УДК (551.243.8+552.16+550.93):552.3/.4(574.4)

# ЧЕЧЕКСКАЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ)

#### И.А.Савинский, В.Г.Владимиров, В.П.Сухоруков

Приводятся новые данные по метаморфизму, возрасту и кинематике деформаций Чечекской гранитогнейсовой структуры (Чечекско-Суровский сегмент Иртышской зоны смятия). Она находится в центральной части сдвиговой зоны среди милонитов зеленосланцевой фации метаморфизма и имеет признаки диапирового всплывания, обусловленного как тектоническими, так и реологическими причинами. В последнем случае это связано с плавлением осадочных и реоморфизмом гранитоидных пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, тепловым источником которого могли быть синтектонические габброиды Суровского массива. Результаты проведенных исследований позволяют утверждать, что возрастной рубеж в 312 млн лет является верхней границей аккреционно-коллизионных событий (транспрессии), имевших место вдоль Иртышской сутуры при закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна.

**Ключевые слова:** Иртышская зона смятия, Чечекская гранитогнейсовая структура, зона смятия, купольная структура, метаморфизм, геохронология.

## CHECHEK GRANITE-GNEISS STRUCTURE (IRTYSH SHEAR ZONE)

#### I. A. Savinskiy, V. G. Vladimirov, V. P. Sukhorukov

The paper provides new data on metamorphism, age, and kinematics of deformations of the Chechek granite-gneiss structure (Chechek-Surovsky segment of the Irtysh shear zone). It is located in the central part of the shear zone in greenschist mylonites. The Chechek granite-gneiss structure has some diaper floating features, and it was controlled by both tectonic and rheological factors. Rheological factor was connected with melting of sedimentary rocks and rheomorphism of granitoid ones in the amphibolite facies environment. Syntectonic gabbroids of the Surovsky massif were a heat source of metamorphism. It was found that the age of 312 Ma is the upper boundary of accretion-collision events (transpression) occurred along the Irtysh suture when the Ob-Zaisan paleobasin was closed.

Keywords: Irtysh, Chechek, shear zones, dome structure, metamorphism, geochronology.

Происхождение блоков глубокометаморфизованных пород, расположенных в пределах крупных тектонических зон, имеет первостепенное значение для расшифровки тектонометаморфической и геодинамической истории как самих глубинных разломов, так и региона их расположения. Эталонным примером в этом отношении может служить Иртышская зона смятия (Иртышская сдвиговая зона, shear zone, ИСЗ) (рис. 1). Это крупнейшая сутура Центрально-Азиатского складчатого пояса, отделяющая в своей северной части аккреционно-коллизионные образования Обь-Зайсанского палеобассейна от островодужных комплексов Рудного Алтая (окраина Сибирского континента) [2, 9, 11].

Известно, что в пределах Иртышской тектонической зоны широко распространены выходы глубокометаморфизованных пород [1, 5, 10]. Они обособлены в виде крупных литопластин и блоков, окруженных милонитами и бластомилонитами, уровень метаморфизма которых не превышает верхов зеленосланцевой фации. РТ-параметры метаморфизма пород, слагающих сами блоки, весьма различны и колеблются от умеренных температур и повышенных давлений (ассоциации с Ky и St)<sup>1</sup> до высоких температур и умеренных давлений (ассоциации с Cord, Sil+Kfs) [1, 15]. Настоящая работа посвящена структурно-метаморфическим и тектоническим аспектам происхождения Чечекского блока ИСЗ, в центральной части которого расположена одноименная гранитогнейсовая структура (рис. 2).

Геологическая ситуация. Чечекский блок имеет неправильную форму (14×7 км) и вытянут в юго-восточном направлении вдоль простирания ИСЗ (рис. 2). С северо-востока и юго-запада он ограничен разломами северо-западного простирания. Практически по всему периметру за исключением северо-западной и западной частей Чечекскую структуру облекает сложно построенный Суровский<sup>2</sup> габброидный массив (прииртышский комплекс по [3]). Морфологически интрузив представляет собой лополит, южные контакты которого погружаются на север под углами 40–50°, а восточный и западный контакты – полого на восток. По данным бурения мощность чашеобразного габброидного тела достигает на севере 450 м [7, 12].

Во внешнем обрамлении Суровского массива с юго-запада и северо-востока залегают углистые алевролиты и песчаники такырской свиты (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), которые отделены от габброидов разрывными нарушениями, либо их контакты перекрыты четвертичными отложениями. В северной части . № 1(21) ♦ 2015

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Здесь и далее сокращения минералов приведены по [14].

