

УДК 551.1/.4+553.072(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496

## Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана

И. Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>, Р. М. Антонюк<sup>3</sup>, А. В. Гурова<sup>1,4</sup>, В. М. Калугин<sup>1</sup>, И. А. Савинский<sup>4</sup>,  
А. П. Внуковский<sup>4</sup>, Т. Ж. Орынбек<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Коптюга, 3,  
e-mails: inna03-64@mail.ru, sushka386@gmail.com

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

<sup>3</sup>ТОО Институт проблем комплексного освоения недр, 100000, Республика Казахстан, г. Караганда,  
ул. Индустриальная, д. 5, e-mail: r.antonjuk@ipkon.kz

<sup>4</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 1, e-mail: sushka386@gmail.com

Поступила в редакцию 21.01.2022 г., принята к печати 25.04.2022 г.

**Аннотация.** В статье дан обзор основных этапов магматизма и месторождений и рудопроявлений меди и других металлов Тектурмасского офиолитового пояса (ТОП) и смежных структур Центрального Казахстана. Обсуждаются возраст, состав и вероятные тектонические обстановки формирования связанного с сульфидной минерализацией Cu-Ni оруденения Центрального Казахстана. ТОП состоит из свит трех литологических типов: преимущественно базальтовых (карамурунская и кузекская), кремнистых (тектурмасская и базарбайская) и обломочных (сарытаусская, аиртаусская и ермекская). Потенциальная рудоносность самого Тектурмасского офиолитового пояса связана с плутоническими основными и ультраосновными породами офиолитового разреза в пределах Тектурмасского и Базарбайского сегментов. Смежная с ТОП Успенская рифтовая зона включает в себя три вулканогенно-осадочные толщи ранне-среднесилурийского, ранне-среднедевонского и позднедевонско-раннекарбонового возраста. Успенское месторождение меди приурочено к самой молодой толще. Геологическое строение территории, включающей в себя магматические тела с Cu-Ni оруденением, является основой комплексного подхода к изучению рудообразующих систем. Наиболее перспективные на медную минерализацию локации в пределах ТОП и Успенской рифтовой зоны – месторождения Камкор и Успенское–Белла, рудопроявления Ургынжал, Ордобасы и Шопа – связаны с основными и ультраосновными интрузивными комплексами. Приведены основные геологические характеристики районов этих месторождений и рудопроявлений и типы минерализации. Показано, что Центральный Казахстан имеет мало перспектив для обнаружения крупных медных месторождений, но обнаружение средних и мелких месторождений такого типа вполне возможно. Находка новых значимых объектов Сулпортфирового типа в районе ТОП также маловероятна, но интерес может представлять доизучение и открытие новых рудных тел в районе уже известных месторождений и рудопроявлений.

**Ключевые слова:** Центрально-Азиатский складчатый пояс, Успенское месторождение, месторождение Камкор, медное оруденение, рифтовые зоны, надсубдукционные комплексы

### Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10051, обзор рудопроявлений), госзадания Министерства науки и образования РФ (проекты № 0330-2019-0003 ИГМ СО РАН, геологическое строение, и № АААА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН, минерагения руд) и Министерства науки и образования Казахстана (проект № AP08855920, металлогения)

## Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan

Inna Yu. Safonova<sup>1,2</sup>, Rostislav M. Antonyuk<sup>3</sup>, Aleksandra V. Gurova<sup>1,4</sup>, Valery M. Kalugin<sup>1</sup>,  
Ilya A. Savinsky<sup>4</sup>, Aleksandr P. Vnukovsky<sup>4</sup>, Tlegen Zh. Orynbek<sup>3</sup>

<sup>1</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Koptyuga ave., Novosibirsk 630090, Russia,  
e-mails: inna03-64@mail.ru, sushka386@gmail.com

**Для цитирования:** Сафонова И.Ю., Антонюк Р.М., Гурова А.В., Калугин В.М., Савинский И.А., Внуковский А.П., Орынбек Т.Ж. (2022) Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана. *Литосфера*, 22(4), 472–496. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496>

**For citation:** Safonova I.Yu., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Kalugin V.M., Savinsky I.A., Vnukovsky A.P., Orynbek T.Zh. (2022) Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 472–496. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496>

© И.Ю. Сафонова, Р.М. Антонюк, А.В. Гурова, В.М. Калугин, И.А. Савинский, А.П. Внуковский, Т.Ж. Орынбек, 2022

<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

<sup>3</sup>Institute for the Problems of Integrated Development of Subsoil, 5 Ippodromnaya st., Karaganda 100000, Republic of Kazakhstan, e-mail: r.antonyuk@ipkon.kz

<sup>4</sup>Novosibirsk State University, 1 Pirogova st., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: sushka386@gmail.com

Received 21.01.2022, accepted 25.04.2022

**Abstract.** The article presents an overview of the main stages of magmatism and ore mineralization of copper and other metals of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of Central Kazakhstan. The age, composition and probable tectonic settings during the formation of Cu-Ni deposits in Central Kazakhstan associated with sulfide mineralization are discussed. The Tekturmas ophiolite belt includes formations of three lithological types: basaltic Karamurun and Kuzek formations, siliceous Tekturmas and Bazarbai formations and clastic Sarytau, Airtau and Yernek formations. The potential ore mineralization of the Tekturmas ophiolite belt is associated with plutonic mafic and ultramafic rocks of the ophiolite section, within the Karamurun and Kuzek formations of the Tekturmas and Bazarbai segments, respectively. The Uspenka rift zone, which is adjacent to the Tekturmas ophiolite belt, includes three volcanogenic-sedimentary associations of Early-Middle Silurian, Early-Middle Devonian and Late Devonian-Early Carboniferous ages. The Uspenska copper deposit is related to the youngest Late Devonian-Early Carboniferous association. The geological structure of the territory, which includes magmatic bodies with Cu-Ni ore mineralization, should serve as a basis for an integrated approach to studying ore-forming systems. The most promising locations of copper mineralization within the Tekturmas ophiolite belt and Uspenska rift zone are the Kamkor and Uspenska-Bella deposits and the Urtynjal, Ordobasy and Shopa ore occurrences. All these deposits are associated with mafic and ultramafic intrusive complexes. The main regional and local geological characteristics of these deposits and ore occurrences, along with the types of ore mineralization, are discussed. It is argued that Central Kazakhstan has limited prospects for the discovery of large Cu deposits; however, the discovery of medium-size and small-size deposits of that type is quite possible. The discovery of new large Cu-porphyry deposit in the Tekturmas ophiolite belt is also unlikely; however, additional prospecting works aimed at identification of new ore bodies in the vicinity of already known deposits and ore occurrences presents research interest.

**Keywords:** Central Asian orogenic belt, Uspenskoye, Kamkor deposits, ore mineralization, rift zones, suprasubduction complexes

#### Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation (project No. 20-77-10051, review of ore occurrences), the state order of the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (project No. 0330-2019-0003 IGM SB RAS, geological structure, and No. AAAA-A19-119072990020-6 IGG UB RAS, minerageny of ores) and the Ministry of Science and Education of Kazakhstan (project No. AP08855920, metallogeny)

## ВВЕДЕНИЕ

Центральный Казахстан является одной из крупнейших меднорудных провинций Центральной Азии. На его территории известны многочисленные месторождения и проявления меди и других цветных металлов, которые относятся к различным генетическим типам (Ермолов, 1999; Yakubchuk et al., 2004; Seltmann et al., 2010; Ермолов и др., 2016). Среди месторождений меди большое значение имеют медно-порфировые, гидротермальные, колчеданные, а также связанные с медистыми песчаниками. Кроме того, Центральный Казахстан – это перспективный регион для поиска платино-медно-никелевых месторождений, связанных с основными и ультраосновными интрузивными комплексами. Примером является разведанное месторождение Камкор в Каркаралинском районе Карагандинской области, Босшасорская вулканотектоническая структура в Акмолинской области, а также месторождение Южный Максут, которое разрабатывается в соседнем Восточно-Казахстанском регионе (Распаев, Филимонова, 1967; Антоненко и др., 2009; Байдалинов, Хамзин, 2012; Магретова и др., 2020). В настоящее время в Тектурмасском оphiолитовом поясе (ТОП) и смежных регионах из-

вестно сравнительно небольшое количество месторождений и рудопроявлений меди. В них медная минерализация связана с магматическими породами, образованными в различных тектонических обстановках. Точная диагностика тектонических обстановок необходима для оценки металлогенических перспектив того или иного региона, и она невозможна без детальных полевых работ и дорогостоящих высокоточных аналитических исследований. Более того, не все габброидные массивы маркируются проявлениями на поверхности сульфидных руд, часто они находятся в пределах разных тектонических структур, что усложняет их типизацию. Поэтому при постановке исследований на современном уровне таких месторождений может быть найдено больше. Месторождения меди и других цветных металлов могут быть генетически связаны с проявлением мантийного плюма во внутриплитных океанических и континентальных обстановках, а также с активными процессами внутриконтинентального рифтинга (Мао et al., 2008; Lu et al., 2019; и др.) и с надсубдукционным магматизмом (Ripley et al., 2005; Thakurta et al., 2008).

Наиболее перспективным районом, содержащим надсубдукционные и океанические внутриплитные обстановки и окраинно-континентальный

рифтинг, является Тектурмаский офиолитовый пояс, включающий в себя серпентинитовый меланж, одноименный аккреционный комплекс и расположенную южнее Успенскую рифтовую зону (Якубчук, 1991; Степанец, 2016; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020). В северной части Центрального Казахстана ТОП протягивается с запада на восток на расстояние более 200 км при ширине 3–13 км. Он состоит из нескольких тектонических пластин, надвинутых к северу под углом 45–75°, сложенных раннепалеозойскими магматическими и осадочными породами (рис. 1–3). В состав пояса входят как перидотиты, габбро, и базальты, образованные в обстановках срединно-океанического хребта, океанического острова/плато, в надсубдукционных обстановках, так и их метаморфизован-

ные аналоги, связанные с образованием серпентинитового меланжа, а также габброидные тела постколлизийного происхождения. Среди магматических комплексов ультраосновного и основного состава по-прежнему остается множество объектов, чья геодинамическая позиция пока остается неизвестной.

Тектурмаская зона серпентинитового меланжа содержит эксгумированные блоки габброидов, несущих оруденение. Актуальной задачей является поиск и картирование таких блоков с последующим изучением пород на предмет их потенциальной рудоносности. Второй перспективный район – большая область нерасчлененных палеозойских вулканитов, примыкающая к ТОП с востока. В настоящее время ясные представления о генези-

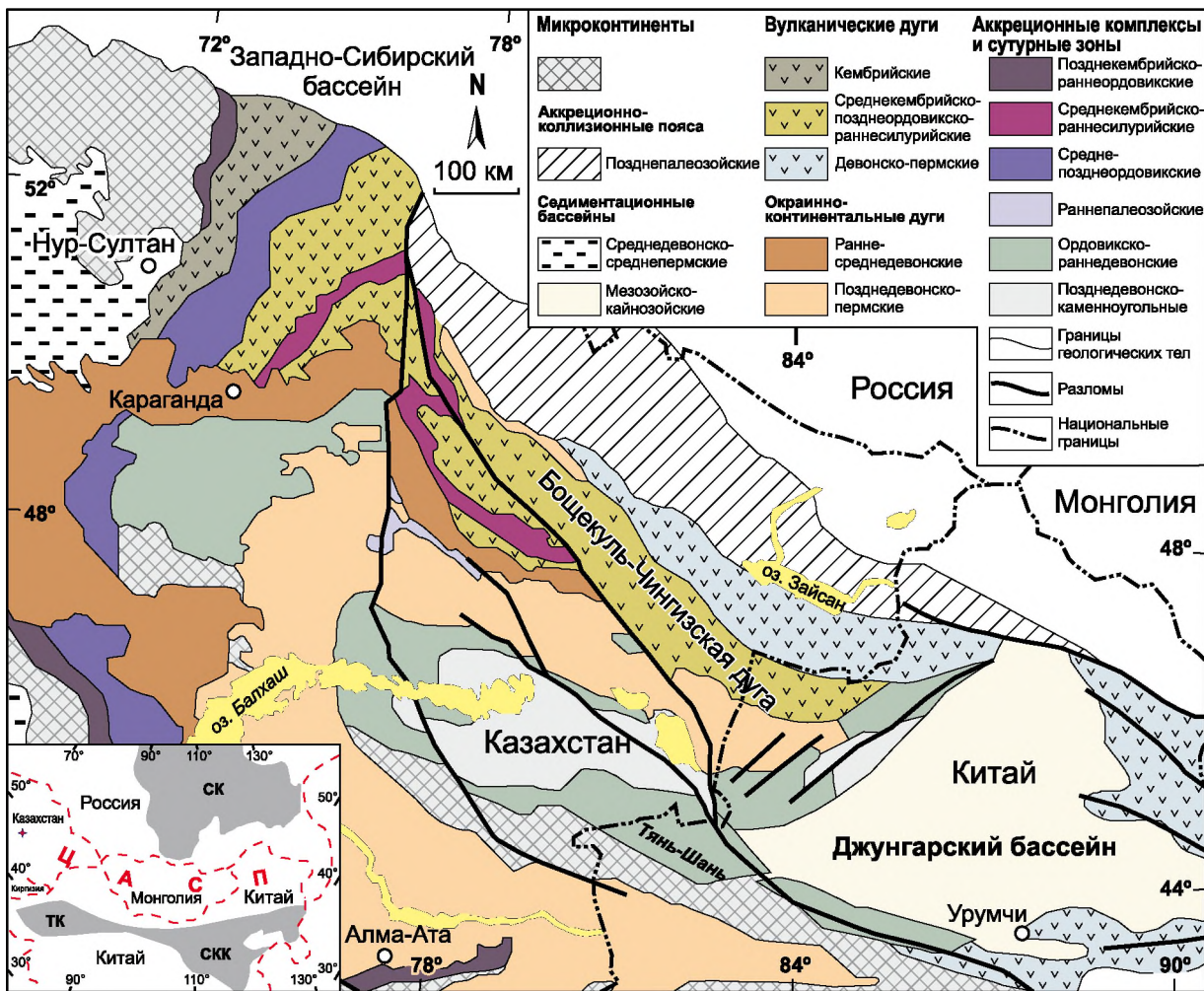
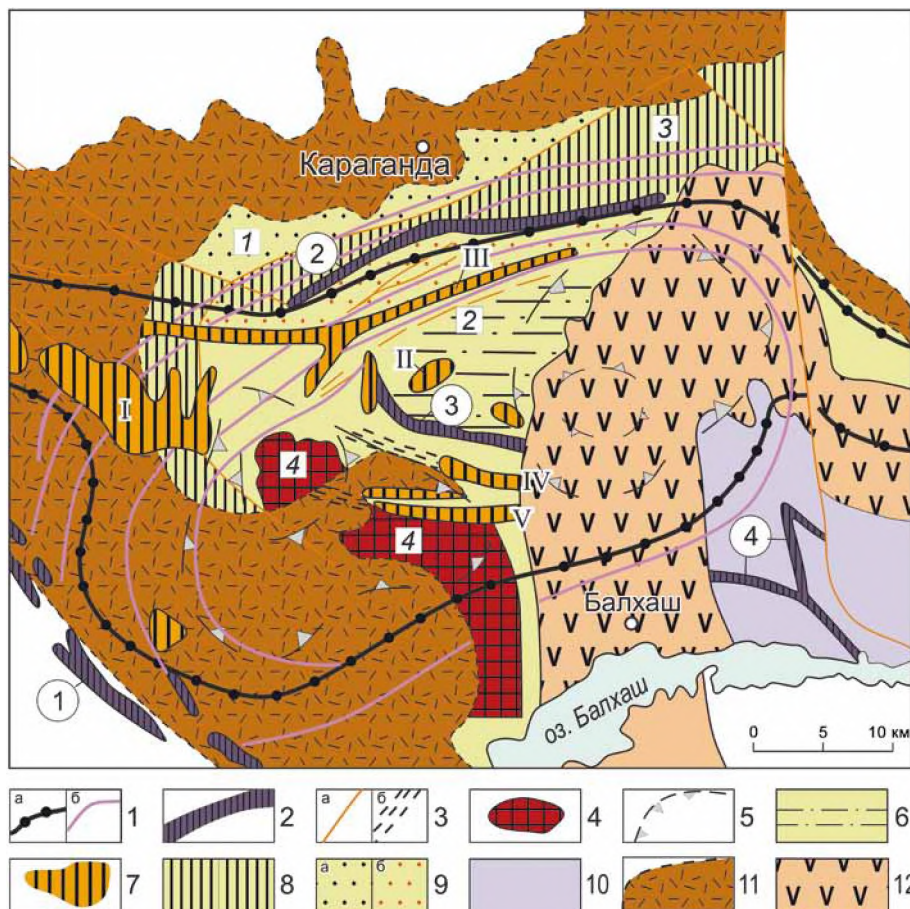


Рис. 1. Геотектоническая карта западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, по (Windley et al., 2007).

