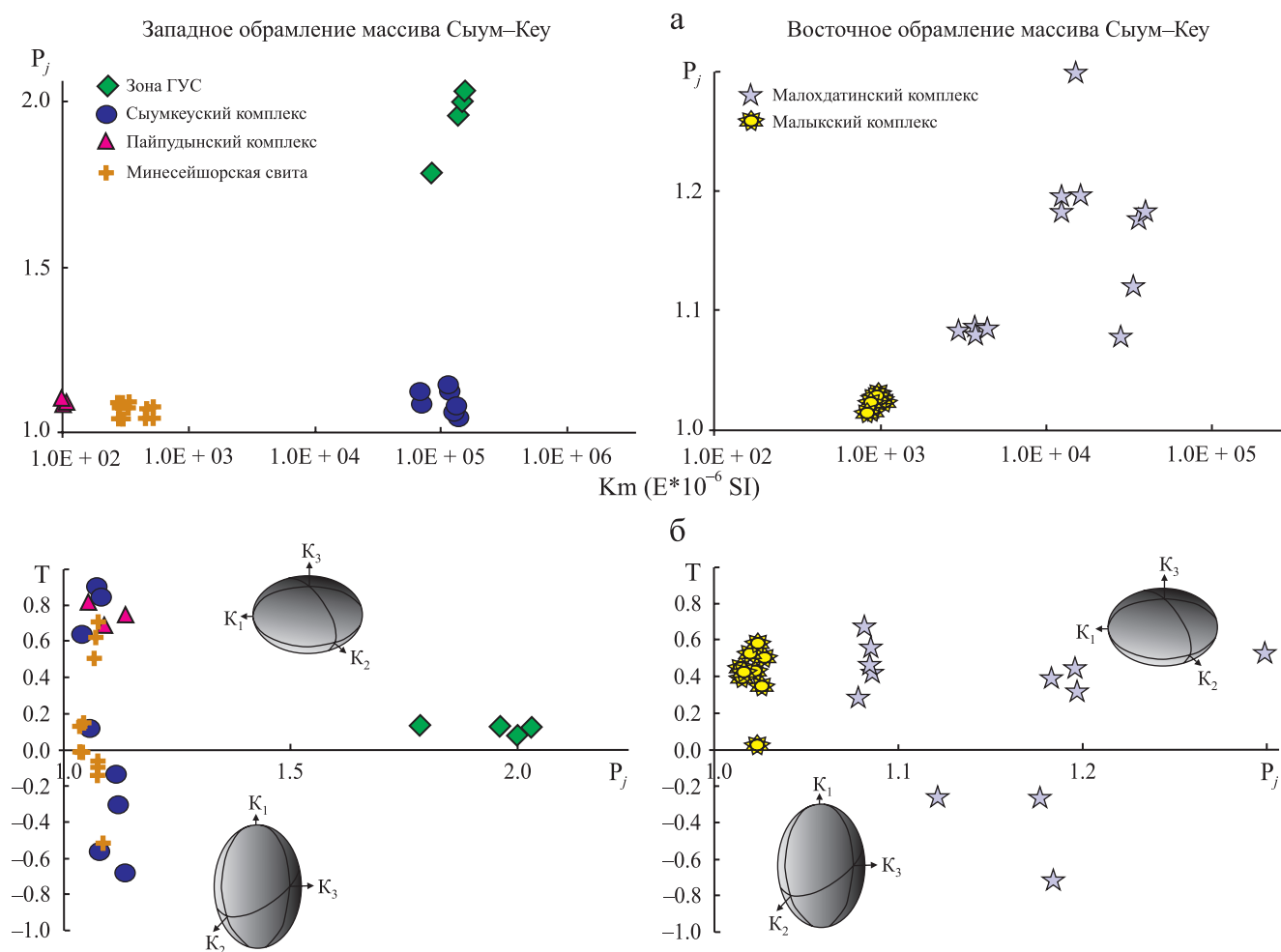


Рис. 4. Диаграммы зависимости степени АМВ (P_j) и среднего значения объемной магнитной восприимчивости (K_m) (а); форма эллипсоида АМВ (T) и степени АМВ (P_j) – диаграмма Елинека (Jelinek) (б).

Главные оси эллипсоида АМВ: K_1 – максимальная, K_2 – промежуточная, K_3 – минимальная. Комплексы пород представлены на рис. 1.