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Известен также как Аблакетовский и/или Таловский (на севере района).



Рис. 1. Геологическое положение Иртышской сдвиговой зоны в структурах Алтайской коллизионно-сдвиговой системы (Восточный Казахстан) (по [9] с изменениями и упрощениями)

1 – каледониды Сибирского и Казахстанского континентальных блоков; 2–4 – герциниды Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам: 2 – Жарминская, 3 – Рудно-Алтайская; 4 – Калба-Нарымская турбидитовая окраина; 5 – Чарский палеоокеанический террейн; 6 – габброиды, пикритоиды и базитовые дайковые пояса; 7 – офиолиты Чарского шва; 8 – базитовые дайковые пояса; 9 – граниты и гранитоидные батолиты; 10 – разломы и границы разломных зон (1 – Аркалыкский, 2 – Жарминский, 3 – Жанан-Бугазский, 4 – Боко-Байгузинский, 5 – Чарский, 6 – Западно-Калбинский, 7 – Калба-Нарымский, 8 – Иртышский, 9 – Кедрово-Бутачихинский, 10 – Локтевско-Зыряновский, 11 – Белорецко-Маркакульский, 12 – Локтевско-Караиртышский); 11 – главные тектонические зоны (ЖСЗ – Жарминская, ЧЗ – Чарская, ИСЗ – Иртышская)

(в направлении к пос. Согра) наблюдается ороговикование черносланцевых толщ.

Породы, слагающие Чечекскую структуру, располагаются во внутренней части «подковы» габброидного тела (см. рис. 2). Они неоднородны по составу и уровню метаморфизма. Как правило, их относят к группе гранитоидов и гранитоподобных пород (анатектитов), претерпевших реоморфизм и перекристаллизацию [7]. Морфологически Чечекская структура – это овальное в плане тело с согласной или полусогласной куполовидной кровлей [7]. «Буферная» зона между гранитогнейсами и габброидами представлена меланократовыми роговиками, мигматизированными гнейсами и диатектитами. В северо-западном направлении породы сменяются низкотемпературными зелеными сланцами Иртышской зоны.

Авторами проведено изучение Чечекского блока. Основное внимание было уделено опорному разрезу, пересекающему структуру с северо-запада на юго-восток. Здесь параллельно проводились структурно-кинематические, парагенетические и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологические исследования.

В рельефе Чечекская гранитогнейсовая структура имеет куполообразную форму, вытянутую вдоль простирания зоны смятия (см. рис. 2). Такая форма подчеркивается пологим залеганием гранитогнейсов, «бронирующих» склон (рис. 3, врезки и диаграммы III.1, III.2). «Купол» асимметричен с юго-запада на северо-восток и отчетливо проявляется лишь вдоль осевой линии «подковы» Суровского габброидного массива (см. рис. 2).

В рамках настоящей статьи в пределах Чечекского блока рассмотрены три участка: обрамление Чечекского блока (I), краевая (II) и центральная части (III) Чечекской гранитогнейсовой структуры (см. рис. 3). Это позволяет проанализировать структурно-метаморфические изменения при переходе от зеленосланцевых комплексов Иртышской зоны к Чечекской гранитогнейсовой структуре.

Участок І. В северо-западном обрамлении Чечекского блока (см. рис. 3, I) среди слабометамор-

№ 1(21) ♦ 2015



Рис. 2. Геологическая схема Чечекско-Суровского сегмента Иртышской сдвиговой зоны, Восточный Казахстан (с использованием материалов [8, 12])