На нижней врезке крестиком показано положение ТОП.

Fig. 1. Geotectonic map of the western Central Asian Orogenic Belt, according to (Windley et al., 2007).

In the lower inset, an cross shows the position of the TOP.



**Рис. 2.** Геодинамическая схема Центрального Казахстана (Шабалина, 2005).

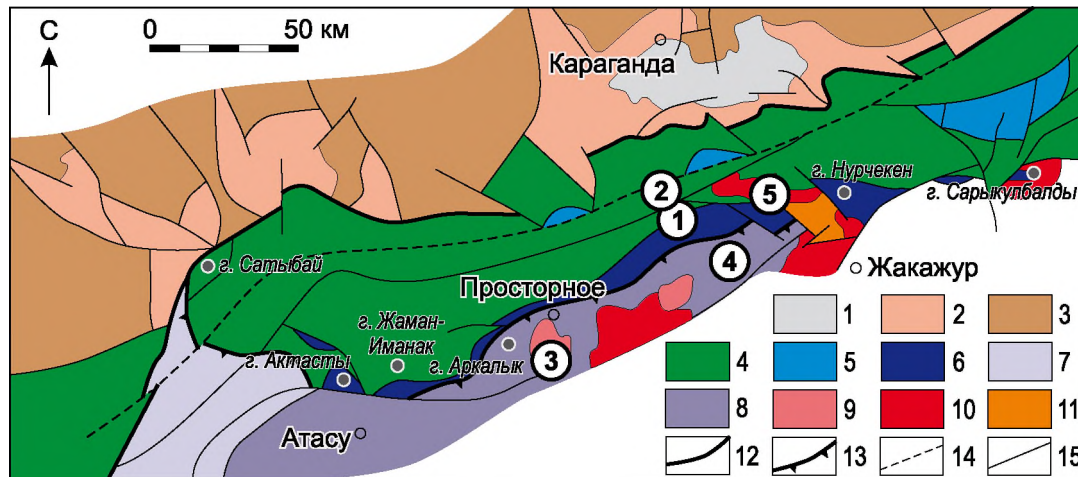
1 – регион гравитационного минимума: изолинии равных значений  $\Delta g$  (а), граница палеорифтовой системы (б); 2 – оphiолитовые и аккреционные пояса (цифры в кружках: 1 – Жалаир-Найман, 2 – Тектурмас, 3 – Талдыэспетау, 4 – Итмуруды); 3 – разломы (а) и зоны смятия (б); 4 – докембрийский фундамент; 5 – реликты гранито-гнейсовых куполов фундамента; 6 – флишоподобные прогибы на сиалическом основании; 7 – впадины рифтов,  $D_3-C_1$  (I – Жайльмин, II – Кайрактин, III – Успенская, IV – Акжал, V – Акбастау); 8 – Спасский окраинно-континентальный пояс рифтогенного ( $D_1-D_2$ gv) и островодужного ( $D_2$ gv) происхождения; 9 – прогибы: задуговые (а), преддуговые (б); 10 – Кентерлау-Матайская зона спрединга нерасчлененная; 11 – девонский вулканический пояс Центрального Казахстана, 12 – Балхаш-Илийский вулканический пояс. Цифры в квадратах: 1 – Жаман-Сарьсуйский антиклинорий; 2 – Карасорский синклинорий, 3 – Нуринский синклинорий, 4 – Актау-Моинтинский микроконтинент.

**Fig. 2.** Geodynamic scheme of Central Kazakhstan (Shabalina, 2005).

1 – regional gravitational minimum: isolines of equal values  $\Delta g$  (a), boundary of the paleorift system (b); 2 – ophiolite and accretionary belts. Figures in circles: 1 – Zhalair-Naiman, 2 – Tekturmas, 3 – Taldyespetau, 4 – Itmurunda); 3 – faults (a) and crumple zones (b); 4 – Precambrian basement; 5 – relics of granite-gneiss domes of the foundation; 6 – flysh-filled troughs on sialic basement; 7 – rifts,  $D_3-C_1$  (I – Jailmin, II – Kairaktin, III – Uspenska, IV – Akzhal, V – Akbastau); 8 – Spassky marginal continental belt of rift ( $D_1-D_2$ gv) and island-arc ( $D_2$ gv) origin; 9 – troughs: back-arc (a), fore-arc (b); 10 – Kenterlau-Matai spreading zone undivided; 11 – Devonian volcanic belt; 12 – Balkhash-Yili volcanic belt. Numbers in squares: 1 – Zhaman-Sarysui anticlinorium; 2 – Karasor synclinorium, 3 – Nurin synclinorium, 4 – Aktau-Mointin microcontinent.

се вулканитов отсутствуют, но именно в этой области находится месторождение Камкор, что однозначно указывает на ее перспективность. В настоящей статье представлены данные по составу магматических пород, взятые из публикаций (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), а также данные по оруденению Cu-Ni и других металлов на основе

фондовых и опубликованных материалов для оценки перспективности выделения в Центральном Казахстане новой медно-никелевой провинции. Среди них известное месторождение Камкор, менее известные месторождения Успенское и Белла, рудопроявление Уртынжал, а также малоизученные рудопроявления Ордобасы и Шопа.



**Рис. 3.** Геодинамическая схема ТОП и смежных территорий Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Антонюк и др., 1995; Степанец, 2016).

1 – мезозойский чехол (J); 2 – углисто-терригенно-карбонатные отложения ( $D_3-C_2$ ); 3 – девонский вулканоплутонический пояс ( $D_{1-2}$ ); 4 – образования преддугового Нурина бассейна ( $O_3-D_3$ ); 5 – Байдаулетовская активная континентальная окраина ( $O_{2,3}$ ); 6 – ТОП, включая аккреционный комплекс; отложения Сарьсуйского бассейна: 7 – турбидиты Атасуйской зоны, 8 – терригенный флиш; 9 – гранодиориты  $D_2$ ; 10 – гранитоиды  $C_2$ ; 11 – риолиты и риодациты Успенского рифта; 12 – Карагандинский надвиг; 13 – Тектурмасский надвиг; 14 – зона смятия; 15 – разломы. Цифры в кружках: 1 – Тор-таульская долина, 2 – урочище Базарбай, 3 – рудопроявление Ордабасы, 4 – рудопроявление Шопы, 5 – рудопроявление Уртыңжал.

**Fig. 3.** Geodynamic scheme of the Tekturmas ophiolite belt and adjacent territories of the Dzhungar-Balkhash folded system (Antonyuk et al., 1995; Stepanets, 2016).

1 – Mesozoic cover (J); 2 – carbonaceous-terrigenous-carbonate deposits ( $D_3-C_2$ ); 3 – Devonian volcano-plutonic belt ( $D_{1,2}$ ); 4 – formations of the Nura fore-arc basin ( $O_3-D_3$ ); 5 – Baidaulet active continental margin ( $O_{2,3}$ ); 6 – Tekturmas ophiolite belt and accretionary complex; Sarysui basin: 7 – turbidites, 8 – terrigenous flysch; 9 – granodiorites ( $D_2$ ); 10 – granites ( $C_2$ ); 11 – rhyolites and rhyodacites of the Uspensky rift; 12 – Karaganda thrust; 13 – Tekturmas thrust; 14 – shear zone; 15 – faults. Numbers in circles: 1 – Tortaul valley, 2 – Bazarbai tract, 3 – Ordabasy ore locality, 4 – Shopa ore locality, 5 – Urtynjal ore locality.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТУРМАССКОГО ПОЯСА И УСПЕНСКОЙ ЗОНЫ

### Тектурмасский пояс

В Центральном Казахстане (см. рис. 1, 2) для поиска медных месторождений, в том числе наиболее ценных с платино-медно-никелевой минерализацией, перспективны районы распространения средне- и позднепалеозойских магматических комплексов, образованных в обстановке конвергентной окраины тихоокеанского типа и включающих в себя вулканические и плутонические породы океанического, надсубдукционного (островные дуги) и постколлизийного (внутриплитного) происхождения (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), в частности, потенциально рудоносные базит-гипербазитовые интрузии. Один из наиболее перспективных районов, в котором проявлены все эти геодинамические обстановки, – Тектурмасский офиолитовый пояс.

ТОП и смежный с ним аккреционный комплекс расположены в северной части Центрального Ка-

захстана. Тектонические пластины, формирующие структуру ТОП, сложены раннепалеозойскими магматическими и осадочными породами (океанические кремнистые осадки – кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты и терригенные – песчаники и туфопесчаники). Большая часть ТОП представляет собой серпентинитовый меланж, образованный в результате аккреционно-коллизийных процессов. В его состав входят породы океанической литосферы и островных дуг, поднятые с больших глубин в процессе эксгумации серпентинитов и метаморфических пород высоких давлений. Это создает благоприятные условия для формирования рудоносных интрузий, образованных в связи с процессами орогении тихоокеанского типа и/или постколлизийного растяжения. В настоящее время рудоносные интрузии могут входить в состав аккреционных, надсубдукционных и внутриплитных комплексов.

ТОП протягивается вдоль субширотной ветви девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1, 2) и обрамляет с юга Нурина преддуговой прогиб. Он относится к Джунгаро-Балхашской складчатой системе, включающей в себя четыре

основных домена: 1) пограничный Девонский вулканоплутонический пояс и связанный с ним Нуринский преддуговой прогиб ( $S_2-D_3$ ), 2) Тектурмасский офиолитовый пояс и/или меланж ( $O_3-S_1$ ) и Сарысуйский флиш ( $S_{1,2}$ ), 3) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс и связанный с ним Кентаралаусский преддуговой прогиб ( $D_1-P_1$ ), 4) Итмурундинский офиолитовый пояс и аккреционный комплекс ( $O_1-S_1$ ) (см. рис. 1). Все эти структуры имеют свое продолжение на территории северо-западного Китая (Китайская Джунгария), но под другими названиями (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010, 2013; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2021).

На юго-западном фланге ТОП в горах Аркалык и Тортаульской долине образования аккреционного комплекса надвинуты на смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения Нуринаского прогиба, в основании которого обнажаются Базарбайские офиолиты. На восточном фланге, в районе гор Нурчекен, поверхность надвига выполаживается до горизонтального положения. С юго-востока на аккреционный комплекс надвинуты терригенные отложения Сарысуйского бассейна, в основании которых вскрываются мощные разрезы турбидитов, наполненных глубоководными кремнистыми фациями (см. рис. 3). Общая последовательность отложений включает в себя (снизу вверх) пиллоу-лавы, ленточные пелагические кремни (ранее называемые яшмами, фтанитами или силицилитами), гемипелагические кремнистые аргиллиты, алевролиты и в самом веру разреза – песчаники, часто в составе турбидитовой ассоциации (Антонюк, 1974; Khassen et al., 2020). Стоит ТОП из трех сегментов, разделенных разломами, – Нуринаско-Базарбайского, Тектурмасского и Сарысуйского (рис. 4). Тектурмасский и Базарбайский сегменты вместе представляют собой образования ТОП и аккреционного комплекса.

**Тектурмасский сегмент** занимает осевое положение и протягивается с юго-запада на северо-восток на расстояние более чем 40 км, и включает в себя серпентинитовый меланж в основании и отложения карамурунской, тектурмасской и сарытауской свит (см. рис. 3, 4). В состав серпентинитового меланжа входят гарцбургиты, дуниты, полосчатые габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты, фрагменты родингитов, базальтов и кремнистых пород, погруженных в серпентинитовый матрикс. Самая древняя карамурунская свита ( $E_1-O_2kr$ ) состоит преимущественно из вулканических пород основного состава (базальтов) типа OIB (базальты океанических островов) (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). Встречаются тектонически фрагментированные и деформированные пиллоу-лавы, базальтовые лавобрекчии и туфы с линзами и прослоями кремней и кремнистых сланцев мощностью до 0.1–0.5 м. Базальты массивные и минда-

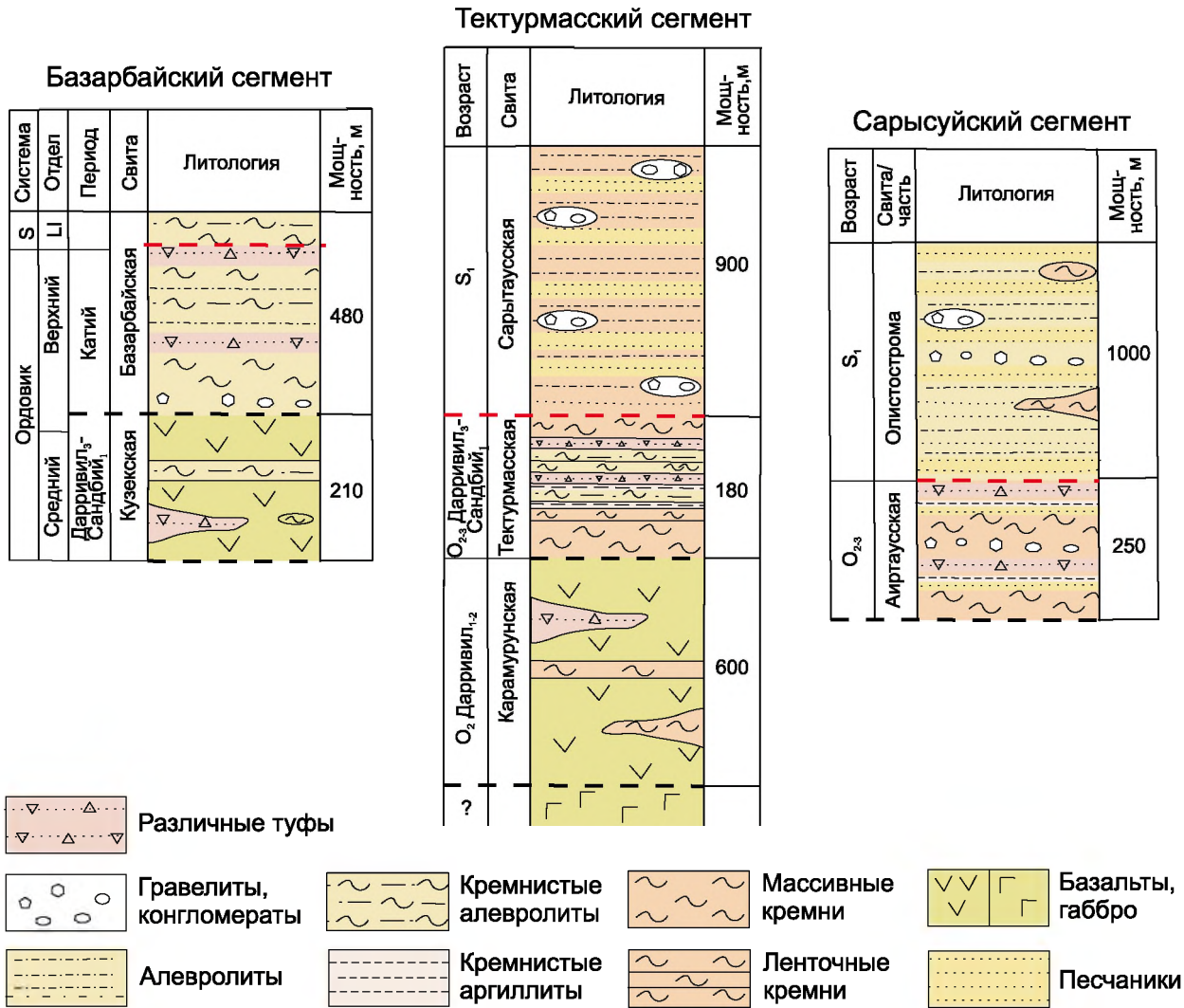
лекаменные, как правило, изменены постмагматическими процессами. Мощность потоков пиллоу-лав достигает 20–50 м. Общая мощность свиты – от 150–200 до 500–600 м. Возраст, определенный по конодонтам из кремнистых осадочных пород, охватывает интервал от нижнего до среднего ордовика (Новикова и др., 1991).