Fig. 4. Dependence diagrams of the AMS degree (P_j) and the mean (average) susceptibility (K_m) (a); the shape of the AMS ellipsoid (T) and AMS degree (P_j) – Jelinek diagram (б).

The principal axes of the AMS ellipsoid: K_1 – maximum, K_2 – intermediate, K_3 – minimum. The rock complexes are presented in Fig. 1.

ем оси сжатия, сдвиговый тип поля – при расположении осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости. В ходе проведенных ранее исследований было обнаружено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ-ЮВ направления (стадия D_{n+3}) смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ-ЮЗ направления (стадия D_{n+2}) (Сычев, 2015). Данные по фронтальной части массива Сыум-Кей говорят о взбросовых и взбросо-сдвиговых перемещениях, не всегда проявленных и, по-видимому, затухавших более поздними структурными преобразованиями, направленными конформно с простиранением зоны ГУС на Полярном Урале (стадия D_{n+2}) и ортогональных простиранию взбросо-сдвиговых

деформаций на более поздних стадиях (D_{n+3}), характерных для позднеколлизийного этапа.

По данным анализа ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ выявлены лишь единичные ориентировки, связанные с надвигообразованием (взбросообразованием), что может свидетельствовать либо о практически полной переработке последующими деформациями первичной синнадвиговой магнитной текстуры, либо о формировании покровной структуры в строгом соответствии с моделью Хансена, где неотъемлемую роль при надвигообразовании играют сдвиговые перемещения (Hansen, 1971). Предположение о надвигообразовании с преимущественной сдвиговой составляющей

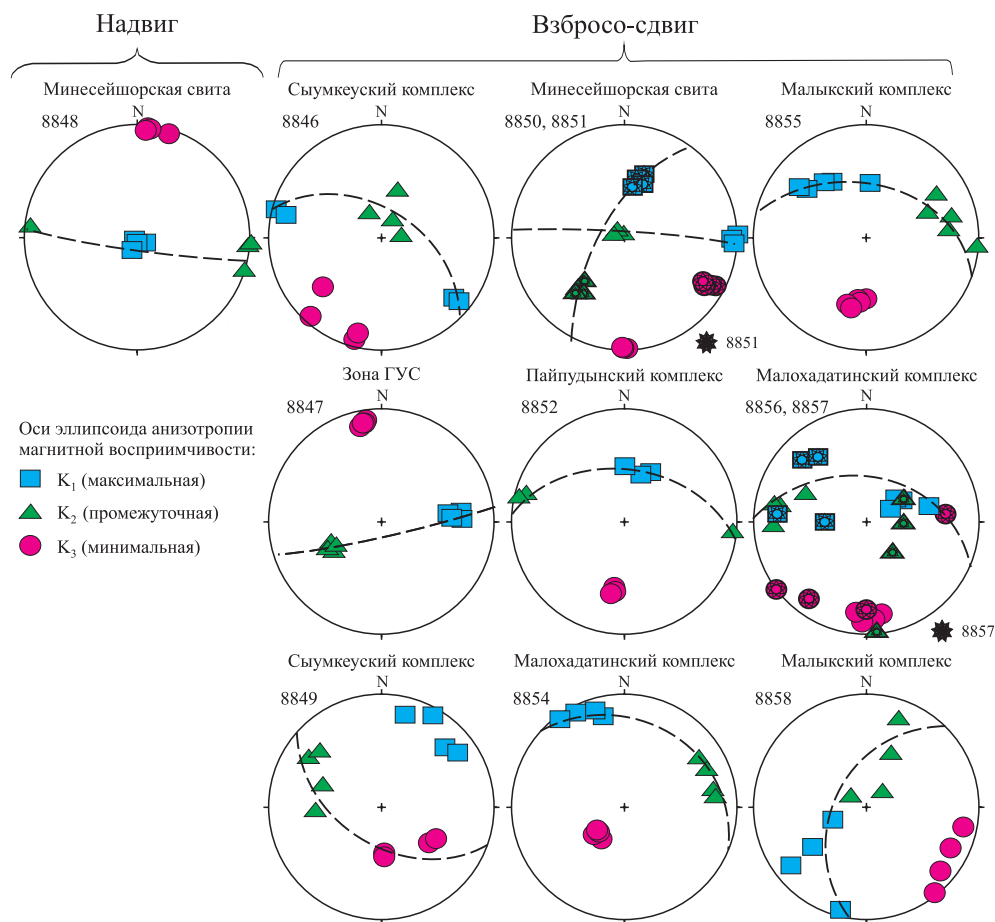


Рис. 5. Азимутальные проекции ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости. Географическая система координат. Места отбора образцов отмечены на рис. 1.