1 – карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты ( $D_{2gv}$ ); 2 – углеродисто-терригенные отложения такырской свиты ( $D_3-C_1$ ); 3 – нерасчлененные габброиды, диориты и габбро-нориты ( $C_1-P_1$ ); 4 – топазовые цинвальдитлепидолитовые граниты и онгониты ( $P_{1-2}$ ); 5–7 – *синколлизионная структурно-метаморфическая формация* ( $C_{1-2}$ ): 5 – бластомилониты метапелитового состава (биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы и гнейсы), 6 – бластомилониты метабазитового состава (роговообманковые сланцы и гнейсы, амфиболиты), 7 – гранитогнейсы и реоморфизованные гранитоиды; 8 – нерасчлененные син- и постколлизионные биотитовые сланцы и их бластомилониты; 9–10 – *поздне- и постколлизионные синсдвиговые образования* ( $P_{1-2}$ ): 9 – хлорит-актинолитовые и хлорит-мусковитовые бластомилониты, 10 – катаклазиты; 11 – разломы и границы разломных зон (а – установленные, б – предполагаемые); 12 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые или внутренние, подчеркивающие структуру и залегание пород); 13 – залегание пород. I – положение Чечекской гранитогнейсовой структуры в Чечекско-Суровском сегменте ИСЗ; II – соскальзывание вышележащих горизонтов в краевой части Чечекской гранитогнейсовой структуры (обн. КТ648, поверхность соскальзывания – красный пунктир,  $L_b$  – ориентировка шарнира складки волочения, стрелки – кинематика деформаций); III – пологое залегание пород (желтый пунктир) в центральной части Чечекской гранитогнейсовой структуры (обн. Э-32)

физованных черносланцевых отложений такырской свиты обнажаются габброиды Уланского массива. С приближением до 200 м к контакту интрузива на-

блюдаются высокотемпературные деформации и ороговикование, отражающие тепловое воздействие со стороны габброидов. Так, хрупкопласти-



Рис. 3. Структурно-метаморфическая схема Чечекско-Суровского сегмента ИСЗ

1 – слабометаморфизованные (зеленосланцевая фация) сланцы; 2 – области повышенного уровня метаморфизма пород (эпидот-амфиболитовая/амфиболитовая фации); 3 – гранитогнейсы и гранитоиды Чечекской структуры; 4 – габброиды; 5 – кинематика деформаций; остальные усл. обозн. см. на рис. 2. **I–III** – положение опорных участков (см. текст). *Структурные диаграммы*: обрамление Чечекского блока (**I**); краевая (**II**) и центральная (**III**) части Чечекской гранитогнейсовой структуры; нижняя полусфера, равноугольная проекция, где *C* – замеры сланцеватости и кливажа, *L* – линейности растяжения, *L* – расчетное положение шарнира складчатых структур, *N* – количество наблюдений

ческие деформации сменяются вязкопластичными, что сопровождается перекристаллизацией лейкосомы и кристаллизацией новообразованных более высокотемпературных минералов (Crd+And). При этом в монокристаллах кордиерита отмечаются синкинематические структуры вращения типа «снежный ком», а в зонах растяжения – кварцевые агрегаты без признаков волнистого погасания. Существование ассоциаций Qtz+PI+Kfs+Bt+Ms+And в присутствии кордиерита (обр.КТ609) указывает на температуру более 600 °С и давление менее 3 кбар.

Признаки синтектонического внедрения габброидов подтверждаются изменением кинематики деформаций. В экзоконтакте габброидного массива отмечаются хрупкопластические и пластические деформации со взбросовой кинематикой, тогда как на удалении свыше 200 м от Уланского габброидного массива в метаосадочных породах доминируют деформации лишь сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой, характеризующиеся крутыми углами падения и северо-западными простираниями (см. рис. 3, I). Данный структурный стиль в черносланцевых толщах полностью отвечает стилю дислокаций, доминирующих в Иртышской сдвиговой зоне и сформировавшихся в периоды реактивации ИСЗ (~280 и ~260 млн лет) [4].

Пространственная близость к Калба-Нарымскому разлому Иртышской сдвиговой зоны позволяет говорить, что левосдвиговые деформации в черносланцевой толще были более поздними по отношению к тектоническим движениям и процессам ороговикования, имевшим место при внедрении Уланского габброидного массива.

Участок II. Под краевой частью Чечекской гранитогнейсовой структуры мы понимаем область перехода от гранитогнейсов, расположенных в ее центральной части, к сланцам и гнейсам обрамления (см. рис. 3, II). Здесь наблюдаются пологие структуры, сформировавшиеся в процессе межслоевого соскальзывания горизонтов биотит-роговообманковых гнейсов (см. рис. 3, II). Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как более жестких горизонтов Qtz-PI-Hbl состава, так и достаточно пластичных существенно кварцевых прослоев. Наличие роговой обманки с плагиоклазом и двуслюдяных ассоциаций указывает на условия метаморфизма, достигающие эпидот-амфиболитовой фации.