В состав более молодой *тектурмасской свиты* ( $O_{2,3tk}$ ) входят преимущественно красные, розовые и шоколадные ленточные кремни, часто смятые в складки, будинированные и с признаками Z-складчатости, т. е. оползания по склону, с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов, серых кремнистых алевролитов и сланцев. Мощность отдельных слоев кремней 0.5–2.0 м, а кремнистых аргиллитов и алевролитов – 0.5–1.0 см (Khassen et al., 2020). Кремни часто перекрывают магматические породы и встречаются в виде фрагментов в составе Сарытауской олистостромы (см. рис. 4). Четких взаимоотношений между тектурмасской свитой и другими формациями зоны не задокументировано. Ее средне- и верхнеордовикский возраст определен по конодонтам трех комплексов: нижний дарривилл, верхний дарривилл и нижний сандбий (Курковская, 1985; Новикова и др., 1991; Гридина, 2003). Мощность свиты оценивается в 500 м.

*Сарытауская свита* ( $S_{1sg}$ ) представляет собой олистострому, состоящую из алевроглинистого и алевропесчанистого матрикса и олистолитов кремней, базальтов, габброидов, перидотитов и серпентинитов (см. рис. 4) (Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991). Матрикс рассланцован, отмечаются оползневые текстуры, найдены позднеордовикские конодонты и раннесилурийские граптолиты (Герасимов и др., 1992).

*Базарбайский сегмент* расположен севернее и северо-восточнее Тектурмасского и включает породы кузекской и базарбайской свит (см. рис. 4) (Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988; Khassen et al., 2020). Кузекская свита ( $O_2kz$ ) представлена пиллоу-лавами базальтов типа OIB и MORB (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), перекрытыми океаническими осадками. Среди них кремнистые алевролиты и туффиты, содержащие конодонты верхнего дарривилла (средний ордовик) и нижнего сандбия (верхний ордовик) (Дегтярев и др., 2017). Но доминирующим типом лав Базарбайского сегмента являются базальты с надсубдукционными геохимическими характеристиками (Degtyarev et al., 2021). Кремнистые алевролиты и туффиты вместе с базальтами перекрывают дайковый комплекс и плагиограниты. U-Pb возраст плагиогранитов Тортаульского и Базарбайского комплексов составляет  $473 \pm 2$  и  $453 \pm 2$  млн лет соответственно (Degtyarev et al., 2021).

*Базарбайская свита* ( $O_{2,3bz}$ ) состоит из ленточных кремней, местами с прослоями туфов, кремнистых аргиллитов и алевролитов, туффитов, базаль-



**Рис. 4.** Обобщенные литостратиграфические колонки Тектурмасской зоны Северного Казахстана, по (Khassen et al., 2020).

Штриховыми линиями показаны тектонические границы.

**Fig. 4.** Generalized litho-stratigraphic columns of the Tekturmas zone of Northern Kazakhstan (Khassen et al., 2020).

The dashed line shows the tectonic boundaries.

товых и андезитовых туфов, туфопесчаников, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников (граувакк) (Антонюк, 1971). Среднеордовикский (позднекарадокский–раннеашгильский) возраст свиты определен по радиоляриям и беззамковым брахиоподам, а также конодонтам в кремнях (Новикова и др., 1991; Дегтярев и др., 2017). Базарбайская свита несогласно перекрывает отложения серпентинитового меланжа и перекрывается силурийским флишем (Антонюк, 1971; Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988) (см. рис. 3, 4). Мощность базарбайской свиты оценивается в 489–500 м. По возрасту и литологическому составу базарбайскую свиту можно сопоставить с кремнистой тектурмасской свитой.

Сарысуйский сегмент расположен к югу и юго-западу от Тектурмасского (см. рис. 2) и включает в себя кремнисто-терригенные образования аиртаусской свиты и олистострому ермекской свиты (см. рис. 4). *Аиртаусская свита* (O<sub>2-3</sub>air) сложена лиловыми и красными кремнями с прослоями туфов, зеленоватыми кремнистыми аргиллитами, песчаниками и гравелитами. По составу она сходна с кластическими осадками верхов тектурмасской свиты в пределах Тектурмасского сегмента. Олистострома ермекской свиты включает в себя серые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники (граувакки) с прослоями и линзами кремнистых аргиллитов, турбидитов, гравелитов и конгломератов, а

также олистолиты кремней и базальтов. По составу и возрасту она сходна с Сарытаусской олистостромой Тектурмасского сегмента. В других работах раннесилурийские обломочные осадочные породы всех сегментов рассматриваются как сарытаусская свита без дополнительного выделения аиртаусской и ермекской свит (Degtyarev et al., 2021).

По геофизическим данным, Тектурмасскому поясу соответствует зона градиентов силы тяжести, которая падает к северу под углом  $60^\circ$  в верхней части земной коры и  $25^\circ$  – в нижней (см. рис. 2). Породы офиолитовой ассоциации прослеживаются геофизическими методами до глубины 40 км. Мощность гранитно-метаморфического слоя варьирует от 4–5 км в висячем боку Тектурмасского разлома (угол падения  $60^\circ$ ) до 8–23 км в лежачем. Сарысуйский бассейн характеризуется неоднородным гравитационным полем. Выделяются субширотные полосы локальных минимумов, фиксирующие Успенский рифт, и полосы максимумов, соответствующих Атасуйскому поднятию (см. рис. 3). Мощность коры в пределах бассейна составляет 42–44 км, а соотношение мощности гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев – около 1.5 (Шабалина, 2005).

Таким образом, Тектурмасский пояс фактически состоит из свит трех литологических типов: преимущественно базальтовых (карамурунская и кузекская), кремнистых (тектурмасская и базарбайская) и обломочных (сарытаусская, аиртаусская и ермекская). Потенциальная рудоносность связана с плутоническими основными и ультраосновными породами офиолитового разреза Тектурмасского и Базарбайского сегментов, которые показаны единой зоной на рис. 3 (см. схемы в (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021)).

### Успенская зона

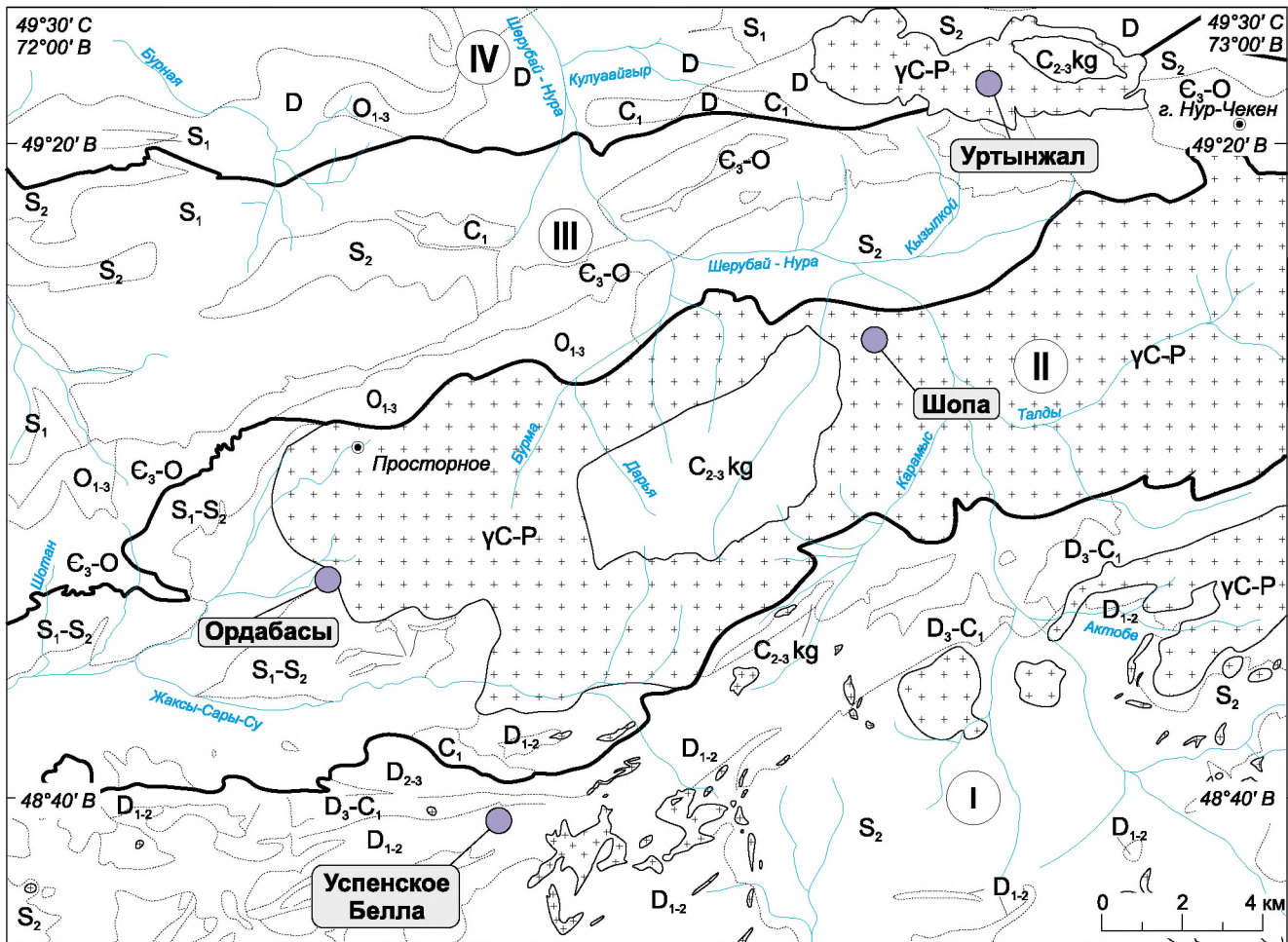
Одной из наиболее значимых и протяженных смежных с ТОП структур является Успенская рифтовая зона или рифтогенный прогиб девонского возраста (рис. 5). В Центральном Казахстане девонско-раннекарбонный рифтогенез проявлен фрагментарно. Заложение Жаильминского, Спасского и Успенского рифтов началось с раннего девона. Рифтогенез охватил и области распространения девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1) и смежный Атасуйский район с крупными уникальными месторождениями Каражал, Ушкаты, Жайрем и др. (см. рис. 2, 3). Вулканогенные серии рифтов сложены андезибазальтами, базальтами и андезитами, меньше (до 10%) – дацитами, риолитами и трахитами. Петрохимическая особенность вулкаников заключается в примерно равных соотношениях в разрезе пород нормальной и повышенной щелочности, глиноземистости и титанистости. Осадочные отложения формировались за счет раз-

рушения и последующего переотложения продуктов синхронного вулканизма, а также за счет размыва более древних пород бортовых частей рифтов (Коробкин, Буслов, 2011).

По геофизическим данным, образования вулканогенно-осадочного слоя Успенского рифта (см. рис. 2) подвинуты под Тектурмасский разлом на глубину 25–30 км на север и под Успенский разлом – на глубину 30 км к югу (Шабалина, 2005). Граница между Тектурмасской и Успенской зонами фиксируется локальным линейным минимумом силы тяжести, ориентированным параллельно Тектурмасскому офиолитовому шву и соответствующим прогибу кровли гранитно-метаморфического слоя. Успенский рифт отличается большой мощностью вулканогенно-осадочного слоя и малой – гранитно-метаморфического слоя, что характерно для коры субкеанического типа. Структура рифта характеризуется четко выраженными гравитационными минимумами, а краевые части континентов – максимумами, что типично для современных активных континентальных окраин. В целом фаменская система рифтов всего Центрального Казахстана согласна его раннепалеозойской структуре (Шабалина, 2005) (см. рис. 5).

Первые данные по Успенскому синклинию или внутриконтинентальному рифту в современной терминологии и связанными с ним рудопроявлениями появились еще середине прошлого века. В книге Ф.И. Вольфсона (1945) было представлено Успенское месторождение, расположенное в Джана-Аркинском районе Карагандинской области, в 150 км к югу от Караганды (см. рис. 3). В геологическом строении Успенского рифта (см. рис. 5) преобладают магматические породы: вулканы среднего и кислого состава, в том числе порфиры и альбитофиры, и сопутствующие туфы, туфобрекчии и туффиты. Осадочные породы представлены конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками трех толщ разного возраста: раннего-среднего силура, раннего-среднего девона и позднего девона-раннего карбона (Вольфсон, 1945). Эффузивно-осадочная толща раннего-среднего силура перекрывается с резким угловым несогласием эффузивно-осадочной толщей раннего-среднего девона. Эти эффузивно-осадочные толщи, в свою очередь, перекрыты пестрой по литологическому составу толщей позднего девона-раннего карбона, к которой приурочено Успенское месторождение. Вмещающие породы месторождения представлены (сверху вниз): 1) известняками; 2) глинистыми сланцами; 3) аркозовыми песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами; 4) эффузивными порфирами, порфиритами и их туфами. И вулканические, и осадочные породы подвержены процессам тектонических деформаций (складчатости, надвигообразования), приведших в том числе и ко вторичным изменени-





<b>C<sub>2-3</sub> kg</b>	Керегетасская свита: андезитовые и диабазовые порфириты; альбитофиры, туфы, туфопесчаники, кварцевые порфиры	<b>S<sub>1</sub></b>	Пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты
<b><sup>a</sup>C<sub>1</sub>/<sup>б</sup>D</b>	Девонский вулканический пояс: а – перекрывающие карбонаты; б – песчаники, туфопесчаники, конгломераты, порфириты, туфы	<b>O<sub>1-3</sub></b>	Ордовикские базальты, кремни, вулканические брекчии, кремнистые алевролиты и аргиллиты, турбидиты
<b>D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub></b>	Успенская свита: известняки, кремнистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники, базальтовые и кварцевые порфириты	<b>E<sub>3</sub>-O</b>	Уртынжалская серия: базальты, долериты, кремнистые аргиллиты, алевролиты, кремни, туфы; плагиограниты, габбро, серпентиниты
<b>D<sub>1-2</sub></b>	Кайдаульская свита: альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, порфириты, песчаники	<b>YC-P</b>	Позднепалеозойские гранитоиды: гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, граниты, граносиениты
<b>S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub></b>	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки	<b>а/б</b>	а – тектонические границы зон, б – стратиграфические и литологические границы
<b>S<sub>2</sub></b>	Песчаники, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков	<b>а/б</b>	а – номера зон, б – месторождения.

**Рис. 5.** Геологическое строение района ТОП и Успенской рифтовой зоны, по (Геологическая карта..., 1961).  
Зоны: I – Успенская, II – Атасу-Сарысуйская, III – Тектурмасская, IV – Спасско-Нурина.

**Fig. 5.** Geological structure of the TOB and Uspenska rift zone, according to (Geological Map..., 1961).  
Zones: I – Uspenska, II – Atasu-Sarysui, III – Tekturmas, IV – Spassk-Nura.

ям в виде серицитизации, карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации (Вольфсон, 1945). Эти деформации, вероятно, связаны с каледонской и герцинской орогенными эпохами, что привело к развитию систем надвигов, проходящих параллель-

но осям складок, зон смятия. Деформации предшествовали рудной минерализации, которая локализована рядом с зонами смятия. Осадки позднего девона-раннего карбона прорваны дайками и штоками гранит-порфиров, сиенит-порфиров и

гранодиоритов. Точный возраст гранитоидов неизвестен, но Ф.И. Вольфсон предполагал, что они также связаны с герцинской орогенцией. Фаменские базальты Успенской зоны изливались в условиях внутриконтинентального рифта на уже консолидированной континентальной коре, о чем свидетельствует высокая общая щелочность пород. Состав базальтов типичен для вулканитов рифтовых зон: присутствуют низкощелочные толеиты, щелочно-земельные и щелочные разности (Бурштейн и др., 1996).