Fig. 5. Stereographic projections of the orientations of the principal axes of the AMS ellipsoids (Schmidt grid, lower hemisphere).

The arcs of the great circle mark the orientations of the magnetic foliation. Geographic coordinate system. The sampling locations are marked in Fig. 1.

щей подтверждает ориентировка осей эллипсоида АМВ, отвечающая взбросо-сдвиговой кинематике образования разрывных нарушений.

В работе П.А. Тишина (2006) для метаморфитов марункеуской свиты выделены байкальский доколлизийный этап, связанный с субдукцией фрагмента океанической коры под Харбейский континентальный блок, и герцинский коллизийный этап, ассоциированный с подъемом Марункеуского комплекса в верхние горизонты земной коры. Для первого этапа характерны системы асимметричных полулежащих опрокинутых на северо-запад цилиндрических складок (Fm_1) с северо-восточным простираем осевых плоскостей и развитие син-складчатого будинажа. Для второго этапа – ранние складки с субмеридиональным простираем осевых

плоскостей и крутым падением на восток (Fm_2) и поздние открытые складки с субширотным простираем осевых плоскостей (Fm_3), которые характеризуют изгибы плоскостных элементов в результате правосторонних смещений и изоклинальные складки волочения с ССЗ простираем осевых плоскостей (Fm_4).

Выделенные в данной работе стадии деформационной истории орогена, скорее всего, относятся к ранне- и позднеколлизийным этапам, отвечающим герцинскому тектогенезу с возможным продолжением в раннекиммерийскую эпоху. Деформации байкальского этапа выявить не удалось. В непосредственной близости к зоне ГУС раннеколлизийные (надвиговые) деформации имеют главенствующее значение и не так разнообразны, как

в марункеуской свите. Будинаж в подошве зоны ГУС (см. рис. 2в), предположительно, был сформирован на стадии регионального надвигообразования (D_{n+1}), так как оси сжатия перпендикулярны сутурной зоне, а оси растяжения параллельны ей. В обрамлении массива Сыум-Кеу не установлены правосдвиговые перемещения, но присутствуют структуры “конского хвоста” (см. рис. 2д), фиксирующие левосдвиговые перемещения, характерные для Уральского орогена (Пучков, 2010) и, предположительно, образованные на стадии D_{n+3} .

Севернее Ингилорского массива, в пределах Харбейско-Марункеуского параавтохтона, расположен гранитоидный Гердизский массив (см. рис. 1). Гранитоиды в виде маломощных послойных тел развиты в метаморфизованных породах рамы. Петрографически это мелко- и среднезернистые породы с массивной и гнейсовидной текстурами и лепидогранобластовой структурой. Для гранитоидов характерны катаклаз и милонитизация. В составе тел наблюдаются микроклин (20–25 мас. %), альбит (25–35), кварц (30–35), мусковит (5–8 мас. %) и акцессорные титанит, эпидот, кальцит гранат, апатит, циркон, торит, магнетит. Существующие оценки изотопного возраста гранитоидов Ингилорского и Гердизского массивов близки и составляют 487.9 ± 7.4 млн лет (Шуйский и др., 2015) и 496.2 ± 7.1 млн лет (Шуйский и др., 2018) соответственно; формирование обоих массивов интерпретируется как рифтогенное. Гнейсограницы Гердизского массива в результате воздействия тектонических деформаций имеют полосчатую, линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием слюдистых и кварц-полевошпатовых

слойков. Возраст кристаллизации мусковита связан с формированием надвиговых структур в условиях коллизии Уральского орогена (Голубева и др., 2022). Из пород Гердизского массива для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования была выделена монофракция мусковита (проба А52-14), соответствующая наложенному надвиговому деформационному парагенезису. Результаты датирования показаны на рис. 6 и приведены в табл. 1.

