

## РАННЕСРЕДНЕОРДОВИКСКАЯ ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТАЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КОКЧЕТАВСКОГО HP- UHP МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА И СТЕПНЯКСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ ЗОНЫ (*Северный Казахстан*)

Ф.И. Жимулев, М.М. Буслов, А.В. Травин, Н.В. Дмитриева, Й. де Граве\*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\* Geochronology Group, Dept. of Mineralogy Petrology, Ghent University,  
281/S8, Krijgslaan, B-900, Ghent, Belgium*

Приводится описание покровно-чешуйчатой структуры Северо-Кокчетавской тектонической зоны (СКТЗ), расположенной между Кокчетавским метаморфическим поясом (КМП), содержащим метаморфические породы высоких и сверхвысоких давлений и Степнякской зоной, сложенной ордовикскими островодужными и океаническими комплексами. В строении Северо-Кокчетавской тектонической зоны участвуют пластины гнейсового фундамента и осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента, гранито-гнейсы и слюдястые сланцы с блоками эклогитов, офиолиты щучинского комплекса, средне-протерозойские вулканиты кислого состава, аренигские кремнисто-терригенные отложения, содержащие линзы тектоногравитационных олистостром. Обломочный материал олистостром представлен кварц-мусковитовыми и кварц-гранат-мусковитовыми сланцами, гнейсами, доломитами, амфиболитами. СКТЗ представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных контрастными по составу породными комплексами, включающими высокобарические породы, офиолиты, олистостромы и меланжи и может рассматриваться как коллизионная зона. Тектонические пластины разделены милонитами и слюдястыми сланцами раннеордовикского возраста ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасты синтетектонического мусковита 489—469 млн лет). Геологические соотношения указывают на тектоническую активность зоны в среднем ордовике. Многочисленные раннеордовикские датировки были получены по мусковиту и фенгиту из пород Кокчетавского метаморфического пояса. Синколлизонное покровообразование в СКТЗ одно-возрастно с позднейшим из выявленных в КМП деформационно-метаморфических этапов. Учитывая, что все этапы регрессивного метаморфизма и эксгумации метаморфических пород Кокчетавского пояса имеют кембрийские возрасты, можно заключить, что эксгумация метаморфических пород завершилась до выявленных раннесреднеордовикских коллизионных деформаций и связанного с ними орогенеза.

*Кокчетавский метаморфический пояс, олистострома, покровно-чешуйчатая структура, высокобарические породы, коллизия, эксгумация,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование, каледониды Казахстана.*

## EARLY–MIDDLE ORDOVICIAN NAPPE TECTONICS OF THE JUNCTION BETWEEN THE KOKCHETAV HP-UHP METAMORPHIC BELT AND THE STEPNYAK PALEOISLAND ARC (*northern Kazakhstan*)

F.I. Zhimulev, M.M. Buslov, A.V. Travin, N.V. Dmitrieva, and J. De Grave

The North Kokchetav tectonic zone is located between the Kokchetav HP-UHP metamorphic belt and the Stepnyak zone of Ordovician island arc and oceanic complexes. The Kokchetav zone is a collage of nappes (thrust sheets) that consist of basement gneiss and sedimentary rocks of the Kokchetav microcontinent, granite gneiss, mica schists with eclogite blocks, the Shchuch'e ophiolite, Middle Proterozoic felsic volcanics, and Arenigian siliceous-terrigenous sediments with olistostromes. The latter are of gravity-sliding origin, and their clastic material includes quartz-muscovite and quartz-garnet-muscovite schists, gneiss, dolomite, and amphibolite. The sheet boundaries are marked by mylonite and Early Ordovician mica schists ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of syntectonic muscovite are 489–469 Ma). The North Kokchetav collage of compositionally diverse thrust sheets can be interpreted as a collisional zone. According to geological evidence, tectonic activity in the zone lasted as late as the Middle Ordovician. Syncollisional thrusting in the North Kokchetav zone was coeval with the latest dynamic metamorphic event in the Kokchetav belt. All events of retrograde metamorphism and exhumation of HP and UHP rocks in the belt are of Cambrian ages, i.e., the rocks had been exhumed prior to the Early–Middle Ordovician collisions and the related orogeny.

*North Kokchetav tectonic zone, Kokchetav metamorphic belt, olistostrome, thrust sheet, high-pressure rocks, collision, exhumation,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, Early Paleozooids of Kazakhstan*