Участок III. Центральная часть Чечекской гранитогнейсовой структуры (см. рис. 3, III) включает в себя однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [7]. Наличие в породе граната, силлиманита (фибролита) и кордиерита указывает на их коровое (первично осадочное) происхождение.

Для пород центральной части Чечекской структуры характерно неоднородное проявление деформаций: они либо отсутствуют, либо имеют пятнистый или послойный характер. В последнем случае деформации выражены в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике взбросовым движениям. Сочетание гранобластового характера текстур, коронитовых структур вокруг граната (рис. 4, обр. Э-32) и рудиментных признаков деформаций указывает на продолжительный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению, а деформационные структуры были частично или полностью затушеваны.

Для оценки параметров метаморфизма проведены микрорентгеноспектральные исследования составов минералов (электронный микроанализатор «Camebax-Micro», аналитик Е. Н. Нигматулина). Расчет параметров метаморфизма пород выполнен с использованием ПО Thermocalc (v.3.21) [13].

На рис. 4, г приведены оценки РТ-параметров для представительных образцов Э-32, КТ642 и КТ609. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что поле устойчивости парагенезиса Qtz+PI+Kfs+Bt+Ms+Sil+Grt в гранитогнейсах Чечекской структуры находится в интервале Т = 665-720 °C, P = 4-6 кбар. Как видно на РТ-диаграмме, точки, соответствующие центральной части Чечекской гранитогнейсовой структуры (обр. Э-32 и КТ642), располагаются вдоль моновариантной кривой Qtz+Ms = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>+Kfs+V, в интервале устойчивости парагенезисов Qtz+Pl+Ms = Sil+Kfs+V и Qtz+PI+Bt+Sil = Grt+Kfs в присутствии расплава [14]. Это отвечает амфиболитовой фации метаморфизма умеренных давлений и не противоречит прямым геологическим наблюдениям.

Для пород центральной части Чечекской гранитогнейсовой структуры было проведено <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar изотопное датирование (обр. Э-32, биотит).

В возрастном спектре биотита (см. рис. 4, а) наблюдается хорошее плато С возрастом 312,3±2,9 млн лет, что отвечает позднему карбону. Полученная датировка существенно древнее ранее выделенных авторами для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны двух раннепермских тепловых импульсов, синхронных с деформациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283-276 и 272-265 млн лет [4]. Исходя из геологической ситуации (пространственная близость к габброидам Суровского массива, различия в характере деформаций и др.), возрастной рубеж в 312,3±2,9 млн лет отвечает раннему этапу тектономагматической активности в пределах ИСЗ, синхронному с внедрением базитовых расплавов. Поскольку существуют признаки (коронитовые структуры, состав минералов), указывающие на то, что изотопное датирование проводилось по биотиту ретроградной стадии, то пик тектонотермальных событий мог быть существенно древнее (> 320 млн лет).

#### Выводы

Формирование Чечекской гранитогнейсовой структуры (ранний период деформации D<sub>n</sub> = 320–310 млн лет) предшествовало активизации левосторонних сдвиговых деформаций в Иртышской тектонической зоне (поздний период деформации D<sub>n+1</sub> = 290–280 млн лет).

Чечекская гранитогнейсовая структура имеет признаки диапирового всплывания, обусловленного как тектоническими, так и реологическими причинами. В последнем случае это связано с плавлением осадочных и реоморфизмом гранитоидных пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, тепловым источником которого могли быть синтектонические габброиды Суровского массива.

19



**Рис. 4.** Возрастной <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar спектр биотита (а), коронитовые структуры в обр. Э-32 (б) и местоположение образцов (в) ; параметры метаморфизма пород Чечекской гранитогнейсовой структуры (в, г). РТ-диаграмма (г) приведена по [14]

Формирование купольной структуры сопровождалось воздыманием центральной области, сложенной гранитогнейсами, и соскальзыванием перекрывающих структуру метаосадков в ее краевых частях. Частичное и местами полное переплавление пород привело к концентрации эвтектических масс в центральной части структуры, а мигматитов и диатектитов – на периферии на более низких гипсометрических уровнях.

Полученные данные не противоречат параметрам реальных и расчетных куполовидных структур, описанных в [6]. Это касается размера ядра, краевой реологической зональности, градиентов РТ-параметров метаморфизма. Главное различие структур может заключаться в синтектонических условиях и тепловом источнике, обеспечивших выплавление гранитоидных масс.