Полученный возрастной спектр обладает отчетливо выраженным плато из трех ступеней, характеризующимся 99.6% выделенного ^{39}Ar и значением возраста 352.6 ± 4.1 млн лет. Турнейские датировки, по-видимому, отвечают времени нижней границы начала коллизионных процессов на данной территории, которую было принято считать визейской, так как к югу от гипербазитового массива Сыум-Кеу во внешней (Лемвинской) покровно-надвиговой зоне Уральского орогена лишь в визе появились граувакки, содержащие хромшпинелиды и свидетельствующие о возникновении восточного источника терригенного материала (Пучков, 2010). Близкие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены для Гердизского массива (Голубева и др., 2022) и для магматических тел более южных районов Полярного Урала. Они сопоставляются с синколлизонной (надвиговой) обстановкой образования упомянутых тел (Соболев и др., 2020).

В районе Слюдяной горки (см. рис. 1) по результатам изотопного датирования циркона из эклогитов марункеуской свиты получены две группы возрастов: 500–490 и 370–360 млн лет (Meng et al., 2020). Более древняя популяция интерпретируется как возраст формирования протолита, в то время

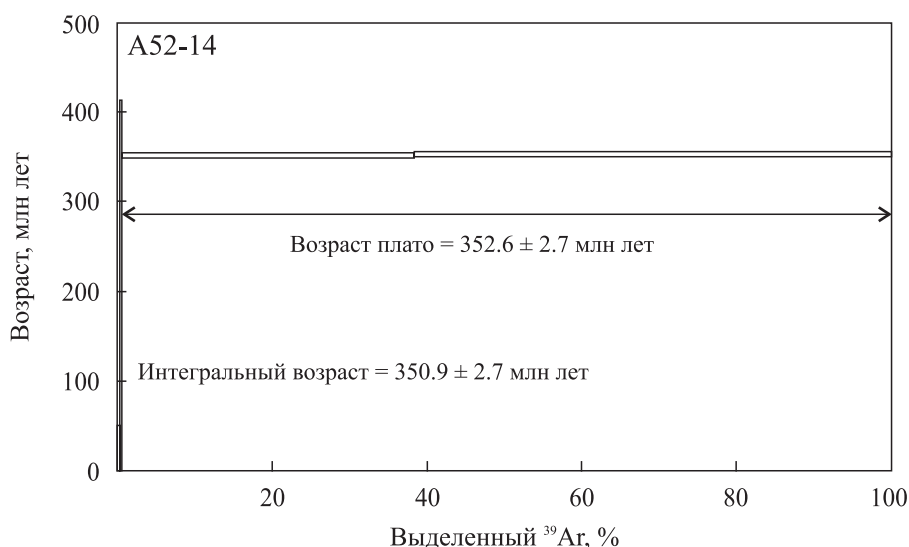


Рис. 6. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр для мусковита из пород Гердизского массива.

Fig. 6. Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum for muscovite from rocks of the Gerdiz Massif.

Таблица 1. Результаты исследования пробы мусковита при ступенчатом нагреве
Table 1. Results of the muscovite sample under step heating

T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar (STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	Ca/K	Σ ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет	±1σ
Мусковит А52-14, навеска 0.4 мг, J = 0.003149 ± 0.000026*; интегральный возраст = 350.9 ± 2.7 млн лет; возраст плато (1000–1130°C) = 153.9 ± 2.6 млн лет														
500	10	10.6 × e ⁻⁹	120.12	3.57	0.3127	0.0253	0.0062	0.0002	0.4061	0.0320	0.02	0.4	0.7	49.8
600	10	17.6 × e ⁻⁹	322.32	67.69	0.5342	0.1787	0.0789	0.0169	1.0457	0.3039	0.28	0.6	74.1	338.7
1000	10	676.4 × e ⁻⁹	78.47	0.03	0.0223	0.0003	0.0452	0.0031	0.0340	0.0003	0.16	38.3	352.0	2.7
1130	10	1105.2 × e ⁻⁹	78.44	0.02	0.0229	0.0002	0.0476	0.0014	0.0330	0.0002	0.17	100.0	353.2	2.7

*J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

*J – parameter characterizing the magnitude of neutron flux.