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Уже с 70-х гг. прошлого столетия магматические породы гор Тектурмас сопоставлялись с древней океанической корой (Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988; Турманидзе и др., 1991; Степанец и др., 1998). Габбро-перидотиты встречаются в составе серпентинитового меланжа (см. рис. 3–5). Судя по возрасту осадочных пород, контактирующих с океаническими базальтами карамурунской свиты, вулканические породы верхней части офиолитового разреза образовались в возрастном интервале от раннего до среднего ордовика (средний флю-поздний даррив). В южной гряде Сарытау (см. рис. 3) в серпентинитах встречаются подиформные тела хромитов. Все контакты перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи являются тектоническими (Антонюк, 1974; Авдеев, 1986; Магматические комплексы..., 1988).

Среди вулканических пород ТОП преобладают базальты с массивной и миндалекаменной текстурой и афировой и порфиоровой микроструктурами. Субвулканические разновидности представлены долеритами, часто присутствующими в центральных частях лавовых потоков или больших “подушек” пиллоу-лав. Вулканические и субвулканические породы часто метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Наиболее распространенными вторичными минералами являются альбит, хлорит, кальцит, эпидот, пренит, актинолит, лейкоксен, непрозрачные минералы и халцедон.

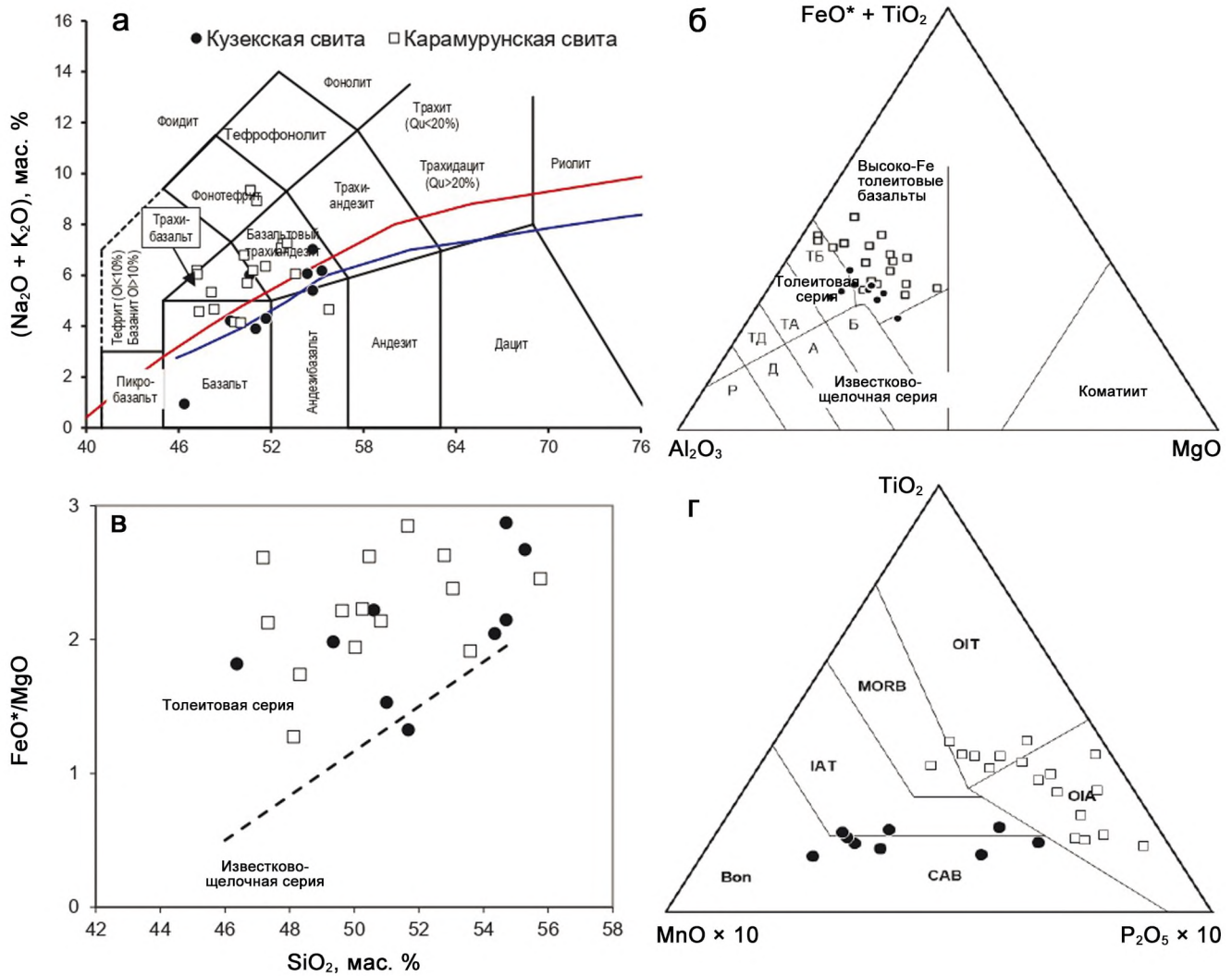
К настоящему времени результаты исследований химического состава вулканических и субвулканических пород Тектурмаса весьма ограничены. В данной статье мы приводим данные, опубликованные в (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), а также несколько новых данных по концентрациям породообразующих окислов в породах карамурунской и кузекской свит. В целом по петрохимическому составу (рис. 6) в ТОП диагностированы три группы вулканических и субвулканических пород щелочной, толеитовой и известково-щелочной серий ( $\text{SiO}_2 = 43.9\text{--}59.2$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.55\text{--}3.40$ ,  $\text{MgO} = 1.5\text{--}9.5$ ,  $\text{CaO} = 1.6\text{--}12$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.4\text{--}$

$19.1$  мас. %,  $\text{Mg\#} = 10\text{--}67^1$ ): высоко-Ti ( $\text{TiO}_2 > 1.9$  мас. %), средне-Ti ( $\text{TiO}_2 = 1.4\text{--}1.7$  мас. %) и низко-Ti ( $\text{TiO}_2 < 1$  мас. %) (Khassen et al., 2020). Преобладают щелочные и субщелочные базальты и базальтовые андезиты, хотя встречаются пикриты и андезиты (см. рис. 6а). Все изученные породы относятся к толеитовой серии (см. рис. 6б, в). Породы трех групп в разной степени содержат легкие РЗЭ (рис. 7а), характеризуясь обогащенными, деплетированными и плоскими спектрами ( $\text{La/Yb}_N = 3.8\text{--}7.7$  для высоко-Ti образцов карамурунской свиты и  $\text{La/Yb}_N = 0.7\text{--}1.8$  для низко-Ti образцов кузекской свиты). Породы высоко-Ti группы значительно обогащены Nb, Th и Zr по сравнению с группами 2 и 3, что дает положительные аномалии по Nb относительно La и Th ( $\text{Nb/La}_{pm} = 1.2\text{--}1.5$ ,  $\text{Nb/Th}_{pm} = 1.4\text{--}1.8$ ). Для низко-Ti образцов характерны минимумы по Nb относительно Th и La ( $\text{Nb/La}_{pm} = 0.2\text{--}0.6$ ,  $\text{Nb/Th}_{pm} = 0.2\text{--}0.6$ ) (рис. 7б). Базальты карамурунской и кузекской свит характеризуются положительными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$ . Таким образом, высоко-Ti образцы обогащены LREE и Nb и имеют широковарьирующие значения  $\epsilon\text{Ndt}$ , что типично для базальтов типа OIB или базальтов плюмового типа (Sun, McDonough, 1989; Safonova, Santosh, 2014). Средне-Ti базальты по вещественному и изотопному составу похожи на MORB и образовались в зоне COX. Низко-Ti образцы обладают геохимическими особенностями, характерными для вулканических и субвулканических пород, сформированных в надсубдукционных условиях (Safonova et al., 2017). Часть низко-Ti образцов обогащена MgO (7.2–9.5 мас. %), истощена REE и имеет самые низкие содержаниями Nb, что указывает на их происхождение в обстановке внутриокеанической дуги (Khassen et al., 2020).

### ОБЗОР ИЗВЕСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

ТОП и смежные районы представляют собой мозаику из фрагментов океанической коры, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, которые были сгущены в результате аккреционных и коллизионных процессов (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Safonova, Santosh, 2014; Safonova et al., 2017). Поэтому подавляющая часть месторождений и рудопроявлений данного района связана либо с магматизмом океанических обстановок (срединно-океанические хребты и внутриокеанические поднятия) и рифтовых зон, либо территорий с магматизмом островных дуг и континентальных окраин. Это подтверждается наличием большого количества вулканогенных рудопроявлений и месторождений меди и полиметаллов (например, Успенское месторождение, см. рис. 5). Широ-

<sup>1</sup>  $\text{Mg\#} = \text{MgO}/40 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9/72 + \text{MgO}/40) \times 100$ .



**Рис. 6.** Классификационные диаграммы для вулканических пород Тектурмасского офиолитового пояса.

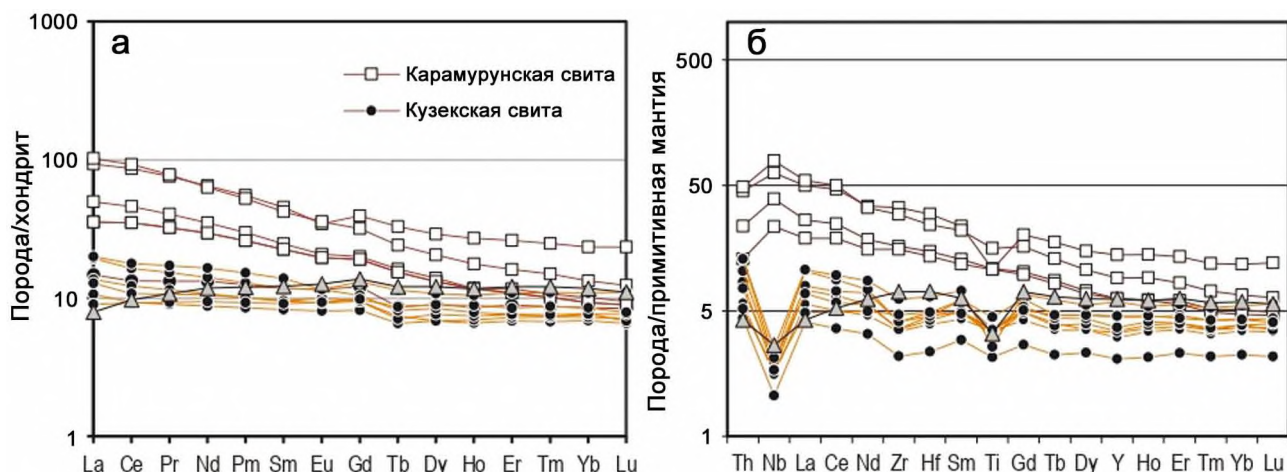
а – диаграмма TAS (Le Maitre et al., 2002); б – диаграмма  $Al_2O_3-FeO^* + TiO_2-MgO$  (Jensen, 1976), толеитовая серия: ТА – андезит, ТД – дацит, известково-щелочная серия: Б – базальт, А – андезит, Д – дацит, Р – риолит; в – график  $SiO_2-FeO^*/MgO$  для разделения составов на толеитовую и известково-щелочную серии; г – тектоническая диаграмма  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (Cloos, 1984); Bon – бониниты, OIT – толеиты океанических островов/симаунтов, OIA – щелочные базальты океанических островов, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Все данные – по (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

**Fig. 6.** Classification diagrams for volcanic rocks of the Tekturmas ophiolite belt.

а – TAS diagram (Le Maitre et al., 2002); б – diagram  $Al_2O_3-FeO^* + TiO_2-MgO$  (Jensen, 1976), tholeiitic series: TA – andesite, ТД – dacite, calc-alkaline series: Б – basalt, А – andesite, Д – dacite, R – rhyolite; в –  $SiO_2-FeO^*/MgO$  graph for separating compositions into tholeiitic and calc-alkaline series; г – tectonic diagram  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (Cloos, 1984); Bon – boninite, OIT – oceanic island/seamount tholeiites, OIA – oceanic island/seamount alkaline basalt, IAT – island arc tholeiites, CAB – calc-alkaline basalts, MORB – mid-ocean ridge basalt. The data were borrowed from (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

кое распространение имеют также рудопроявления меди, пространственно связанные с гранитными и гранодиоритовыми массивами. Местами развитие медно-порфировой и медно-никелевой минерализации сопряжено с блоками габброидов в серпентинитовом меланже. Кроме того, имеются гидротермальные рудопроявления меди и золота (Ермо-

лов и др., 2019; Антонюк и др., 2020), для которых трудно достоверно установить связь с конкретными магматическими комплексами. Однако нередко они также пространственно приурочены к гранитоидным массивам и заслуживают внимания как возможные объекты золото-медно-порфирового оруденения (табл. 1). Неожиданно для такой геологи-



**Рис. 7.** Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные спектры распределения редких элементов (б) для вулканических пород Тектурмаса.

Нормировочные значения взяты из (Sun, McDonough, 1989). Линия с треугольниками – базальт типа MORB кузекской свиты. Все данные – из (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

**Fig. 7.** Chondrite-normalized rare-earth element patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-component trace element patterns (b) for Tekturmas volcanic and sedimentary rocks.

Normalization values are from (Sun, McDonough, 1989). The line with triangles is for a MORB-type basalt of the Kuzek Fm. The data were borrowed from (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

**Таблица 1.** Концентрации основных рудных элементов месторождений Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий

**Table 1.** Main ore components and their concentrations for ore deposits of the Tekturmas ophiolite belt and adjacent areas

Элемент	Месторождение, рудопроявление				
	Камкор	Успенское–Белла	Ургынжал	Ордобасы	Шопа
ЭПГ	Pt = 0.23–0.6, Pd = 0.46–1.07 г/г	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Au	Н.о.	Н.о.	0.4–3 г/г	0.002–0.04 г/г	0.05 г/г
Ag	Н.о.	Н.о.	0.001 мас. %	Н.о.	1–6 г/г
Cu	0.85 мас. %	0.9–5.0 мас. %	0.6–1.0 мас. %	0.25–0.80 мас. %	0.1–0.6 мас. %
Bi	Н.о.	Н.о.	0.3 мас. %	Н.о.	0.01–0.03 мас. %
Te	Н.о.	Н.о.	0.3 мас. %	Н.о.	Н.о.
(Ni) Mo, W	Н.о.	Н.о.	Ni = 1 мас. %	Mo = 12–60, W = 400–600 г/г	Н.о.
Рудные минералы	Прн, ХП, Пл, Пнд, Куб, Мгт, Мкз, Вио, Вал	Хз, Бо	ХП, ПР, Бо, Ви, Тд, Прн, Пнд, Куб, Хз, Ко, Мх, Мл	Пр, ХП, Мо	ХП, Пр, Мх Ку, Ко, Хз
Тип оруденения	СМН	ПГт	ПГт	ПГт	Гт

Примечание. Рудные минералы: Бо – борнит, Вал – валлерит, Ви – висмутин, Вио – виоларит, Ку – куприт, Куб – кубанит, Ко – ковеллин, Мгт – магнетит, Мкз – марказит, Мл – миллерит, Мо – молибденит, Мх – малахит, Пл – полидимит, Пнд – пентландит, Пр – пирит, Прн – пирротин, Тд – тетрадимит, Хз – халькозин, ХП – халькопирит. Тип оруденения: СМН – сульфидный медно-никелевый, ПГт – плутоногенно-гидротермальный, Гт – гидротермальный. Н.о. – не обнаружено.

Note. Ore minerals: Бо – bornite, Вал – vallerite, Ви – bismutite, Вио – violarite, Ку – cuprite, Куб – cubanite, Ко – covellite, Мгт – magnetite, Мкз – marcasite, Мл – millerite, Мо – molybdenite, Мх – malachite, Пл – polydymite, Пнд – pentlandite, Пр – pyrite, Прн – purreite, Тд – tetradymite, Хз – chalcocite, ХП – chalcopyrite. Type of mineralization: СМН – sulfide copper-nickel, ПГт – plutogenic-hydrothermal, Гт – hydrothermal. Н.о. – not found.