Исходя из геологической ситуации можно утверждать, что происхождение Чечекского купола непосредственно связано с эпизодом внедрения и становления Суровского габброидного лополита, который обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих толщ, а после консолидации (312,3±2,9 млн лет назад) – бронирование и «защиту» от поздних (~280 и ~260 млн лет) масштабных сдвиговых деформаций вдоль Иртышской сдвиговой зоны.

Проведенные исследования позволили непротиворечиво увязать комплекс данных, касающихся морфологии Суровского габброидного массива (лополит), времени куполообразования, кинематики деформаций и тепловых источников высокоградиентного метаморфизма (базитовый магматизм). Это позволяет утверждать, что до возрастного рубежа 312 млн лет левосдвиговые тектонические движения в пределах Иртышской зоны отсутствовали. Данный возрастной рубеж является верхней границей, отделяющей субгоризонтальные левосдвиговые тектонические движения вдоль ИСЗ от предшествующих аккреционно-коллизионных событий, имевших место при закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП ОНЗ-10.3, ПФИ № 77).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров, В. Г. Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан) [Текст] / В. Г. Владимиров // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. – Новосибирск : Наука, 1990. – С. 24–39. – (Тр. ИГиГ СО АН СССР ; вып. 731).

2. **Геодинамическая** карта западной части Палеоазиатского океана [Текст] / Н. А. Берзин, Р. К. Колман, Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.

3. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой области [Текст] / В. С. Кузебный, А. Г. Владимиров, П. В. Ермолов, А. М. Марьин // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. – Новосибирск : Наука, 1979. – С. 166–195.

4. **Датирование** пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне [Текст] / А. В. Травин, А. Бовен, А. В. Плотников [и др.] // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1–15.

5. **Ермолов, П. В.** Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометалльной Калбы [Текст] / П. В. Ермолов, Н. В. Полянский // Геология и геофизика. – 1980. – № 3. – С. 49–57.

6. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим [Текст] / О. П. Полянский, А. В. Бабичев, С. Н. Коробейников, В. В. Ревердатто // Петрология. – 2010. – № 4. – С. 1–15.

7. **Марьин, А. М.** Доорогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской зоны смятия [Текст] / А. М. Марьин // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / Ред. Ю. А. Кузнецов. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 52–72.

8. **О происхождении** позднепалеозойских литий-фтористых гранитов Юго-Западного Алтая [Текст] / В. Н. Довгаль, А. Н. Дистанова, С. А. Саботович [и др.] // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 3. – С. 64–72.

9. **Пермский** магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии [Текст] / А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, С. В. Хромых [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.

10. Хорева, Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия [Текст] / Б. Я. Хорева. – М. : Геолтехиздат, 1963. – 203 с.

11. Шенгёр, А. М. Дж. Тектоническая эволюция Алтаид [Текст] / А. М. Дж. Шенгёр, Б. А. Натальин, В. С. Буртман // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 41–58.

12. Юрченков, Е. М. Новые данные о внутреннем строении Таловского ультрабазит-габброидного массива [Текст] / Е. М. Юрченков // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / Ред. И. И. Бок. – Алма-Ата : Наука, 1981. – С. 114–120.

13. **Holland, T. J. B.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest [Text] / T. J. B. Holland, R. Powell // J. Metam. Geol. – 1998. – Vol. 16. – P. 309–343.

14. **Spear, F. S.** Pressure-Temperature Time Paths and Metamorphic Phase Equilibria [Text] / F. S. Spear // Mineralogical Society of America. – Washington, D. C., 1993. – 799 p.

15. **The Irtysh** Shear Zone in NE-Kazakhstan: kinematics and preliminar data on metamorphic conditions and AR/AR geochronology [Text] / V. Vladimirov, A. Melnikov, A. Plotnikov [et al.] // Active Tectonic Continental Basins. Interaction between structural and sedimentary processes: International Conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134, April 30 – May 2, 1998, Gent, Belgium. – Gent, 1998. – P. 105.

### REFERENCES

1. Vladimirov V. G. [Metamorphism and chemical qualities of garnets of the Irtysh shear zone (Eastern Kazakhstan)]. *Kriterii otsenki evolyutsii parametrov metamorfizma. Tr. In-ta geol. i geofiz. SO AN SSSR* [Criteria of evaluation of metamorphism parameters evolution. Proc. Research Institute of Geology and

21

Mineralogy SB AS USSR]. 1990, vol. 731, pp. 24–39. (In Russ.).