как более молодая популяция трактуется как метаморфический возраст эклогитовой фации. Возраст образования жадеитита в перидотите Сыум-Кеу составляет 370 млн лет (Meng et al., 2016). Авторы связывают возрасты 370–360 млн лет с субдукцией Восточно-Европейской континентальной окраины под дугу Сыум-Кеу (Meng et al., 2020). Приведенные датировки по эклогитам и жадеититам согласуются с ⁴⁰Ar/³⁹Ar данными и “опускают” нижнюю границу начала коллизионных процессов в фаменский ярус девона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований мезоструктурных элементов в западном обрамлении гипербазитового массива Сыум-Кеу выявлены два типа деформаций: ранние пластические, относимые к раннеколлизонному этапу, фиксирующие региональное надвигообразование, а также сопровождающиеся метаморфическими преобразованиями, и более поздние хрупкие, которые относятся к позднеколлизонному этапу и отражают взбросовые и взбросо-сдвиговые перемещения. По результатам изучения ориентировок осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости пород в западном и восточном обрамлениях массива Сыум-Кеу выявлены надвиговые и взбросо-сдвиговые кинематические характеристики комплексов, окаймляющих гипербазитовое тело, которые свойственны раннеколлизонному этапу и формированию покровной структуры в соответствии с моделью Хансена. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования наиболее вероятно свидетельствуют о метаморфических преобразованиях пород в связи с началом коллизионных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гзовский М.В. (1975) Основы тектонофизики. М.: Наука, 536 с.
Голубева И.И., Шуйский А.С., Травин А.В., Хубанов В.Б. (2022) Новые возрастные данные Гердизско-

го массива (Полярный Урал). *Регион. геология и металлогения*, (92), 50-63. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_92_50-63

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Полярно-Уральская. Л. Q-41-I,II (Лаборова). Объяснит. зап. (2009) СПб.: ВСЕГЕИ, 372 с.

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. (1986) (Под ред. Л.Е. Шолпо). Л.: Недра, 224 с.

Кирмасов А.Б. (2011) Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 368 с.

Куликова К.В., Кузнецов Н.Б. (2008) Комплексы и структуры Сыумкеу-Щучинского района Полярного Урала. Ст. 2. Типизация габброидов и природа их метаморфических преобразований. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **83**(4), 13-25.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Савельева Г.Н., Суслов П.В. (2014) Структура и состав мантийных перидотитов на границе с коровыми комплексами офиолитов в массиве Сыумкеу, Полярный Урал. *Геотектоника*, (5), 3-16. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14040079>

Сим Л.А., Чекмарев К.В. (2006) Новейшая разломная тектоника Полярного Урала. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **81**(5), 51-56.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. (2020) Каменноугольный магматизм Полярного Урала. *Докл. РАН. Науки о Земле*, **494**(2), 22-28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720100096>

Сычев С.Н. (2015) Строение и эволюция зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 24 с.

Сычев С.Н., Веселовский Р.В., Худoley А.К., Куликова К.В. (2016) Соотношение надвиговых и сдвиговых деформаций южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 46-55.

Тевелев А.В. (2016) Структурная геология. М.: Инфра-М, 342 с.

Тишин П.А. (1996) Внутренняя структура марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса

REFERENCES

- (Полярный Урал). *Магматизм и геодинамика Сибири*. Тез. докл. науч. конф. Томск: ТГУ, 88-90.
- Тишин П.А. (2006) Реконструкция надвиговых структур сложнодислоцированных метаморфических серий на примере марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал). *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*, (4), 137-144.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, (11), 1181-1199.
- Шмелев В.Р. (1991) Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал): структура, вещество, динамометаморфизм. Препринт. Екатеринбург: УрО АН СССР, 79 с.
- Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М. (2015) Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные. *Мат-лы IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов нам. академика А.П. Карпинского*. СПб.: ВСЕГЕИ, 481-484.
- Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М. (2018) Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): новые данные. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 23-30. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-23-30>
- Anderson E.M. (1951) The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd; Wite Plains, 206 p.
- Borradaile G.J., Henry B. (1997) Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, **42**, 49-93.
- Chadima M., Hrouda F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophys.*, **27**, 20-21.
- Groshong R.H. (2006) 3-D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. Tuscaloosa, University of Alabama, 410 p.
- Hansen E. (1971) Strain Facies. N. Y.: Springer Verlag, 207 p.
- Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V. (2020) Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia). *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104087, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104087>
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeyev A.B., Ren Y.F., Kulikova K.V., Bryanchaninova N.I. (2016) Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones. *Eur. J. Mineral.*, **28**, 1079-1097. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2563>
- Tarling D.H., Hrouda F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. N. Y.: Chapman and Hall, 217 p.
- Williams H., Smyth W.R. (1973) Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. *Amer. J. Sci.*, **273**, 594-621.
- Anderson E.M. (1951) The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd; Wite Plains, 206 p.
- Borradaile G.J., Henry B. (1997) Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, **42**, 49-93.
- Chadima M., Hrouda F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophys.*, **27**, 20-21.
- Groshong R.H. (2006) 3-D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. Tuscaloosa, University of Alabama, 410 p.
- Hansen E. (1971) Strain Facies. N. Y.: Springer Verlag, 207 p.
- Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V. (2020) Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia). *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104087, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104087>
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeyev A.B., Ren Y.F., Kulikova K.V., Bryanchaninova N.I. (2016) Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones. *Eur. J. Mineral.*, **28**, 1079-1097. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2563>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Savelyeva G.N., Suslov P.V. (2014) Structure and composition of mantle peridotites at the boundary with crustal complexes of ophiolites in the Syumkeu massif, Polar Urals. *Geotectonics*, (48), 347-358 (translated from *Geotektonika*, (5), 3-16). <https://doi.org/10.1134/S0016852114040074>
- Shmelev V.R. (1991) Hyperbasites of the Syum-Keu massif (Polar Urals): Structure, substance, dynamometamorphism. Preprint. Ekaterinburg, UrO AN SSSR, 79 p. (In Russ.)
- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M. (2015) Metagranitoids of the Ingilorsk Massif (Polar Urals): U-Pb data. *Proceedings of the IV International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists in Memory of Academician A.P. Karpin-sky*. St.Petersburg, VSEGEI, 481-484. (In Russ.)

- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M. (2018) Granites of the Gerdiz massif (Polar Urals): New data. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **12**(288), 23-30. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-23-30>
- Sim L.A., Chekmarev K.V. (2006) The latest fault tectonics of the Polar Urals. *Byul. MOIP. Otd. Geol.*, **81**(5), 51-56. (In Russ.)
- Sobolev I.D., Vikentyev I.V., Bortnikov N.S., Travin A.V. (2020) Carboniferous Magmatism in the Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **494**(2), 773-778 (translated from *Dokl. RAN, Nauki o Zemle*, **494**(2), 22-28). <https://doi.org/10.1134/S1028334X20100098>
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Polar-Ural series. Sheet Q-41-I,II (Laborovaya). Explanatory note. (2009) St.Petersburg, VSEGEI, 372 p. (In Russ.)
- Sychev S.N. (2015) Structure and evolution of the Main Ural Fault zone (southern part of the Polar Urals). Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, GIN RAN, 24 p. (In Russ.)
- Sychev S.N., Veselovskiy R.V., Khudoley A.K., Kulikova K.V. (2017) The relationships of thrust and shear deformations in the southern part of the Polar Urals as indicated by petromagnetic data. *Moscow University Geol. Bull.*, **72**(1), 46-55 (translated from *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (6), 46-55). <https://doi.org/10.3103/S0145875217010124>
- Tarling D.H., Hrouda F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. N. Y., Chapman and Hall, 217 p.
- Tevelev A.V. (2016) Structural geology. Moscow, Infra-M Publ., 342 p. (In Russ.)
- Tishin P.A. (1996) Internal structure of the Marunkeu eclogite-amphibolite-gneiss complex (Polar Urals). *Magma-tism and Geodynamics of Siberia: Abstracts. scientific conf.* Tomsk, TGU, 88-90. (In Russ.)
- Tishin P.A. (2006) Reconstruction of thrust structures of complexly dislocated metamorphic series on the example of the Marunkeu eclogite-amphibolite-gneiss complex (Polar Urals). *Geologiya i Polez. Iskopaemye Mirovogo Okeana*, (4), 137-144. (In Russ.)
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolutilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1181-1199). <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>
- Use of rock magnetism in geological survey. (1986) (Ed. by L.E. Sholpo). Leningrad, Nedra Publ., 224 p. (In Russ.)
- Williams H., Smyth W.R. (1973) Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. *Amer. J. Sci.*, **273**, 594-621.