ческой ситуации появление сульфидного медно-никелевого месторождения Камкор, которое находится на восточном фланге ТОП и связано с раннекарбонными интрузивами (Байдалинов, Хамзин, 2012). Хотя мафит-ультрамафитовые интрузии в целом характерны для офиолитов и не являются редкостью для континентальных окраин, сульфидные медно-никелевые месторождения в таких обстановках встречаются редко. Более ожидаемо появление платиновых месторождений, связанных с зональными массивами Урало-Аляскинского типа (Ripley et al., 2005). Однако такие массивы в районе не обнаружены.

Помимо месторождения Камкор другие проявления сульфидного медно-никелевого оруденения в районе не известны, хотя ранее высказывалось предположение о том, что сульфидная медно-никелевая минерализация присутствует в экзугмированных блоках амфиболитизированных габброидов и ультраосновных пород непосредственно в зоне серпентинитового меланжа. В качестве примера приводилось рудопроявление Уртынжал (Ермолов и др., 2019). Поскольку в глубокометаморфизованных породах серпентинитового меланжа сложно определить источник рудного вещества, возможно, имеются и другие сульфидные медно-никелевые рудопроявления, которые были отнесены к плутоногенно-гидротермальному генетическому типу. В районе ТОП и на прилегающих территориях основными являются рудопроявления и месторождения Cu-порфирового колчеданного и сульфидного медно-никелевого типа. Приведем примеры месторождений и рудопроявлений перечисленных генетических типов ТОП и прилегающих районов: Камкор, Успенское–Белла, Уртынжал, Ордобасы и Шопа. В табл. 1 представлена общая характеристика этих объектов.

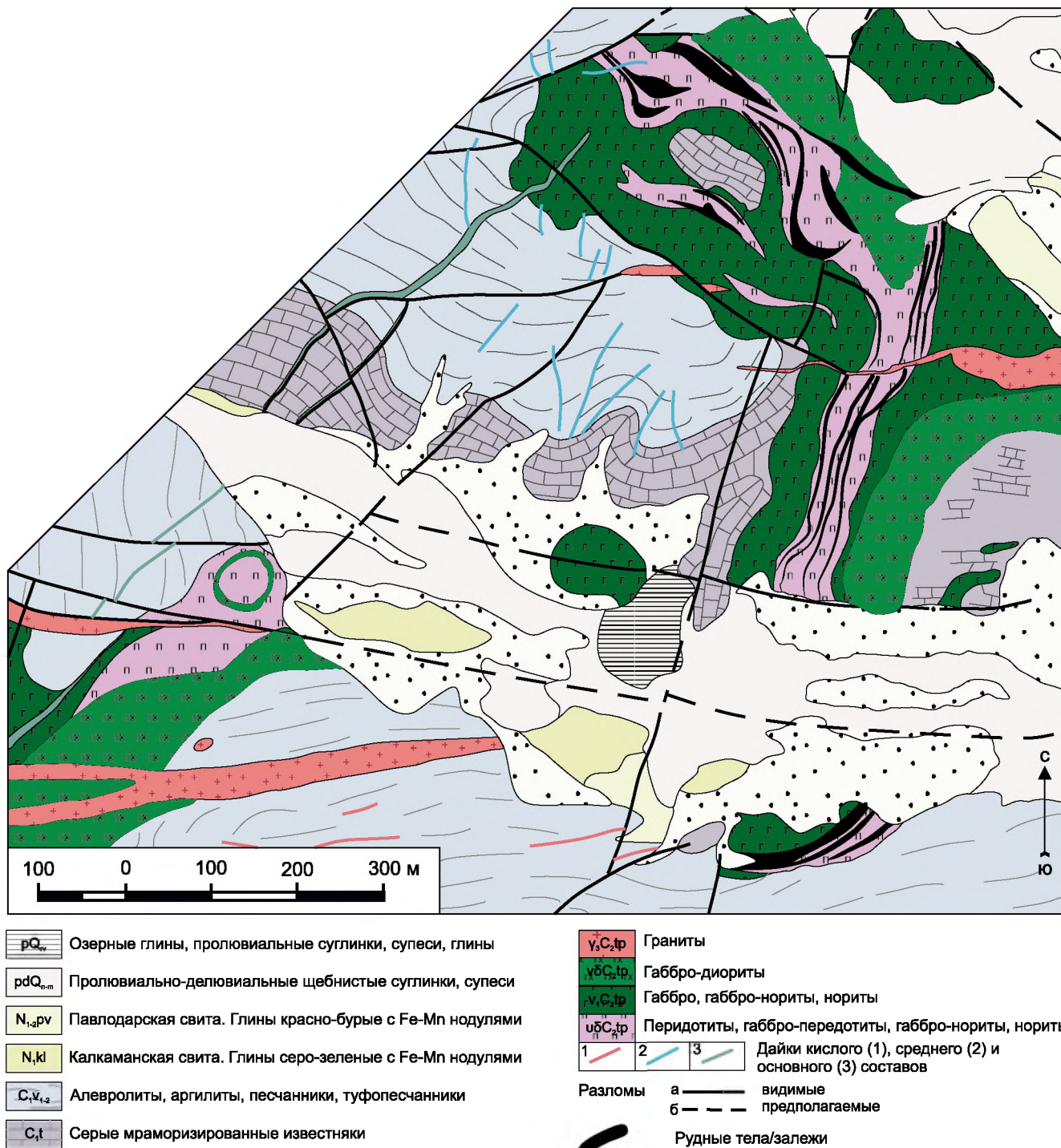
### Месторождение Камкор

Месторождение Камкор расположено в восточной части региона (см. рис. 3, 5). Изучение месторождения с оценкой запасов проведено Карагайлинской группой партий (А.К. Распаев) в 1963–1965 гг. В 1996 г. осуществлено доизучение, в том числе буровые работы (Байдалинов, Хамзин, 2012). Месторождение принадлежит к дифференцированному Камкорскому мафит-ультрамафитовому комплексу раннего карбона, залегающему в верхнепалеозойской карбонатно-терригенной толще (рис. 8) (Распаев, Филимонова, 1967; Байдалинов, Хамзин, 2012; Магретова и др., 2020). Комплекс представлен биотит-роговообманковыми перидотитами, габбро-норитами, норитами, габбро и габбро-диоритами. Рудные тела локализованы в перидотитах. В разрезе комплекса присутствуют биотит-роговообманковые перидотиты, меланократовые оливиновые и безоливиновые роговообманковые

габбро-нориты, нориты, биотит-роговообманковые габбро, пегматоидные габбро и габбро-диориты. Рудные тела локализованы в крупнозернистых перидотитах. Сульфидная минерализация присутствует в габбро и порфиroidных калишпатизированных габбро-диоритах. Структура рудоносных пород панидиоморфная, неравномернозернистая, крупнозернистая и призматически-зернистая. Текстура массивная, такситовая и атакситовая.

Рудные залежи связаны с двумя блоками интрузии, которые разобщены и повернуты относительно друг друга на  $90^\circ$ , но имеют одинаковое строение (см. рис. 8). С северным блоком связана залежь № 1, с южным – залежь № 2. Мощность залежей 50.6 и 40.7 м соответственно. В рудной залежи № 1 по бортовому содержанию меди 0.2 мас. % выделено четыре рудных тела, представляющих собой пластообразные, реже линзообразные тела непостоянной мощности, погружающиеся в южном направлении. В некоторых разрезах они имеют куполовидные поднятия и впадины, осложняющие общую моноклиналиную структуру. Самое большое имеет длину 920 м при средней мощности 25.9 м. Ширина рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость 280 м. Залежь № 2 находится в южном крыле корытообразной структуры, вытянутой в субширотном направлении. Угол падения в южном борту составляет  $45\text{--}60^\circ$ . Залежь по мере погружения в северном направлении выполаживается и на глубине имеет субгоризонтальное залегание. В этой залежи выделяется пять рудных тел. Самое большое прослежено на 540 м при средней мощности 18.4 м. В районе месторождения возможно обнаружение третьей рудной залежи в 300–400 км к северо-востоку от залежи № 1.

Cu-Ni минерализация представлена гнездовыми, вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами (Распаев, Филимонова, 1967). Гнездовые руды развиты в серпентинизированных перидотитах, габбро-норитах и норитах. Размеры гнезд от  $0.1 \times 0.2$  до  $1 \times 2$  см. Преобладают гнезда размером  $0.3 \times 0.6$  см. Рудные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пенландитом, кубанитом, магнетитом, марказитом, виоларитом и валлериитом, вкрапленные руды – гидротермально-измененными перидотитами и габбро-норитами с тонкой вкрапленностью сульфидов размером до 0.05 мм. Основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит и полидимит. Гидротермальные изменения выражены в отальковании и хлоритизации пород. Прожилково-вкрапленное оруденение связано со шширами и прожилками калишпат-прениит-хлоритового и эпидот-прениитового составов в измененных биотит-роговообманковых габбро. Размеры сульфидных вкрапленников, представленных пирротин и халькопиритом, колеблются от сотых до десятых долей сантиметра. Каждому типу оруденения соответствует своя параге-



**Рис. 8.** Геологическое строение месторождения Камкор (Байдалинов, Хамзин, 2012). Рудные залежи – северная (№ 1) и южная (№ 2) (пояснения см. в тексте).

**Fig. 8.** Geological structure of the Kamkor deposit (Baidalinov, Khamzin, 2012). Ore bodies – northern (No. 1) and southern (No. 2) (explanations see the text).

нетическая ассоциация. Для первого типа характерны две ассоциации: пентландит-халькопирит-пирротиновая с кубанитом и виоларит-марказит-магнетитовая с валлериитом. Эти минеральные ас-

социации распространены в северной части месторождения, где обнаружены интенсивные положительные магнитные аномалии, вероятно вызванные присутствием второй ассоциации, содер-

жащей магнетит. Для второго типа руд характерна полидимит-пирротин-халькопиритовая ассоциация, для третьего – полидимит-миллерит-виоларит-халькопирит-пиритовая.

Процесс минералообразования можно разделить на два этапа – магматический и гидротермальный. На магматическом этапе кристаллизовался титаномагнетит в перидотитах и норитах и ильменит – в габбро-норитах и габбро. Сульфидное минералообразование происходило на гидротермальном этапе в три стадии. С первой стадией связано образование руд с гнездовой структурой. На этой стадии происходило замещение магнетита пирротинном, а породообразующих силикатных минералов – оливина, ромбического пироксена, роговой обманки и биотита – актинолитом и хлоритом на контакте с сульфидами. Последнее указывает на сравнительно низкую температуру кристаллизации сульфидов первой стадии. Период образования минералов второй стадии отделен от первой тектоническими подвижками. Для второй стадии минералообразования характерна приуроченность сульфидной минерализации к зонам тектонических нарушений и тесная связь сульфидов (пирротина и халькопирита) с тальком, хлоритом, актинолитом, эпидотом и магнезитом. Третья, наиболее поздняя, стадия подразделяется на рудную, при которой произошло отложение полидимит-миллерит-виоларит-халькопирит-пиритовой ассоциации минералов вместе с пренитом и хлоритом, и безрудную – пренит-кальцит-цеолитовую (Филимонова, 1978).

Наиболее важными попутными компонентами медно-никелевых руд месторождения Камкор являются элементы группы платины. Однако систематического изучения распределения этих элементов в разрезе рудных тел и интрузии не проводилось. О наличии и концентрации этих элементов можно судить по минералогическим данным, полученным рентгеноспектральными методами, а также по анализу шлиховых концентратов. Так, например, в скв. 34, в биотит-роговообманковых габбро (инт. 121.2–122.7 м) установлено сравнительно высокое содержание платины – 0.6 г/т (Хамзин, 2003). В образцах габбро, отобранных из керна этой скважины с глубины 116 и 120 м, обнаружены очень мелкие зерна минерала ряда пильзенита-хедлейита, представляющего собой висмутотеллурид с примесью платины (Сидоренко, 2008). Содержания Pt и Pd во вкрапленных рудах определялись пробирным методом с атомно-эмиссионным финишем. Из крупнообъемной пробы вкрапленных руд на концентрационном столе была выделена тяжелая фракция, которая была разделена по размерности зерен на две части (–0.2 и +0.2 мм). Для фракции –0.2 мм содержание Pt составляет 0.35 г/т, содержание Pd – 1.07 г/т. Для фракции +0.2 мм содержание этих элементов равно 0.23 и 0.46 г/т со-

ответственно (Сидоренко, 2008). Оценка запасов месторождения Камкор проводилась Каргайлинской партией (А.К. Распаев, 1963–1965 гг.). Запасы меди оценены в 30.6 тыс. т при среднем содержании 0.85% (Байдалинов, Хамзин, 2012). Требуется проведение дополнительных исследований в целях установления закономерностей распределения платины и палладия в рудах месторождения.

### Месторождение Успенское–Белла

К фрагментам палеорифтовых систем Центрального Казахстана – Атасуйской, Успенской, Спасской (см. рис. 2, 5) – тяготеют рудопроявления и геохимические ореолы меди, полиметаллов, черных и редких металлов. Образование руд полиметаллов и черных металлов связано с фаментурнейским этапом рифтогенеза, а редких металлов – с позднепалеозойским коллизионным этапом. Оруденение второго типа формировалось в осевых частях рифтовых долин при их наибольшем раскрытии. Заложение в раннем палеозое структур Атасуйской и Успенской рифтовых зон происходило на коре океанического типа. Рудные компоненты отлагались на дне бассейна в переуглубленных впадинах в следующей последовательности: в придонной части Cu, Zn, Pb – в восстановительных (Успенское месторождение), а выше по уровню бассейна Fe и Mn – в окислительных условиях среды (Атасуйское месторождение).

Успенское месторождение известно с 1847 г. (Паталаха и др., 1967). Месторождение и расположенное восточнее его рудопроявление Белла находятся в пределах Успенской рифтовой структуры (Вольфсон, 1945; Дегтярев, 1999; Шабалина, 2005) и приурочены к контакту песчаников и конгломератов франского яруса со сланцами фамена (см. рис. 5). Месторождение включает в себя два рудных тела: Главное и Святая сопка, главными рудными минералами которых являются халькозин и борнит. Рудные тела находятся в толще вулканогенно-осадочных пород, которые представлены преимущественно красноцветными прибрежно-морскими терригенными отложениями (рис. 9). Нижняя часть разреза сложена песчаниками, алевролитами, вулканомиктовыми и полимиктовыми конгломератами, с линзами и потоками кислых вулканитов, литокластических и пепловых туфов трахириолитового и более щелочного состава (рис. 10). Породы преимущественно красноцветные. В верхней части разреза происходит постепенная смена красноцветных алевролитов сероцветными и возрастание вверх по разрезу доли карбонатных и глинисто-карбонатных пород с нижнефаменской морской фауной. На продолжении рудной зоны, вмещающей главное тело, поисковой скважиной было вскрыто новое рудное тело медно-полиметаллических руд. Самыми богатыми по со-

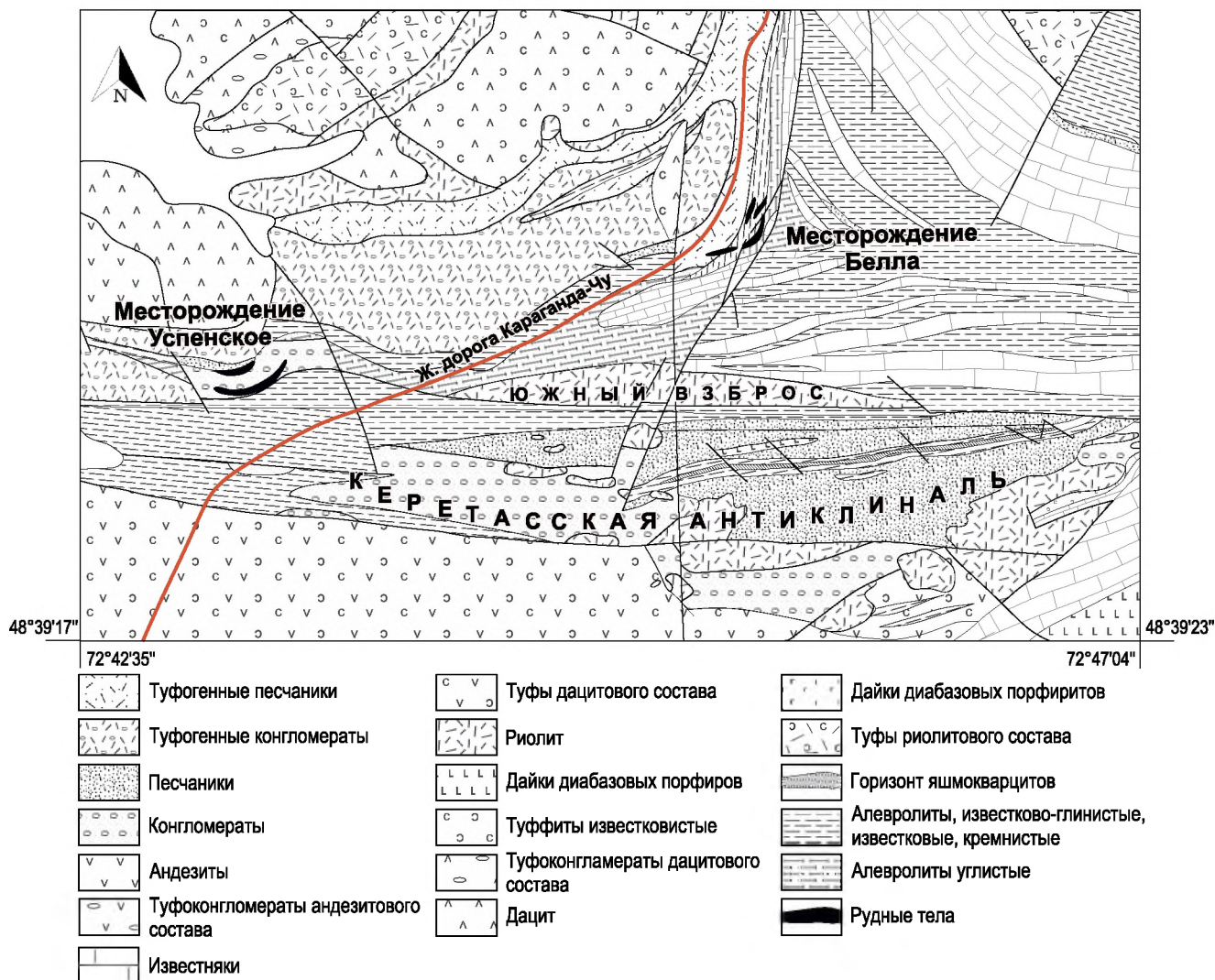


Рис. 9. Геологическая схема района месторождений Успенское и Белла (Вольфсон, 1945).