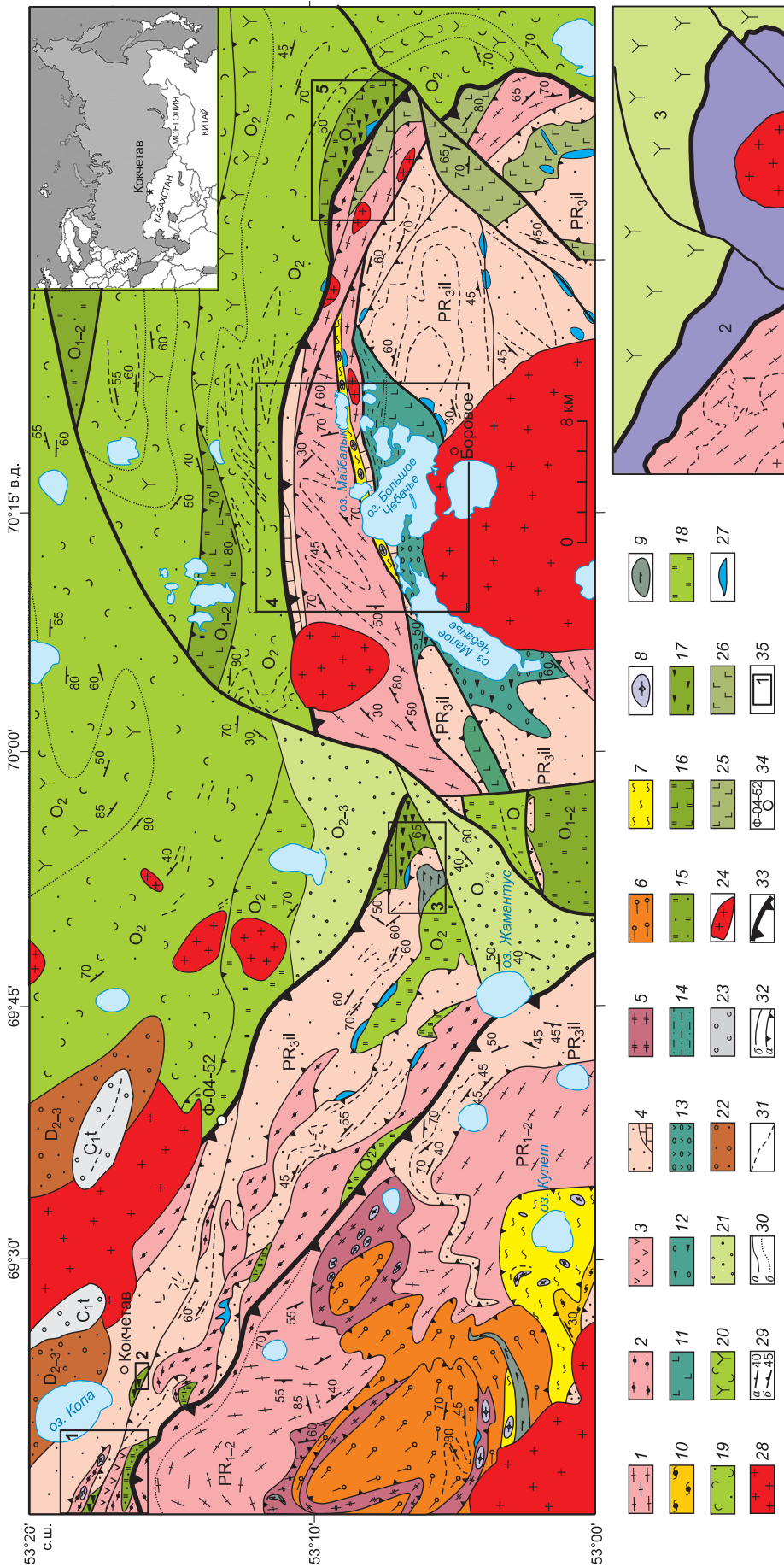
## ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические комплексы, содержащие породы высоких и сверхвысоких (метаморфизованных в поле устойчивости коэзита и алмаза) давлений, в настоящее время рассматриваются большинством исследователей как метаморфические террейны, имеющие тектонические контакты с деформированными, но не метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями складчатых областей [Chopin, 2003; Liou et al., 2004]. Эклогит-гнейсовые UHP (ultra-high pressure) метаморфические террейны являются закономерными членами аккреционно-коллизии зон, сформированными в результате субдукции блоков континентальной коры, и занимают определенное место в структуре складчатых областей [Добрецов, 2000]. Если эклогит-глаукофансланцевые комплексы, представленные главным образом метабазами, являются показателями процесса субдукции океанической литосферы, несущей вулканические острова (например, [Петров и др., 2009]), то эклогит-гнейсовые комплексы, сложенные в большей степени кислыми и метаосадочными породами, служат геодинамическими маркерами субдукции континентальной литосферы. Важной задачей при изучении строения метаморфических UHP террейнов является исследование границ террейнов, несущих информацию об условиях и времени их тектонического совмещения с комплексами, не подвергшимися высокобарическому метаморфизму.

Одним из эталонных метаморфических террейнов сверхвысоких давлений является Кокчетавский метаморфический пояс (КМП), входящий в состав каледонского складчатого сооружения Северного Казахстана. КМП в плане представляет собой субширотно ориентированную полосу длиной около 150 км и 10—15 (до 30) км шириной, в пределах которой на поверхность выходят высокометаморфизованные породы, относимые к зерендинской серии. Большую часть метаморфического пояса составляют гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие будинообразные тела эклогитов, гранатовых амфиболитов и мраморов. В подчиненном количестве встречаются также гранатовые и шпинелевые перидотиты, пироп-талк-фенгитовые сланцы, карбонатно-силикатные и гранат-пироксеновые породы. Исследованию внутренней структуры пояса и петрологии алмазоносных пород посвящены многочисленные работы [Claoue-Long et al., 1991; Dobrzhinetskaya et al., 1994; Добрецов и др., 1998, 2006; Maruyama, Parkinson, 2000; Ota et al., 2000; Theunissen et al., 2000; и др.]. На основании парагенетического анализа минеральных ассоциаций в разных частях метаморфического пояса, а также геолого-структурных исследований [Theunissen et al., 2000; Ситникова, Шацкий, 2009], был сделан вывод о блоково-чешуйчатом строении метаморфического пояса. Согласно представлениям, изложенным в работе [Добрецов и др., 2006], КМП представляет собой тектонический коллаж пластин, различающихся по петрографическому составу и структурно-метаморфической эволюции. Формирование метаморфического пояса связывается с субдукцией Кокчетавского микроконтинента в кембрии и нескольких этапов эксгумации в кембрии—раннем ордовике.