2. Berzin N. A., Kolman R. K., Dobretsov N. L., Zonenshayn L. P., Chang E. Z. Geodynamic map of the western part of Paleoasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics*, 1994, vol. 35, no. 7–8, pp. 8–28. 3. Kuzebnyy V. S., Vladimirov A. G., Ermolov P. V., Maryin A. M. [Main types of gabbroid intrusions of the Zaisan folded region]. *Bazitovye i ul'trabazitovye kompleksy Sibiri* [Basic and ultrabasic complexes of Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, pp. 166–195. (In Russ.).

4. Travin A. V., Boven A., Plotnikov A. V., et al. [Dating of plastic deformations in the Irtysh share zone]. *Geokhimiya – Geochemistry*, 2001, no. 12, pp. 1–15.

5. Ermolov P. V., Polyanskiy N. V. [Metamorphic complexes in the conjunction zone of the Rudny Altai and Kalba characterized by rare metal mineralization]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 1980, no. 3, pp. 49–57. (In Russ.).

6. Polyanskiy O. P., Babichev A. V., Korobeynikov S. N., Reverdatto V. V. Computer modelling of granite-gneiss diapirism in the Earth's crust: Controlling factors, duration, and temperature regime. *Petrology*, 2010, vol. 18, no. 4, pp. 432–446.

7. Mar'in A. M. [Preorogenic magmatic and ultrametagenic complexes of the Irtysh shear zone]. *Problemy magmaticheskoy geologii Zaysanskoy skladchatoy oblasti* [Issues of magmatic geology of the Zaisan shear zone]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1981, pp. 52–72. (In Russ.).

8. Dovgal' V. N., Distanova A. N., Sabotovich S. A., et al. [Origin of the Late Paleozoic lithiumfluoric granites in the southwestern Altai]. *Geologiya i geofizika* – *Geology and Geophysics*, 1995, vol. 36, no. 3, pp. 64–72. (In Russ.). 9. Vladimirov A. G., Kruk N. N., Khromykh S. V., et al. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, no. 7, pp. 468–479.

10. Khoreva B. Ya. *Geologicheskoe stroenie, intruzivnyy magmatizm i metamorfizm Irtyshskoy zony smyatiya* [Geological structure, intrusive magmatism and metamorphism of the Irtysh shear zone]. Moscow, Geoltekhizdat Publ., 1963. 203 p. (In Russ.).

11. Shenger A. M., Natal'in B.A., Burtman V. S. Tektonicheskaya evolyutsiya Altaid [Tectonic evolution of Altaids]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 1994, vol. 35, no. 7–8, pp. 41–58. (In Russ.).

12. Yurchenkov E. M. [New data on internal structure of the Talovsky ultrabasite-gabbroid massif]. *Problemy magmaticheskoy geologii Zaysanskoy skladchatoy oblasti* [Issues of magmatic geology of the Zaisan shear region]. Alma-Ata, Nauka Publ., 1981, pp. 114–120. (In Russ.).

13. Holland T. J. B., Powell R. J. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metam. Geol.*, 1998, vol. 16, pp. 309–343.

14. Spear. F. S. Pressure-Temperature Time Paths and Metamorphic Phase Equilibria. Washington D.C., Mineralogical Society of America, 1993. 799 p.

15. Vladimirov V., Melnikov A., Plotnikov A., et al. The Irtysh Shear Zone in NE-Kazakhstan: kinematics and preliminar data on metamorphic conditions and AR/AR geochronology. *Active Tectonic Continental Basins. Interaction between structural and sedimentary processes: International Conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134, April 30 – May 2, 1998.* Gent, Belgium, 1998, 105 p.

> © И. А. Савинский, В. Г. Владимиров, В. С. Сухоруков, 2015

SAVINSKIY Ilya, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: ilya.savinskiy@gmail.com

SUKHORUKOV Vasiliy, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: svp@igm.nsc.ru

**САВИНСКИЙ Илья Александрович,** Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева, Новосибирск, аспирант. *E-mail: ilya.savinskiy@gmail.com* 

ВЛАДИМИРОВ Владимир Геннадьевич, Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева, Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, ст. науч. сотр. *E-mail*: vvg@igm.nsc.ru

СУХОРУКОВ Василий Петрович, Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева, Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, науч. сотр. *E-mail:svp@igm.nsc.ru* 

VLADIMIROV Vladimir, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. *E-mail: vvg@igm.nsc.ru*