Fig. 9. Geological scheme of the Uspenskoye and Bella deposits after (Wolfson, 1945).

держанию цветных металлов являются апикальные зоны антиклинальных структур первого и второго порядка – структурные ловушки, в которых происходило накопление металлов и формирование рудных тел (Результаты поисков..., 1994).

Рудопроявление Белла находится в 2.5 км к востоку от Успенского месторождения и по строению рудных тел, составу руд, особенностям структурного контроля оруденения является полным его аналогом (см. рис. 9, 10). Протяженность продуктивной зоны составляет 400 м при мощности 20–60 м. На рудопроявлении выделено шесть линзообразных рудных тел, расположенных на двух участках: Западном и Восточном. На Западном участке оруденение прослежено на 150 м при мощности рудных тел 0.9–9.5 м, на Восточном – на 270 м при мощности рудных тел 0.2–13.8 м. Содержание ме-

ди в рудных телах от 0.9 до 3.83 мас. %. Основными рудными минералами являются борнит и халькозин (Отчет..., 2007).

Хотя рудные тела Успенского месторождения и рудопроявления Белла локализованы во фрагментах позднедевонских терригенных отложений, процесс оруденения был связан с активным вулканизмом рифтовой зоны, который проявлялся на протяжении всего девонского времени. Вулканическая активность началась в раннем девоне с образования лавовых потоков и туфов мунглинской свиты, состав которых меняется от андезибазальтов до трахидацитов и трахитов. В среднем–позднем девоне проявился второй импульс вулканизма с более широким диапазоном состава от базальтов до трахиандзитов, трахидацитов, трахириолитов, пантелеритов и комендитов. При этом состав лав вто-



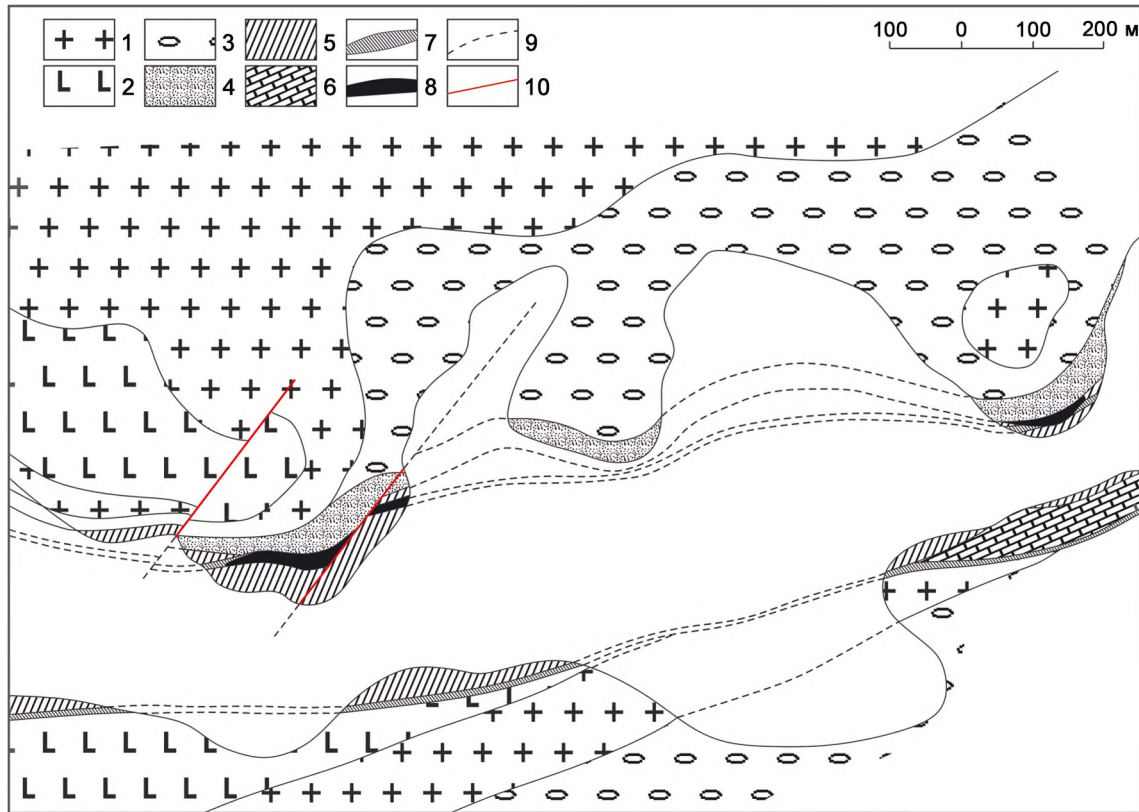


Рис. 10. Структурная схема Успенского месторождения (Вольфсон, 1945).

1 – порфиры, 2 – порфириты, 3 – конгломераты, 4 – песчаники, 5 – сланцы, 6 – известняки, 7 – зоны смятия, 8 – рудные тела, 9 – пострудные нарушения, 10 – разлом.

Fig. 10. Structural scheme of the Uspenskoye deposit (Wolfson, 1945).

1 – porphyry, 2 – porphyrite, 3 – conglomerate, 4 – sandstone, 5 – shale, 6 – limestone, 7 – shear zones, 8 – ore bodies, 9 – post-mineralization faults, 10 – fault.

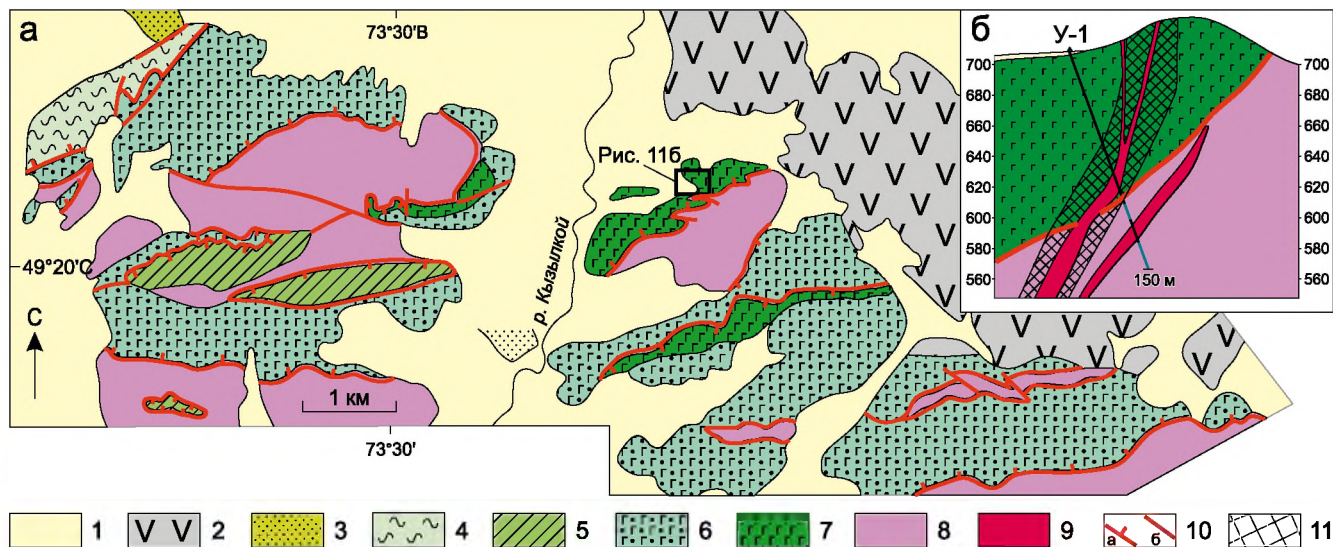
рого импульса менялся циклично (Лурье, 1988). Генезис руд связан с вулканизмом, сопровождавшимся эманациями сероводорода, что привело к формированию сплошных сульфидных руд. В концентрации и перераспределении рудного вещества заметную роль играли метасоматические процессы, что предполагает плутоногенно-гидротермальный генетический тип месторождения (Отчет..., 2007).

В целом в пределах Успенской рифтовой структуры распространены три типа месторождений: существенно полиметаллические, комплексные полиметаллические-железомарганцевые и существенно железомарганцевые. По модели формирования оруденения в Красноморском рифте (Guennoc et al., 1988) оруденение первого типа проявилось в рифтовых бассейнах, возникших на блоках сиалической коры на начальной стадии ее дезинтеграции, когда заложение глубоких рифтовых долин еще не произошло. Осаждение рудных компонентов протекало в восстановительных условиях. По данным МД “Центрказнедра”, в 1994 г. прогнозные ресурсы оценены в 80–100 тыс. т с содержанием меди

3–5 мас. %. Во время этих работ на глубоких горизонтах Успенского месторождения на продолжении Главного рудного тела поисковой скважиной было вскрыто новое рудное тело, что свидетельствует о перспективности данного района на дальнейшие поиски медных руд.

### Рудопроявления Уртынжал, Ордобасы и Шопа

Рудопроявление Уртынжал известно многочисленными находками сульфидных руд, представленных серпентинитовыми сланцами с неравномерной преимущественно халькопиритовой вкрапленностью. Рудопроявление находится в осевой части зоны меланжа Тектурмасского офиолитового пояса (см. рис. 3, 5). В районе рудопроявления осевая часть Тектурмасской зоны является хребтом, господствующие высоты которого сложены базальтами карамурунской свиты и красными кремнями тектурмасской свиты (см. рис. 3, 4). С двух сторон от хребта находятся впа-



**Рис. 11.** Геологическое строение района месторождения Уртынжал (а) и разрез района скважины (б).

1 – кайнозойские отложения; 2 – вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды ( $C_1$ ); 3 – терригенные толщи ( $S_1$ ); 4 – кремнисто-туфогенные толщи ( $O_3-S_1$ , базарбайская свита); 5 – кремнистые толщи ( $O_{2-3}$ , тектурмасская свита); 6 – долериты и габбро-долериты ( $O_2$ ); 7 – габброиды ( $O_2$ ); 8 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 9 – дайки лампрофиров; 10 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие разломы; 11 – минерализованная зона с рудными телами.

**Fig. 11.** Geological structure of the region of the Urtynzhal deposit (a) and a bore-hole based cross-section (b).

1 – Cenozoic sediments; 2 – volcanogenic-sedimentary formations and granitoids ( $C_1$ ); 3 – terrigenous formations ( $S_1$ ); 4 – siliceous-tuff sediments ( $O_3-S_1$ , Bazarbai Fm.); 5 – siliceous sediments ( $O_{2-3}$ , Tekturmas Fm.); 6 – dolerite and gabbro-dolerite ( $O_2$ ); 7 – gabbroids ( $O_2$ ); 8 – serpentinitized dunite and harzburgite; 9 – lamprophyre dikes; 10 – faults: a – thrust, б – other; 11 – mineralized zones with ore bodies.

дины, выполненные олистостромами и известково-щелочными вулканитами (рис. 11а). Сульфидная минерализация наблюдается в серпентинитах, амфиболитах и апогарцбургитовых сланцах среднего ордовика на площади 2 км<sup>2</sup>. Минерализация связана с турмалин-кварцевыми жилами, которые секут габбро-амфиболиты и серпентиниты. По данным бурения амфиболитизированных габбро, последние (рис. 11б) на глубине 100 м сменяются серпентинизированными ультрамафитами. Серпентинитовые тектонические брекчии на контакте габбро и ультрамафитов содержат Au-Cu оруденение. Габбро и серпентиниты прорваны дайками лампрофиров. Ультрамафиты пронизаны карбонатными прожилками, местами замещенными тальком, с вкрапленниками и прожилками рудных минералов (магнетит, хромит, пентландит, пирит, халькопирит, миллерит) (см. табл. 1). Выявлено шесть зон дробления, насыщенных жилами, которые прослеживаются по простиранию на 30–120 м. Мощность жил составляет от 1.0 до 2.5 м. Строение жил сложное: они разветвляются, образуя апофизы мощностью от 2 до 30 см. В некоторых жилах также выявлены халькопирит, пирит, борнит, висмутин, тетрадимит, пирротин, кубанит, халькозин, ковеллин, малахит и самородная медь. В пробах из поверхностных выработок было зафиксировано содержа-

ние меди до 1 мас. %, серебра – до 0.001, висмута – до 0.3, теллура – до 0.3 мас. % и золота – до 0.4 г/т. В пробах из керна скважин содержание меди достигало 0.6 мас. %, никеля – 1 мас. %, золота – 3 г/т. Генетический тип рудопроявления определен как плутоногенно-гидротермальный (Отчет..., 2016).

**Рудопроявление Ордабасы** находится в гранодиоритах позднедевонского Просторненского комплекса, вблизи небольшого разлома северо-западного простирания (см. рис. 3, 5). В районе разлома находилась область окварцованных калишпатизированных и хлоритизированных гранодиоритов с примазками малахита. По результатам ГДП-200 в гранодиоритах выявлена зона кварцевого штокверка, прослеживающегося в северо-западном направлении на 500 м при ширине 150–200 м. В зоне штокверка были пробурены картировочные и поисковые скважины. В пробах из картировочных скважин содержание меди не превышало 0.1–0.2, молибдена – 0.001–0.002 мас. %. Поисковой скважиной № 22 вскрыты среднезернистые гранодиориты, пронизанные прожилками кварца и кальцита мощностью 0.1–1.0 см с гнездами пирита, халькопирита, редко молибденита. В скважине выявлены интервалы с содержанием меди 0.10–0.25, молибдена – 0.001–0.015 мас. % мощностью от 1.2 до 8.8 м. В скважине № 30, пробуренной на северо-

западном фланге зоны, установлено три интервала мощностью от 2 до 4 м с аналогичным содержанием меди и молибдена. В сборно-сколковых пробах из зоны штокверка выявлены содержания  $\text{Cu} - 0.25-0.80$ ,  $\text{Mo} - 0.0012-0.0060$ , вольфрама  $- 0.04-0.06$  мас. %,  $\text{Au} = 0.002-0.040$  г/т. Генетический тип рудопроявления определен как плутоногенно-гидротермальный (Отчет..., 2007).