В настоящее время геологические и геохронологические данные позволяют уверенно говорить о Кокчетавском микроконтиненте как об изолированном континентальном блоке, существовавшем в позднем докембрии и кембрии в Палеоазиатском океане. Микроконтинент имел неоднородную по времени формирования континентальную кору, по строению напоминающую кору древних кратонов: верхняя часть консолидированной коры была сложена гранито-гнейсами и перекрыта карбонатно-терригенным чехлом. Наиболее древние комплексы в фундаменте Кокчетавского микроконтинента были сформированы в раннем протерозое (2.6—2.0 млрд лет), а завершилось формирование консолидированной континентальной коры (фундамента) к среднему рифею (1.3—1.1 млрд лет), после чего началось накопление платформенного чехла [Шатагин и др., 2001]. К чехлу Кокчетавского микроконтинента относятся кварцитосланцевые и терригенно-карбонатные отложения илектинской серии позднедокембрийского возраста [Гончаренко, 1974; Лыдка, Филатова, 1982; Дегтярев и др., 1998]. Согласно стратиграфической схеме [Гончаренко, 1974], нижняя часть серии, сложенная углеродистыми сланцами и доломитовыми мраморами, выделяется в шарыкскую свиту (карбонатно-терригенная формация). Верхняя часть серии представлена кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитами и кварцевыми метапесчаниками образует кокчетавскую свиту (кварцитосланцевая формация). В отложениях шарыкской свиты были обнаружены микрофитоциты плохой сохранности, принадлежащие к группам *Osagia* Twenck, *Vesicularites* Reithl. и *Volvatella* Nag., характерным для позднего докембрия [Харламов и др., 1971]. Кроме того, из скважины в окрестностях пос. Люботино был отобран образец доломитового мрамора со столбчатыми строматолитами. Они определены М.Е. Раабен как *Minjaria* ex. gr. *uralica*. Эта группа характерна для верхнего рифея. Таким образом, возраст шарыкской свиты следует принять как позднерифейский. Возраст кокчетавской свиты также определяется как позднерифейский по геологическим данным и на основании отсутствия в ее составе детритового циркона моложе 850 млн лет [Розен, 1972; Летников и др., 2001].

С юга КМП ограничен позднеордовикскими гранитоидными массивами зерендинского комплекса, частично уничтожившими более древние, кембрийско-ордовикские тектонические структуры южно-



**Рис. 1. Геологическая схема Северо-Кокчетавской тектонической зоны.**

1–4 — геологические комплексы Кокчетавского микроконтинента, ранний—средний протерозой, 2 — милониты и бластомилониты по гнейсам протерозойского фундамента, 3 — кварц-полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 4 — кварц-серпичитовые сланцы, метапесчаники, доломиты чехла Кокчетавского микроконтинента, илектинская серия, поздний протерозой; 5–9 — породы Кокчетавского метаморфического пояса: 5 — гнейсы с будинами эклогитов, 6 — гранат-кианитовые сланцы с будинами гранатовых амфиболитов, 7 — кварц-гранат-мусковитовые (фенгитовые) сланцы с будинами эклогитов, 8 — крупные тела и скопления тел эклогитов, 9 — амфиболиты; 10 — андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы (двулучастая свита), 11–14 — доордовикские островодужные (?) отложения: 11 — зеленокаменные базальтовые порфиры, 12 — валунные конгломераты с включениями глыб, 13 — алломераты андезитового состава, 14 — аргиллиты, алевролиты, песчаники (флишевые отложения), 15–17 отложения нижнего—среднего ордовика: 15 — песчаники, окремненные аргиллиты и алевролиты, яшмовиды, линзы брекчий, 16 — базальты, красные кремнистые алевролиты, яшмовиды, 17 — ареннигская олигострома, 18–20 — отложения среднего ордовика: 18 — серые кремнистые сланцы и микрокварциты, 19 — вулканомиктовый флиш, 20 — андезито-базальты и их туфы; 21 — конгломераты и песчаники, средний—верхний ордовик, 22 — красноцветные песчаники и конгломераты, средний—верхний девон, 23 — серые песчаники, алевролиты, розовато-серые известняки, турней,

24 — протерозойские граниты, 25—27 — щучинский офиолитовый пояс (кембрий?): 25 — базальтовые порфириты, 26 — габбро, 27 — серпентиниты; 28 — палеозойские (O<sub>3</sub>, S, D<sub>1</sub>) граниты, 29 — элементы залегания слоистости (A) и сланцеватости (B), 30 — геологические границы между разновозрастными подразделениями (A) и между телами разного состава внутри этих подразделений (B), 31 — прослеживаемые на местности маркирующие горизонты, 32 — надвиги (A) и другие разрывные нарушения (B), 33 — крупные надвиги, ограничивающие СКТЗ, 34 — точка отбора образца Ф-04-52 на аргон-аргоновое датирование, 35 — рассмотренные в работе участки, цифрами обозначены: 1 — Чаглинский, 2 — Жейляу, 3 — Александровский, 4 — Боровской, 5 — Жанаталапский.

На врезке справа внизу схема с основными тектоническими единицами. Цифрами обозначены: 1 — Кокчетавский микроконтинент, штриховой линией — границы КМП, 2 — СКТЗ, 3 — Степнякская зона.

го края пояса. К северу от КМП расположены ордовикские вулканогенные и осадочные комплексы Степнякской зоны. Данная зона рассматривается как островодужная система ордовикского возраста [Тектоника..., 1982; Зоненшайн и др., 1990], деформированная в ходе коллизионных процессов. Островодужные вулканы и флишевые отложения позднеаренигско-карадокского возраста перекрывают более древние, верхнекембрийско-нижнеордовикские вулканогенные [Дегтярев и др., 2008] и кремнисто-вулканогенные отложения [Спиридонов и др., 1988; Иванов и др., 1988; Никитин, 2002]. При палеотектонических реконструкциях последние интерпретируются как комплексы окраинных морей, подобных современному окраинным морям Западно-Тихоокеанской континентальной окраины [Никитин и др., 1990; Никитин, 2002] или же как образования примитивных островных дуг и океанических островов [Спиридонов и др., 1988].