**Рудопроявление Шопа** находится на сочленении Тектурмасского офиолитового пояса и Успенской рифтовой зоны (см. рис. 3, 5) и связано с зоной кварцевых жил в гранодиоритах. В эндоконтакте массива гранодиоритов диорит-гранодиорит-гранитного Топарского комплекса среднего девона с осадочными отложениями силура проходит дайка мелкозернистых лампрофиров субмеридианального простирания мощностью до 5 м. В восточном контакте дайки с гранодиоритами находится зона с кварцевыми жилами, шириной 15–20 см, прослеженная на 200 м. На севере зона выклинивается, а на юге перекрывается рыхлыми отложениями. Оруденение связано с кварцевыми жилами и представлено неравномерной вкрапленностью халькопирита, пирита, малахита, куприта, ковеллина и халькозина. Область с кварцевыми жилами вскрыта двумя канавами. Южной канавой вскрыто два кварцевых прожилка мощностью 5 и 26 см: первый – в крупнозернистых гранодиоритах, второй – на контакте гранодиоритов с дайкой. Северной канавой в гранодиоритах вскрыт кварцевый прожилок мощностью 15 см, в котором неравномерно, но преимущественно в залбандах жил находятся гнезда халькопирита и пирита размером до 0.5 см. В аншлифах обнаружены халькопирит, куприт, ковеллин, халькозин, пирит, лимонит и малахит. Халькопирит встречается в виде включений неправильной формы и тонкой вкрапленности в кварце. Лимонит образует каймы и развивается по трещинам в зернах халькопирита. Малахит образует включения неправильной формы размером до 5 мм. Куприт, ковеллин, халькозин и пирит встречаются в виде мелких зерен в сростаниях с лимонитом. Спектральным анализом в бороздовых пробах, отобранных в кварцевых жилах, установлены следующие содержания полезных компонентов:  $\text{Cu} - 0.1-0.6$ ,  $\text{V} - 0.01-0.03$  мас. %,  $\text{Au} - 0.05$ ,  $\text{Ag} - 1-6$  г/т. Пробирным анализом подтверждено содержание  $\text{Ag} - 6.6$  г/т. Рудопроявления Шопа, имеющее гидротермальный генезис, может представлять интерес как медно-золотое (Малахов, Соболевская, 1981; Отчет..., 2016).

#### ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ТОП И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Среди многочисленных месторождений и рудопроявлений меди различных генетических типов Центрального Казахстана наиболее известны месторождение медистых песчаников Джекказгана,

серия колчеданных месторождений гидротермального и медно-порфирового генезиса (Yakubchuk, 2004; Selmann et al., 2010). Некоторые месторождения разрабатывались с XIX в. Поэтому в Центральном Казахстане многократно проводились поиски, разведка и доизучение различных перспективных районов и конкретных месторождений. Наиболее очевидными и простыми для обнаружения являются вулканогенные колчеданные месторождения. Они, вероятно, связаны с магматизмом океанических рифтовых структур и являются наиболее распространенными среди вулканогенных пород сопредельных районов. Поэтому ранне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи района ТОП и Успенской зоны (см. рис. 2, 3), несомненно, являются наиболее перспективными для обнаружения месторождений такого типа. В то же время данный регион перспективен и на обнаружение Pt-Cu-Ni месторождений в основных и ультраосновных интрузивных комплексах как показало открытие и разработка месторождения Камкор (см. рис. 8). Несмотря на большой интерес к этому месторождению, вопрос о тектонических условиях формирования рудоносной интрузии и источнике рудного вещества до сих пор не обсуждался. Требуется специальные исследования для выяснения геодинамической обстановки формирования и возраста рудоносной мафит-ультрамафитовой интрузии, а также условий формирования сульфидного оруденения. Эти исследования могут помочь в выявлении других объектов медно-никелевого оруденения в районе Тектурмасского пояса и в Центральном Казахстане в целом.

Крупные месторождения медно-никелевых руд формируются, как правило, в платформенной обстановке (Naldrett, 2004). К ним относятся Норильск в России, Бушвельд в ЮАР и Джинчуан в Китае. Особняком стоит группа месторождений Садбери в Канаде, формирование которых, возможно, произошло в результате импактного события. На Скандинавском щите в пределах раннепротерозойской палеорифтовой системы находятся месторождения, связанные с коматиитами (Смолякин и др., 1995), т. е. с древними зеленокаменными поясами. Но до сих пор не ясно, образовались они в условиях континентальной коры (Arndt, Jenner, 1986) или на дне примитивного океана (de Witt et al., 1987). Месторождение Войсис Бэй в Канаде связано с позднепротерозойской интрузией возрастом 1334 млн лет, пересекающей коллизионную зону между раннепротерозойским блоком Черчилл и архейским блоком Нэйн (Ryan, 2000). Другим примером крупного месторождения на континентальной окраине является месторождение Дьюк Айленд. Оно связано с одноименным интрузивным комплексом, состоящим из более чем 30 интрузий мелового возраста на северо-западном побережье США и относится к уралоякскому типу (Thakurta et al., 2008).

Ранее интрузии урало-аляскинского типа, являющиеся источником платинометальной минерализации, не рассматривались как возможный источник медно-никелевого оруденения. Считается, что интрузии урало-аляскинского типа образуются в условиях сжатия и низкой активности серы, что исключает появление значимого количества сульфидов. Однако в результате бурения интрузий Дьюк Айленд обнаружилось большое количество низкосортных массивных и вкрапленных сульфидных руд (Ripley et al., 2005). Это свидетельствует о том, что в окраинно-континентальных обстановках могут возникать условия для отделения и накопления сульфидной жидкости. Для этого нужен источник серы, которым, как правило, являются вмещающие осадочные породы океанического происхождения, и условия для накопления сульфидной жидкости в магматическом канале (Naldrett, 2004). Таким образом, месторождение Дьюк Айленд доказывает возможность формирования сульфидных медно-никелевых месторождений в обстановке активной континентальной окраины (Ripley et al., 2005).

Исходя из приведенных примеров, можно утверждать, что Центральный Казахстан не имеет серьезных перспектив для обнаружения крупных Pt-Cu-Ni месторождений. Однако перспективы обнаружения средних и мелких месторождений в этом регионе недооценены. Показательно открытие китайскими геологами десятков малых рудоносных интрузий в Синьцзян-Уйгурском автономном округе, в районе месторождения Калатонг. Некоторые из них не имели видимого оруденения на поверхности или вообще не выходили на поверхность. Ранее считалось, что они генетически связаны с Таримским мантийным плюмом или процессами внутриконтинентального сдвигообразования и рифтинга. Однако в последнее время появляется все больше данных об их связи с субдукционными процессами (Mao et al., 2008). Этот пример показывает, что перспективными для поиска Pt-Cu-Ni месторождений в Центральном Казахстане могут быть районы распространения средне- и позднепалеозойских магматических комплексов, образованных в обстановке конвергентной окраины тихоокеанского типа и включающих в себя вулканические и плутонические породы океанического, надсубдукционного и постколлизийного (внутриплитного) происхождения. В таких районах могут быть локализованы потенциально рудоносные базит-гипербазитовые интрузии, сформированные в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов, островных или континентальных дуг, рифтинга и внутриплитного магматизма. Наиболее перспективным районом, в котором находятся участки коры, соответствующие всем перечисленным геодинамическим обстановкам, является Тектурмасский офиолитовый пояс и прилегающие вулканогенные структуры.

Рудопроявления района находятся на территориях, смежных с ТОП, и связаны либо с внутриплитным магматизмом океанического дна и рифтовых зон, либо с магматизмом островных дуг и континентальных окраин. В пределах собственно ТОП оруденение крайне скудное. В меланже Тектурмасской зоны найдены глыбы хромитов с платиной. Апогарцбургиты содержат мелкие кристаллы алмазов (до 0.5 карат на тонну) и рассеянную Cu-Ni минерализацию. В пределах ТОП находится рудопроявление Уртынжал с наложенной Cu-Au минерализацией неуставленного возраста. За пределами ТОП, в Прибалхашье, разведано мелкое месторождение меди кипрского типа – Тесиктас (Двойнин, 1980). На восточном фланге Успенской зоны находится законсервированное мелкое месторождение Байское, а севернее станции Карагайлы – мелкое месторождение Кокташ-жал. Южнее ТОП имеются многочисленные проявления медно-порфировой минерализации, нередко сопровождающиеся молибденитом, например рудопроявление Ордабасы. Рудопроявления золота представлены кварцевыми жилами и штокверками. Кроме того, имеются рудопроявления меди и золота, представляющие собой кварцевые жилы и штокверки с полезной минерализацией. Многие из них, как и проявления с молибденитом, пространственно связаны с гранитоидными интрузиями. К таким объектам относится рудопроявление Шопа. Хотя генезис его неоднозначен, оно может представлять собой удаленные части зональных Cu-порфириновых рудообразующих систем (Sillitoe, 2010). Учитывая наличие многочисленных проявлений кварцевых жил и штокверков с Cu минерализацией, пространственно связанных с гранитоидными интрузиями, необходимы специальные работы по изучению данных проявлений в целях картирования уже известных зональных и поиска новых Cu-порфириновых систем. В связи с высокой степенью изученности района и наличием уже отработанных колчеданных месторождений находка новых значимых объектов такого типа в районе ТОП маловероятна. Интерес может представлять доизучение и открытие новых рудных тел в районе уже известных месторождений и рудопроявлений, что было продемонстрировано на примере месторождения Успенское и рудопроявления Белла (Результаты поисков..., 1994). Недооцененными являются перспективы открытия новых Cu-порфириновых месторождений и рудопроявлений. В настоящее время севернее ТОП разрабатываются месторождения Нурказган (Самарское) и Бозшаколь, медно-порфирировое оруденение которых связано, скорее всего, с додевонскими энсиматическими островодужными магматическими комплексами, которые, кроме меди, также содержат золото и платиноиды (Степанец и др., 2015).

## ВЫВОДЫ

Тектурмасский офиолитовый пояс и связанный с ним аккреционный комплекс являются частями складчатого пояса тихоокеанского типа позднемелового-ордовикского возраста, образованного на активной окраине Палеоазиатского океана. Вся структура представляет собой мозаику из фрагментов океанической коры, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, совмещенных в пространстве процессами аккреции и последующей коллизии. В меланже ТОП диагностируются фрагменты пелагической части океанической коры, включая океанические острова, и фрагменты коры задугового бассейна. Магматические породы ТОП образовались в различных тектонических обстановках – срединно-океанического хребта, океанических островов/симаунтов и над зоной субдукции. Магматические породы смежных территорий, возможно, сформировались в процессе рифтинга и внутриплитного магматизма, но для определения их возраста и уточнения генезиса требуются дополнительные исследования. В районе ТОП и смежных территорий распространены месторождения меди, никеля, платиноидов, золота, марганца, полиметаллов сульфидно-медно-никелевого, колчеданного и плутоногенно-гидротермального типа. Большинство известных месторождений ТОП и смежный район связан с магматизмом рифтовых зон и активных континентальных окраин. Находка новых колчеданных месторождений маловероятна, но доизучение руд минералов платиновой группы на месторождении Камкор и в районе ТОП, а также поиск медно-порфировых месторождений представляются весьма перспективными.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдеев А.В. (1986) Геология офиолитовых зон Казахстана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 32 с.
- Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлова З.Н. (2009) Формы нахождения элементов-примесей в рудах месторождения Камкор. *Изв. НАН РК, Сер. Геол.*, (4), 28-36.
- Антонюк Р.М. (1971) Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана. *Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня*. М.: Изд-во МГУ, 152-160.
- Антонюк Р.М. (1974) Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. *Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса*. М.
- Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г. (1995) Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1 : 1 500 000. М., 251 с.
- Антонюк Р.М., Хасен Б.П., Лис С.Н., Касимов А.А., Орынбек Т.Ж. (2020) Глубинный прогноз, поиски и разведка участков минерализации в Тектурмасском офиолитовом поясе. Отчет о НИР. Караганды: ИПКОН, 80 с. (Не опубликовано.)
- Байдалинов А.Т., Хамзин Б.С. (2012) Об условиях образования медно-никелевого месторождения Камкор. *Геология и охрана недр*, **45**(4), 39-44.
- Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев А.В. (1996) Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, условия проявления, металлогеническое значение. *Московская школа геологов в Казахстане*. М.: Изд-во Моск. ун-та, 94-109.
- Вольфсон Ф.И. (1945) Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 119 с.
- Геологическая карта СССР. (1961) Серия Карагандинская. Масштаб 1 : 200 000. Лист М-43-XXV.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А. (1992) Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **67**(3), 60-76.
- Гридина Н.М. (2003) Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана. *Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов*. Алматы: КазГЕО, 135-140.
- Двойнин В.В. (1980) Геологическое строение и условия локализации оруденения на медно-колчеданном месторождении Тесиктас (Центральный Казахстан). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 16 с.
- Дегтярев К.Е. (1999) Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 123 с.
- Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Котов А.Б., Якубчук А.С., Сальникова Е.Б., Ван К.Л. (2017) Полихронность формирования офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны Центрального Казахстана: результаты геохронологических и биостратиграфических исследований. *Докл. АН*, **472**(3), 301-305.
- Ермолов П.В. (1999) Ресурсы металлов платиновой группы Центрального Казахстана и прилегающих районов. Отчет по теме № 18. Караганда: ИПКОН. (Не опубликовано.)
- Ермолов П.В., Дегтярев К., Котов А. (2016) Геодинамика и металлогения Жонгаро-Балхашского террейна в палеозое. *Науки о Земле в Казахстане. МГК-35. Доклады казахстанских геологов*. Алматы: КазГЕО, 57-68.
- Ермолов П.В., Хасен Б.П., Антонюк Р.М., Лис С.Н., Балтабекова Г.М., Касимов А.А., Орынбек Т.Ж., Табылдина Т.Ж., Пак Б.К. (2019) Глубинный прогноз, поиски и разведка участков минерализации в тектурмасском офиолитовом поясе. Промежуточный отчет о научно-исследовательской работе. Караганды: ИПКОН, 53 с. (Не опубликовано.)
- Коробкин В.В., Буслов М.М. (2011) Геодинамика и тектоника западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана). *Геология и геофизика*, **52**(12), 2032-2055.
- Курковская Л.А. (1985) Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана. *Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана*. М.: Изд-во МГУ, 164-177.
- Лурье А.М. (1988) Генезис медистых песчаников и слан-