Зоной сочленения КМП и Степнякской зоны является Северо-Кокчетавская тектоническая зона (СКТЗ). Она прослеживается по северному и восточному обрамлению КМП: от р. Чаглинка к западу от г. Кокчетав, через город, далее на восток, параллельно долине р. Кылшакты, до с. Александровка и на северо-восток до с. Жанаталап, где делает крутой поворот на юг (рис. 1). Северо-Кокчетавская тектоническая зона примерно соответствует Кокчетавской зоне разломов, выделенной при 200-тысячной съемке листов N-42-XXVIII и N-42-XXIX [Розен, Богоявленская, 1962; Жуков, Рахимбаев, 1964; Бабичев и др., 1968]. В большинстве работ по геологии региона геологические комплексы, выделяемые нами в СКТЗ, рассматривались в составе Кокчетавского массива, образуя его северо-восточную окраину [Тектоника..., 1982], но не включались в состав КМП [Добрецов и др., 1998].

Северо-Кокчетавская тектоническая зона образована пакетом тектонических пластин. Они сложены комплексами осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента (кварц-серицитовые сланцы и доломиты илектинской серии), породами его фундамента (гранито-гнейсами с телами амфиболитов), офиолитами щучинского комплекса (габбро, габбро-диабазы, базальты, серпентинитовые меланжи и сланцы), нижнеордовикскими кремнисто-теригенными отложениями с линзами олистостромом, а также позднекембрийскими андезитобазальтовыми и риолитовыми лавами и туфами, переслаивающимися с конгломератами и песчаниками. Разрывные нарушения, ограничивающие пластины, трассируются кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, иногда содержащими гранат. В данной зоне выявлены высокобарические породы, представленные сильно диафторированными эклогитами, залегающими в кварц-гранат-слюдистых сланцах и в милонитизированных биотитовых гнейсах [Жимулев и др., 2010]. Тектонические пластины, включающие высокобарические породы, совмещены с пластинами, сложенными магматическими и осадочными породами, которые не подверглись высокобарическому метаморфизму. Это позволяет, используя наблюдаемые соотношения и датируя тектониты разломных зон, определить время и условия совмещения высокобарических пород с геологическими комплексами, сформировавшимися на верхнекоревом уровне. К югу от Северо-Кокчетавской зоны находятся породы Кокчетавского метаморфического пояса, а к северу от нее — слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные породы Степнякской зоны. По Северо-Кокчетавской тектонической зоне произошло совмещение этих различных по обстановкам формирования пород, поэтому изучение ее строения, возраста и условий формирования позволит определить геологические условия поздних стадий эксгумации высокобарических пород Кокчетавского метаморфического пояса.

Все известные метаморфические террейны, содержащие породы высоких и сверхвысоких давлений, структурно приурочены к коллизионным зонам, представляющим собой деформированные пакеты шарьированных тектонических пластин [Liou et al., 2004]. Одним из геологических комплексов-индикаторов тектонических покровов служат синтетектонические микститы — олистостромомы [Леонов, 1981]. Олистостромовые образования, хорошо известные для каледонид Северного Казахстана, не были описаны в СКТЗ. Возможное присутствие олистостромом в этом поясе указывалось только для района с. Жанаталап [Геология..., 1987]. Было отмечено также, что жанасуйская свита нижнесреднеордовикского возраста, прослеживаемая в Степнякской зоне вдоль северной границы Кокчетавского массива и сложенная преимущественно кремнистыми и тонкообломочными терригенными отложениями, содержит линзы брекчий и включения валунно-галечного материала, представленного

габбро, гранитами, кремнистыми породами [Булыго, 1987]. Однако специального внимания грубообломочным образованиям не было уделено. Исследования, проведенные нами, показали синтетектонический характер этих грубообломочных линз, выявили их связь с формированием покровных структур и позволили охарактеризовать их как олистостромы, согласно признакам, приведенным в работе [Леонов, 1981].

Настоящая работа имеет целью дать систематическое описание геологического строения СКТЗ, определить ее возраст и геодинамическую обстановку формирования, а также характеризовать выявленные в ее составе олистостромовые образования. Ниже приводится характеристика пяти изученных участков Северо-Кокчетавской тектонической зоны (см. рис. 1): Чаглинского, Жейляу, Александровского, Боровского и Жанаталапского.

#### $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЕ

В работе использованы результаты датирования мусковита из кварц-серицитовых сланцев кокчетавской свиты, илেকтинской серии и из милонитизированных гнейсов. Часть датировок была опубликована в работе [Добрецов и др., 2005а], результаты датирования образцов Ф-04-30, Ф-04-31, Ф-04-52 и Zh-03-63 публикуются впервые. Первые три образца были датированы в АЦ ИГМ СО РАН, обр. Zh-03-63 — в Стенфордском университете.

Навески мусковита (размер чешуек 0.2—0.5 мм) из образцов Ф-04-30, Ф-04-31, Ф-04-52 совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, были завернуты в алюминиевую фольгу, помещены в кварцевую ампулу, которая была запаяна после откачки. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный К/Аг образец, был аттестован в качестве  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее  $311.0 \pm 1.5$  млн лет. Кварцевая ампула с образцом облучена в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперимент по ступенчатому прогреву проведен в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °С) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ .

Для датирования обр. Zh-03-63 было использовано около 1—2 мг чистого (не содержащего включений) чешуйчатого мусковита (размер чешуек приблизительно 0.1—0.2 мм). Образцы были облучены на реакторе в Орегонском государственном университете. В работе был использован возрастной стандарт (USGS 85G003) риолитов с возрастом  $27.92 \pm 0.17$  млн лет.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование образцов проведено в Стенфордском университете методом ступенчатого прогрева, для замеров использовался масс-спектрометр MAP 216. Результаты датирования представлены на рисунках и в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мусковита из пород западной части Северо-Кокчетавской тектонической зоны

T, °C	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>Ф-04-30 мусковит, навеска 42.7 мг, <math>J = 0.003390 \pm 0.000030</math></b>										
500	$28.82 \times e^{-9}$	64.138	0.215	0.0487	0.0043	0.0302	0.0037	0.9	309.5	6.2
600	$90.01 \times e^{-9}$	88.333	0.155	0.0167	0.0009	0.0048	0.0014	3.1	465.9	4.2
700	$212.08 \times e^{-9}$	91.554	0.076	0.0152	0.0010	0.0038	0.0009	8.0	482.4	4.0
800	$729.47 \times e^{-9}$	91.396	0.048	0.0171	0.0002	0.0021	0.0001	24.7	484.0	3.8
850	$744.82 \times e^{-9}$	91.009	0.046	0.0160	0.0002	0.0006	0.0001	41.9	484.3	3.8
900	$432.16 \times e^{-9}$	90.992	0.047	0.0173	0.0002	0.0007	0.0002	51.9	484.1	3.8
950	$324.74 \times e^{-9}$	90.939	0.072	0.0167	0.0005	0.0023	0.0002	59.4	481.7	3.8
1030	$526.58 \times e^{-9}$	91.042	0.050	0.0172	0.0002	0.0008	0.0001	71.6	484.2	3.8
1080	$555.16 \times e^{-9}$	91.105	0.055	0.0165	0.0001	0.0006	0.0002	84.4	484.7	3.8
1130	$675.76 \times e^{-9}$	91.056	0.043	0.0161	0.0003	0.0001	0.0001	100.0	485.1	3.8
<b>Ф-04-31 мусковит, навеска 43.9 мг, <math>J = 0.003354 \pm 0.000030</math></b>										
500	$48.71 \times e^{-9}$	58.031	0.066	0.0428	0.0015	0.0171	0.0017	2.4	295.0	3.6
600	$138.81 \times e^{-9}$	76.635	0.084	0.0195	0.0011	0.0032	0.0009	7.6	408.2	3.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
650	$136.73 \times e^{-9}$	78.973	0.097	0.0168	0.0014	0.0006	0.0006	12.5	423.1	3.5
700	$180.69 \times e^{-9}$	81.281	0.084	0.0184	0.0002	0.0039	0.0003	18.9	429.4	3.5
800	$669.65 \times e^{-9}$	87.765	0.038	0.0173	0.0004	0.0028	0.0002	40.7	461.7	3.7
850	$463.14 \times e^{-9}$	89.131	0.061	0.0168	0.0003	0.0007	0.0002	55.6	470.9	3.7
875	$249.92 \times e^{-9}$	89.085	0.079	0.0183	0.0005	0.0021	0.0004	63.6	468.7	3.8
900	$155.15 \times e^{-9}$	89.030	0.103	0.0195	0.0014	0.0026	0.0013	68.6	467.9	4.1
950	$174.59 \times e^{-9}$	88.747	0.065	0.0196	0.0005	0.0031	0.0009	74.2	465.9	3.9
1000	$273.81 \times e^{-9}$	89.285	0.056	0.0177	0.0006	0.0035	0.0006	82.9	467.7	3.8
1050	$443.28 \times e^{-9}$	90.339	0.077	0.0155	0.0006	0.0030	0.0008	97.0	473.4	3.9
1130	$90.99 \times e^{-9}$	85.996	0.213	0.0196	0.0015	0.0034	0.0015	100.0	452.5	4.2
<b>Ф-04-52 мусковит, навеска 23.6 мг, <math>J = 0.003208 \pm 0.000027</math></b>										
600	$71.80 \times e^{-9}$	80.812	0.118	0.0301	0.0018	0.0131	0.0014	3.4	398.0	3.6
700	$213.75 \times e^{-9}$	95.799	0.094	0.0180	0.0007	0.0041	0.0006	12.0	478.0	3.6
800	$436.07 \times e^{-9}$	95.841	0.073	0.0179	0.0004	0.0026	0.0003	29.6	480.2	3.6
850	$569.18 \times e^{-9}$	95.460	0.056	0.0173	0.0002	0.0006	0.0002	52.6	481.2	3.6
900	$450.83 \times e^{-9}$	95.586	0.057	0.0167	0.0003	0.0018	0.0005	70.8	480.2	3.6
950	$348.43 \times e^{-9}$	95.624	0.051	0.0175	0.0003	0.0012	0.0002	84.9	481.1	3.6
1000	$178.79 \times e^{-9}$	95.143	0.075	0.0185	0.0013	0.0014	0.0008	92.2	478.7	3.7
1130	$193.65 \times e^{-9}$	95.282	0.067	0.0197	0.0003	0.0031	0.0005	100.0	477.1	3.6