- цев. М.: Наука, 182 с.
- Магматические комплексы Центрального Казахстана. (1988) Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 62 с.
- Магретова Л.И., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г., Якименко Р.Д., Курчавов А.М., Гуревич Д.В. (2020) Медно-никелевое оруденение с платиноидами Бозшасорской вулcano-тектонической структуры северо-востока Центрального Казахстана. *Геология и охрана недр*, 2(75), 20-29.
- Малахов В.С., Соболевская Н.И. (1981) Кадастр месторождений и рудопроявлений. *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано.)
- Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. (1991) Офиолиты Тектурмасской зоны. *Магматизм и рудоносность Казахстана*. Алма-Ата: Гылым, 92-102.
- Отчет о результатах проведения ГДП-200 на территории листов М-42-XXX, XXXVI; М-43- XXV в 2004–2007 гг. (2007) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано.)
- Отчет по объекту "Геологическое доизучение с оценкой прогнозных ресурсов листов М-43-XX, XXI (Карагандинская область)" в 2014–2016 гг. (2016) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано.)
- Паталаха Е.И., Филимонова Л.Е., Яренская М.А. (1967) Месторождение Успенское. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан)*. В 6 т. Т. 3: Месторождения цветных металлов. Алма-Ата: Наука, 136-148.
- Результаты поисков скрытых залежей медных и полиметаллических руд на площади Успенского и Шоинтасского рудных полей в Агадырском районе Жезказганской области в 1989–1994 гг. Нельдинская. (1994) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано.)
- Распаев А.К., Филимонова Л.Е. (1967) Месторождение Камкор. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны*. Алма-Ата: Наука, 181-193.
- Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Черный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. (2019) Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение. *Тихоокеан. геология*, 38(3), 102-117. <https://doi.org/10.1134/S1819714019030072>
- Сидоренко И.С. (2008) К вопросу о платиноносности руд месторождения Камкор. *Тр. Карагандинского ГТУ*, 31, 46-48.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов, Ф.П., Аведисян А.А., Балашев Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. (1995) Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 256 с.
- Степанец В.Г. (2016) Офиолиты Казахстана. *Геология и геодинамика Респ. Молдова: Ламберт*, 251 с.
- Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. (1998) Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан). *Геология Казахстана*. Т. 1, 12-23.
- Степанец В.Г., Макаг Д.К., Савельева Н.А. (2015) Геология, минералогия и геодинамическая природа платиноносного месторождения Нурказган (Центральный Казахстан). *Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ*. Тр. Междунар. науч.-практ. конф. Алматы, 375-381 с.
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. (1991) Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центральный Казахстан). *Геотектоника*, (4), 54-69.
- Филимонова Л.Е. (1978) Месторождение Камкор. *Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди*. Алма-Ата: Наука, 33-36.
- Хамзин Б.С. (2003) Новые данные о платиноносности медно-никелевого рудопроявления Камкор. *Геология и охрана недр*, (3), 25-27.
- Шабалина Л.В. (2005) Глубинное строение и закономерности размещения полезных ископаемых Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева, 16 с.
- Якубчук А.С. (1991) Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 16 с.
- Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. (1988) Рои субпараллельных пластинчатых даек в офиолитовых массивах – свидетели спрединга. *ДАН СССР*, 298(5), 1193-1197.
- Arndt N.T., Jenner G.A. (1986) Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, 56, 229-255. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90006-9)
- Cloos M. (1984) Flow mélange and structural evolution of accretionary wedges. *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance: Boulder, Colorado*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 198, 71-80.
- De Witt M.J., Hart R.A., Hart R.J. (1987) The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt (and the Middle East): A section through the 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afric. Earth Sci.*, 6, 681-730.
- Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Piliysyna A.V., Yakubchuk A.S. (2021) Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. *Lithos*, 380-381, 105818. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105818>
- Geological map of SSSR. (1961) Ser. Karaganda. Scale 1 : 200 000. Sheet V-43-XXV.
- Guennoc P., Spouit G., Nawab Z. (1988) The Red Sea: history and associated mineralization. Triassic-Jurassic rifting. Parts A and B. *Dev. Geotecton.*, 22, 957-982.
- Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario: Ministry of Natural Resources, 22 p.
- Khassen B.P., Safonova I.Yu., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T. (2020) The Tekturmas

- ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. *Geol. J.*, **55**, 2363-2382. <https://doi.org/10.1002/gj.3782>
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- Lu Y., Leshner C.M., Deng J. (2019) Geochemistry and genesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) and PGE-(Cu)-(Ni) deposits in China. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 863-887. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.024>
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q. (2008) A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 184-203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.006>
- Naldrett A.J. (2004) Magmatic sulfide deposits – geology, geochemistry and exploration. Springer, Berlin, 724 p.
- Ripley E.M., Li C., Thakurta J. (2005) Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at a convergent plate boundary: Preliminary mineralogic and isotopic studies of the Duke Island Complex, Alaska. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, Heidelberg, 49-51.
- Ryan B. (2000) The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit. *Econ. Geol.*, **95**, 703-724. <https://doi.org/10.2113/95.4.703>
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Res.*, **50**, 167-194. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Safonova I.Y., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the AsiaPacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Res.*, **25**, 126-158. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008>
- Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. (2010) Metallogeny of Siberia: Tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits. *Austral. J. Earth Sci.*, **57**(6), 655-706. <https://doi.org/10.1080/08120099.2010.505277>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Thakurta J., Ripley E.M., Li C. (2008) Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**, Q07003. <https://doi.org/10.1029/2008GC001982>
- Windley B.F., Alexiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. (2010) A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Res.*, **18**, 253-273. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>
- Xiao W.J., Windley B.F., Allen M.B., Han C. (2013) Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. *Gondwana Res.*, **23**, 1316-1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Yakubchuk A.S. (2004) Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *J. Asian Earth Sci.*, **23**, 761-779. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.006>

## REFERENCES

- Antonenko A.A., Gertsen L.E., Levin V.L., Omarbekova A., Pavlova Z.N. (2009) Modes of occurrence of trace elements in ores of the Kamkor deposit. *Izv. NAN RK, Geol. Ser.*, (4), 28-36. (In Russ.)
- Antonyuk R.M. (1971) Volcanic-siliceous formations of Central Kazakhstan. *Precambrian stratigraphy of Kazakhstan and Tien Shan*. Moscow, Moscow State University Publ., 152-160. (In Russ.)
- Antonyuk R.M. (1974) Oceanic crust of the eastern Central Kazakhstan eugeosyncline. *Tectonics of the Ural-Mongolian fold belt*. Moscow. (In Russ.)
- Antonyuk R.M., Evseenko R.D., Stepanets V.G., Gran'ki M.S., Mal'chenko E.G. (1995) Geodynamic map of Kazakhstan. Central Kazakhstan Series. Moscow, 1 : 1 500 000, 251 p. (In Russ.)
- Antonyuk R.M., Khasen B.P., Lis S.N., Kasimov A.A., Orynbek T.Zh. (2020) In-depth forecast, prospecting and exploration of mineralization of the Tekturmas ophiolite belt. Research report. Karagandy, IPKON, 80 p. (In Russ.)
- Arndt N.T., Jenner G.A. (1986) Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, **56**, 229-255. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90006-9)
- Avdeev A.V. (1986) Geology of ophiolite zones in Kazakhstan. Diss. Cand. geol. and min. sci. Novosibirsk, IGG SO RAN, 32 p. (In Russ.)
- Baidalinov A.T., Khamzin B.S. (2012) Conditions of formation of the Kamkor copper-nickel deposit. *Geol. Okhrona Nedr*, **45**(4), 39-44. (In Russ.)
- Burshtein E.F., Kosheleva I.A., Tevelev A.V. (1996) Ultrapotassium volcanism of Central Kazakhstan: distribution, manifestation, metallogenic prospects. *Moscow School of Geologists in Kazakhstan*. Moscow, Moscow State University Publ., 94-109. (In Russ.)
- Cloos M. (1984) Flow mélange and structural evolution of accretionary wedges. *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance: Boulder, Colorado*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **198**, 71-80.
- De Witt M.J., Hart R.A., Hart R.J. (1987) The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt (and the Middle East): A section through the 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afric. Earth Sci.*, **6**, 681-730.
- Degtyarev K.E. (1999) Tectonic evolution of the Early Paleozoic active margin in Kazakhstan. Moscow, Nauka Publ., 123 p. (In Russ.)
- Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilityna A.V., Yakubchuk A.S. (2021) Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geo-

- chemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. *Lithos*, 380-381, 105818. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105818>
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Yakubchuk A.S., Sal'nikova E.B., Van K.L. (2017) Polychronous formation of the ophiolite association in the Tekturmas zone of Central Kazakhstan inferred from geochronological and biostratigraphic data. *Dokl. Earth Sci.*, **472**, 26-30 (translated from *Doklady RAN*, **472**, 301-305).
- Dvoinin V.V. (1980) Geological structure and conditions of mineralization localization at Tesiktas copper pyrite deposit (Central Kazakhstan). Autoref. Diss. Cand. geol. and min. sci. Novosibirsk, IGG SO RAN Publ., 16 p. (In Russ.)
- Ermolov P.V. (1999) Resources of platinum group metals in Central Kazakhstan and adjacent regions. Report on theme No. 18. Karagandy, IPKON. (In Russ., unpublished)
- Ermolov P.V., Degtyarev K., Kotov A. (2016) Geodynamics and metallogeny of the Junggar-Balkhash terrane in the Paleozoic. *Geosciences in Kazakhstan. MGK-35. Reports of Kazakh geologists*. Almaty, KazGEO Publ., 57-68. (In Russ.)
- Ermolov P.V., Khasen B.P., Antonyuk R.M., Lis S.N., Baltabekova G.M., Kasimov A.A., Orynbek T. Zh., Tabyldina T.Zh., Pak B.K. (2019) Deep forecast, prospecting and exploration of areas of mineralization in the Tekturmas ophiolite belt. Interim research report. Karagandy, IPKON, 53 p. (In Russ., unpublished)
- Filimonova L.E. (1978) Kamkor deposit. *Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of copper ores*. Almaty, Nauka Publ., 33-36. (In Russ.)
- Gerasimova N.A., Novikova M.Z., Kurkovskaya A.A. (1992) New data on the Lower Paleozoic stratigraphy of the Tekturmas ophiolite belt. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **67**(3), 60-76. (In Russ.)
- Gridina N.M. (2003) Conodonts in siliceous deposits of northeastern Central Kazakhstan. *Geosciences in Kazakhstan. MGK-32. Reports of Kazakh geologists*. Almaty, KazGEO Publ., 135-140. (In Russ.)
- Guennoc P., Spout G., Nawab Z. (1988) The Red Sea: history and associated mineralization. Triassic-Jurassic rifting. Parts A and B. *Dev. Geotecton.*, **22**, 957-982.
- Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario: Ministry of Natural Resources, 22 p.
- Khamzin B. S. (2003) New data on the platinum content of the copper-nickel ore occurrence Kamkor. *Geol. i Okhrana Nedr.*, (3), 25-27. (In Russ.)
- Khasen B.P., Safonova I.Yu., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T. (2020) The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. *Geol. J.*, **55**, 2363-2382. <https://doi.org/10.1002/gj.3782>
- Korobkin V.V., Buslov M.M. (2011) Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozoides). *Russian Geology and Geophysics*, **52**(12), 1600-1618 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **52**(12), 2032-2055).
- Kurkovskaya L.A. (1985) Complex of conodonts from siliceous and volcanogenic Ordovician deposits of Central Kazakhstan. *Geology of early geosynclinal complexes of Central Kazakhstan*. Moscow, Moscow State University Publ., 164-177. (In Russ.)
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- Lu Y., Leshner C.M., Deng J. (2019) Geochemistry and genesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) and PGE-(Cu)-(Ni) deposits in China. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 863-887. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.024>
- Magmatic complexes of Central Kazakhstan. (1988) Excursion guide for the IV Kazakhstan Petrographic Meeting. Karagandy, 62 p. (In Russ.)
- Magretova L.I., Ismailov Kh.K., Maslova I.G., Yakimenko R.D., Kurchavov A.M., Gurevich D.V. (2020) Copper-nickel mineralization with platinoids of the Bozshasor volcano-tectonic structure of the north-east of Central Kazakhstan. *Geol. i Okhrana Nedr.*, **2**(75), 20-29. (In Russ.)
- Malakhov V.S., Sobolevskaya N.I. (1981) Kadastre of mineral deposits and occurrences. Tsentrekasakhmedra. Karagandy (In Russ., unpublished)
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q. (2008) A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 184-203. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2007.10.006>
- Naldrett A.J. (2004) Magmatic sulfide deposits – geology, geochemistry and exploration. Springer, Berlin, 724 p.
- Novikova M.Z., German L.L., Kuznetsov I.E., Yakubchuk A.S. (1991) Ophiolites of the Tekturmas zone. *Magmatism and ore content of Kazakhstan*. Almaty, Gylim Publ., 92-102. (In Russ.)
- Patalakha E.I., Filimonova L.E., Yarenskaya M.A. (1967) The Uspenskoe deposit. *Geology and metallogeny of the Uspenskaya tectonic zone (Central Kazakhstan)*. V. 3: *Deposits of non-ferrous metals*. Almaty, Nauka Publ., 136-148. (In Russ.)
- Report on the 2004–2007 GDP-200 geological surveys, sheets M-42-XXX, XXXVI; M-43-XXV. (2007) Funds of MD “Tsentrkaznedra”, Karagandy. (In Russ., unpubl.)
- Report on the results of the 2014–2016 additional geological surveys and estimated reserves for sheets M-43-XX, XXI, Karaganda region, for an area of 10706 sq. km. (2016) Funds of MD “Tsentrkaznedra”. Karagandy. (In Russ., unpubl.)
- Results of the 1989–1994 prospect survey for hidden copper and polymetallic ores deposits in the Uspensk and Shoin-tass ore fields, Agadyr district, Jezkazgan region. Neldinskaya. (1994) Funds of MD “Tsentrkaznedra”. Karagandy. (In Russ. unpubl.)
- Ripley E.M., Li C., Thakurta J. (2005) Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at a convergent plate boundary: Preliminary mineralogical and isotopic studies of the Duke Island Complex, Alaska. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, Heidelberg, 49-51.
- Ryan B. (2000) The Nain-Churchill Boundary and the Nain



- Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit. *Econ. Geol.*, **95**, 703-724. <https://doi.org/10.2113/95.4.703>
- Raspaev A.K., Filimonova L.E. (1967) The Kamkor deposit. Geology and metallogeny of the Uspenskaya tectonic zone. Almaty, Nauka Publ., 181-193. (In Russ.)
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Res.*, **50**, 167-194. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Safonova I.Yu., Perfilova A.A., Obut O.T., Savinskii I.A., Chernyi R.I., Petrenko N.A., Gurova A.V., Kotler P.D., Khromykh S.V., Krivonogov S.K., Maruyama Sh. (2019) The Itmurundy accretionary complex, Northern Balkhash area: geological structure, stratigraphy and tectonic origin. *Rus. J. Pac. Geol.*, **38**(3), 283-296 (translated from *Tikhookean. Geol.*, **38**(3), 102-117). <https://doi.org/10.1134/S1819714019030072>
- Safonova I.Y., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the Asia Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Res.*, **25**, 126-158. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008>
- Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. (2010) Metallogeny of Siberia: Tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits. *Austral. J. Earth Sci.*, **57**(6), 655-706. <https://doi.org/10.1080/08120099.2010.505277>
- Shabalina L.V. (2005) Deep structure and patterns of distribution of minerals of the Central Kazakhstan paleorift system. Diss. Cand. Geol. and Min. Sci. Almaty, Satpaev Institute of Geological Sciences, 16 p. (In Russ.)
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sidorenko I.S. (2008) About the platinum-bearing ores of the Kamkor deposit. *Proc. Karaganda State. Tekhnic. Univ.*, **31**, 46-48. (In Russ.)
- Smol'kin V.F., Mitrofanov F.P., Avedisyan A.A., Balashev Yu.A., Balaganskii V.V., Borisov A.E., Borisova V.V., Voloshina Z.M., Kozlova N.E., Kravtsov N.A., Negrutsa V.Z., Mokrousov V.A., Petrov V.P., Radchenko A.T., Skufin P.K., Fedotov Zh. A. (1995) Magmatism, sedimentation and geodynamics of the Pechenga paleorift. Apatity, Kola Science Center RAS, 256 p. (In Russ.)
- Stepanets V.G. (2016) Ophiolites of Kazakhstan. Geology and geodynamics. Republic of Moldova, Lambert Publ., 251 p. (In Russ.)
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Thakurta J., Ripley E.M., Li C. (2008) Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**, Q07003. <https://doi.org/10.1029/2008GC001982>
- Turmanidze T.L., Grishin D.M., Pechersky D.M., Stepanets V.G. (1991) Paleomagnetic information on Ordovician ophiolites from the Karaulcheku, Tolpak and Bazarbai allochthonous massifs (Central Kazakhstan). *Geotektonics*, **4**, 54-69. (In Russ.)
- Vol'fon F.I. (1945) Major polymetallic and copper deposits of Central Kazakhstan. Proc of Geological Institute. Moscow, Academy of Sciences SSSR Publ., 119 p. (In Russ.)
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. (2010) A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Res.*, **18**, 253-273. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>
- Xiao W.J., Windley B.F., Allen M.B., Han C. (2013) Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. *Gondwana Res.*, **23**, 1316-1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Yakubchuk A.S. (1991) Tectonic position and structure of ophiolites of Central Kazakhstan on the example of the Tekturmas and southwestern parts of the Maykain-Kyzyltass zone. Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, Moscow State University, 16 p. (In Russ.)
- Yakubchuk A.S. (2004) Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *J. Asian Earth Sci.*, **23**, 761-779. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.006>
- Yakubchuk A.A., Stepanets V.G., German L.L. (1988) Swarms of subparallel blade dikes in ophiolite massifs – evidence of spreading. *Dokl. AN SSSR*, **298**(5), 1193-1197. (In Russ.)