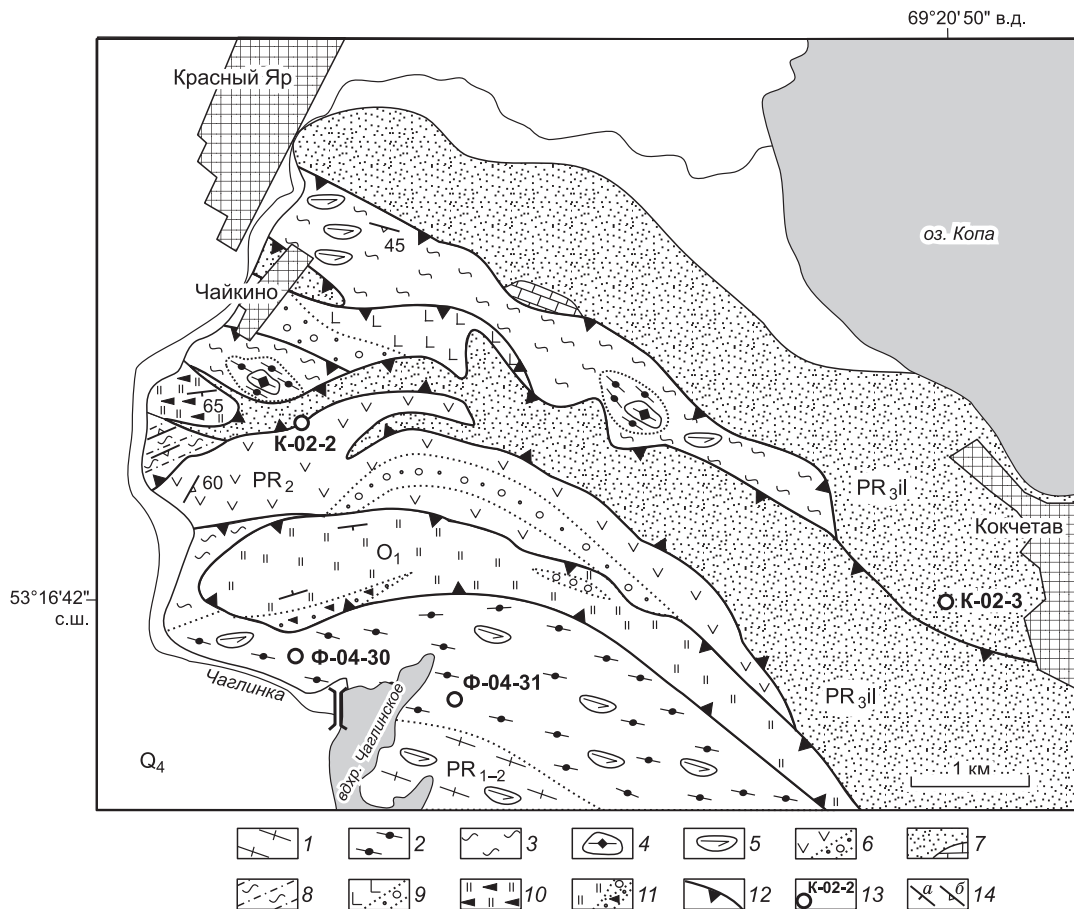
Примечание. Здесь и в табл. 2:  $J$  — параметр, характеризующий величину нейтронного потока. Продолжительность прогрева каждой температурной ступени составляет 10 мин.

Таблица 2. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мусковита из пород Александровского участка Северо-Кокчетавской тектонической зоны

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
<b>Zh-03-63 мусковит, <math>J = 0.002339 \pm 0.000009</math></b>							
700	78.437	0.366	0.0445	0.0010	2.7	256.4	1.8
800	124.693	0.204	0.0092	0.0007	7.1	452.9	1.8
850	129.525	0.211	0.0061	0.0006	11.8	471.6	1.8
900	130.187	0.158	0.0056	0.0004	19.5	474.2	1.7
950	129.521	0.084	0.0041	0.0001	41.5	473.5	1.6
1000	129.021	0.117	0.0024	0.0001	63.6	473.5	1.6
1025	129.280	0.135	0.0036	0.0003	73.2	473.2	1.7
1050	128.847	0.164	0.0039	0.0005	79.0	471.5	1.7
1075	129.255	0.241	0.0041	0.0006	83.7	472.6	1.9
1100	130.124	0.296	0.0031	0.0007	87.4	476.4	2.0
1120	129.976	0.300	0.0025	0.0009	90.4	476.5	2.1
1140	130.488	0.331	0.0052	0.0011	93.1	475.6	2.2
1170	129.950	0.471	0.0042	0.0013	95.3	474.8	2.5
1200	129.698	0.537	0.0034	0.0018	96.9	474.8	2.9
1250	128.805	0.764	0.0036	0.0025	98.0	471.6	3.8
1300	129.200	1.006	0.0005	0.0034	98.8	475.9	4.9
1400	131.068	0.716	0.0021	0.0024	100.0	480.4	3.6

## ЧАГЛИНСКИЙ УЧАСТОК

Первый из участков (рис. 2) расположен на правобережье р. Чаглинка, непосредственно к югу от сел Чайкино и Красный Яр. На Чаглинском участке закартирована серия смятых в складки тектонических пластин, сложенных кварц-серицитовыми сланцами кокчетавской свиты и илектинской серии, порфиروбластических очковых гнейсов с телами амфиболизированных эклогитов и кремнисто-терригенных отложений аренигского возраста с линзами олистостром (жанасуйская свита), кварцевыми порфирами, туфами и лавобрекчиями кислого состава. Возраст магматического циркона из кислых вулканитов последней толщи составляет  $1136 \pm 4$  млн лет [Третьяков и др., 2009], что позволяет считать ее среднепротерозойской. Тектоническая природа контактов между пластинами определяется по секущему характеру к внутренней структуре толщ, резким изменениям мощности тел и разной степени метаморфизма совмещенных пород. Породы в приконтактных частях пластин обогащены слюдой.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст мусковита из кварц-мусковитовых сланцев кокчетавской свиты, отобранных вблизи контактов пластин, составляет  $487.6 \pm 3.5$  млн лет (обр. К02-2) и  $478.5 \pm 4.4$  млн лет (обр. К02-3) [Добрецов и др., 2005а,б]. Вулканогенно-осадочная толща сложена кварцевыми и полевошпатовыми порфирами и афировыми эффузивами, в подчиненном количестве присутствуют лавобрекчии и туфы кислого состава. Кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты слагают тектонические пластины, мощность которых увеличивается в восточном направлении. Внутри пластин кварц-серицитовые сланцы смяты в складки с крутопадающими шарнирами.



**Рис. 2. Геологическая схема Чаглинского участка.**

1—5 — метаморфические породы фундамента Кокчетавского микроконтинента, в том числе испытавшие палеозойский метаморфизм: 1 — гранито-гнейсы, ранний—средний протерозой, 2 — blastsмилониты по гранито-гнейсам, 3 — зеленосланцевые диафториты по гранито-гнейсам, 4 — эклогиты, 5 — амфиболиты; 6, 7 вулканические и осадочные породы чехла Кокчетавского микроконтинента: 6 — кварцевые и полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 7 — кварц-серицитовые сланцы с редкими линзами доломитов, илектинская серия, поздний протерозой; 8 — метатерригенные зеленые сланцы, возраст не определен; 9—11 — ордовикские осадочные и вулканогенные породы: 9 — плагиоклазовые порфириты, песчаники, конгломераты, 10 — аренигские кремнисто-терригенные отложения с линзами олистостром, 11 — преимущественно кремнистые ордовикские отложения, линзы мелкообломочных брекчий и песчаников; 12 — надвиги, ограничивающие тектонические пластины, 13 — места отбора и номера образцов, датированных аргон-аргоновым методом; 14 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости.

Будины амфиболитизированных эклогитов обнажаются в 150 м к югу от с. Чайкино и в восточной части Чаглинского участка. Они расположены в зеленосланцевой пластине. В зеленых сланцах встречаются реликты гнейсов. Оба найденных эклогитовых тела залегают в порфиробластических (очковых) гнейсах, которые связаны с зелеными сланцами постепенными переходами. Установлено, что эклогиты были сформированы при  $T = 800\text{—}850\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 18\text{—}20$  кбар [Жимулев и др., 2010].

Разрез нижнеордовикских отложений, относимых к жанасуйской свите [Булыго, 1987], расположен в обрывах правого берега р. Чаглинка в 400 м от южной окраины с. Чайкино. Ордовикские отложения слагают ограниченную разломами пластину, рассеченную речной долиной почти вкрест простирающаяся жанасуйской свиты. В крутых обнаженных склонах долины хорошо видны взаимоотношения пачек. Слои погружаются на юг (аз. пд.  $170^{\circ}$ , уг. пд.  $65^{\circ}$ ). В данном разрезе следуют (снизу вверх):

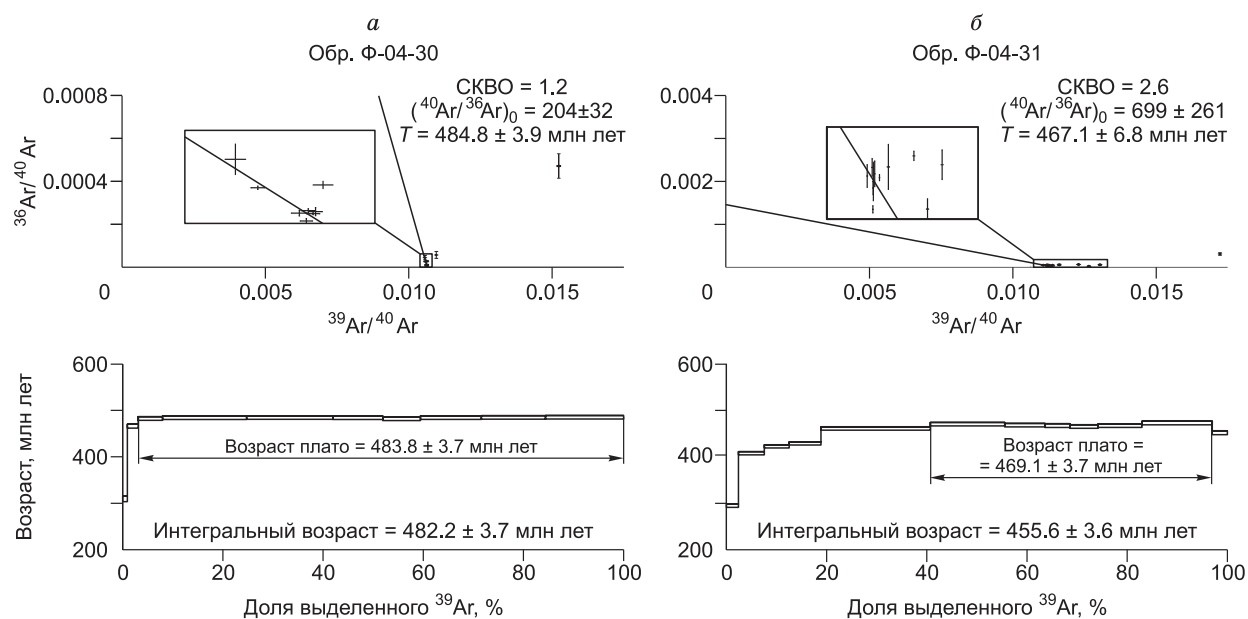
	Мощность, м
1. Чередование желтых кремнистых пород, кремнистых аргиллитов, алевролитов и песчаников .....	20
2. Чередование красных кремнистых пород и кремнистых алевролитов .....	5
3. Чередование желтых кремнистых пород, кремнистых алевролитов, песчаников, содержащих в низах ритмов линзы и прослои (мощностью до 20 см) мелкообломочных брекчий .....	45
4. Диамиктиты с песчано-глинистым матриксом .....	до 30
Снизу вверх выделяются:	
а) пачка с олистолитами амфиболитов и плагиоклаз-амфиболовых сланцев (длина тел 5 и высота 1.5 м) .....	10
б) пачка с олистолитами (длина тел 3 м, высота 0.6 м) кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев, мраморизованных карбонатных пород, гнейсов, бластомилонитов и милонитов, кварцевых песчаников .....	5
в) пачка брекчий .....	2
г) пачка с галькой кварцевых песчаников и кварцитов .....	3
д) пачка гранат-мусковитовых брекчий .....	до 1
е) то же, что и пачка «б» .....	2
ж) пачка кварцитовых брекчий с олистоплакой кварцитов (видимая длина более 10 м, высота 4 м) .....	8
5. Чередование красных алевролитов и аргиллитов .....	12
6. Диамиктиты, в песчано-глинистом матриксе которых встречаются мелкие угловатые обломки и олистолиты кварцитов, кварцевых песчаников, карбонатных пород, хлорит-серицитовых сланцев, амфиболитов и гнейсов ...	10
7. Диамиктиты с кремнисто-терригенным матриксом и кремнистыми стяжениями. В составе обломков кроме тех же пород, что в пачке 4, встречаются кремнистые алевролиты и аргиллиты .....	6
8. Чередование красных кремнистых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников с линзами и прослоями мелкообломочных брекчий .....	11
9. Чередование желтовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников .....	8
Общая мощность тектонической пластины .....	150

Аренигский возраст толщи определяется по находкам конодонтов в желтых кремнях и лиловых кремнистых алевролитах непосредственно из этого разреза. Сходная ассоциация конодонтов и радиолярий найдена выше и ниже диамиктитов [Цай и др., 2001; Обут и др., 2006]. Диамиктиты не имеют слоистости, характеризуются массивным сложением и глыбовой отдельностью. Тела диамиктитов имеют форму пластов, залегающих согласно с выше- и нижележащими пачками разреза. В наиболее мощной пачке диамиктитов (пачка 4) встречена олистоплака кварцитов толщиной до 4 м и длиной более 10 м. Она ориентирована согласно слоистости вмещающих брекчию отложений. Форма обломков остроугольная, неокатанная. Преобладающие размеры обломков — от первых до десятков сантиметров. Степень насыщения брекчий обломочным материалом высокая — матрикс заполняет промежутки между соприкасающимися обломками.

В одном из вертикальных обнажений виден контакт линзы диамиктитов, представляющий собой постепенный переход от брекчий через мелкообломочные брекчии, грубозернистые песчаники до тонкослоистых лиловых алевролитов. Мощность переходной зоны от брекчий до алевролитов не превышает 1 м. Среди кремнистых алевролитов и песчаников пачек 1—3 приведенного разреза также встречаются слои мелкообломочных брекчий. В составе обломочного материала брекчий преобладают кварциты и хлорит-сланцевые сланцы, кроме того, встречаются милонитизированные гнейсы и отдельные обломки известняков, а также породы, характерные для Кокчетавского метаморфического пояса: амфиболиты, плагиоклаз-амфиболовые и кварц-гранат-мусковитовые сланцы. Эти породы широко распространены в 5—15 км к югу и юго-западу от данного участка. Структурно-текстурные признаки, геологическое положение и особенности состава рассмотренных диамиктитов позволяют заключить, что они являются тектоногравитационными олистоострами.

В южной части участка, в районе плотины через р. Чаглинка и в береговых обрывах Чаглинского водохранилища обнажаются сильно милонитизированные гранито-гнейсы. Породы сложены микроклином, плагиоклазом, кварцем и мусковитом. Они имеют мелкозернистую структуру и тонкополосчатую текстуру. Мусковит развивается по плоскостям разгнейсования, замещая биотит при милонитизации





**Рис. 3. Возрастные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектры и изохронные диаграммы, мусковита из милонитизированных гнейсов Чаглинского участка.**

Датировки выполнены А.В. Травиным в ИГМ СО РАН.

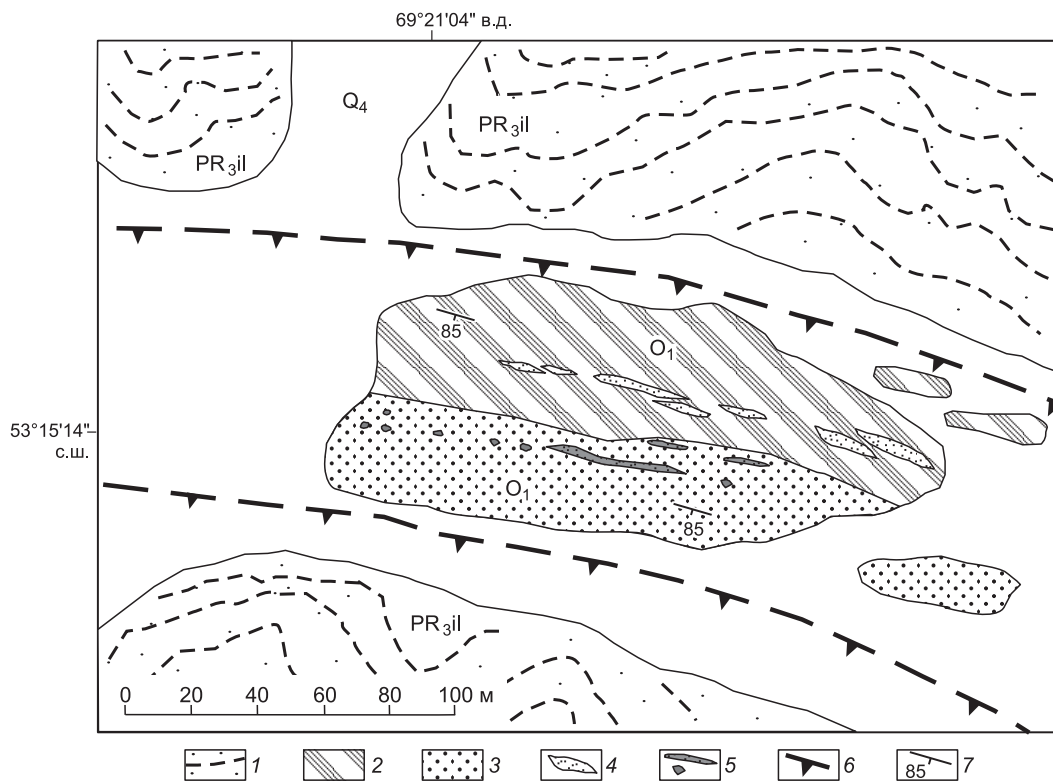
гранито-гнейсов. Нами датирован мусковит из двух образцов милонитизированных гранито-гнейсов (рис. 3, см. табл. 1). Мусковит из обр. Ф-04-30 ( $53^{\circ}16'27.18''$  с.ш.,  $069^{\circ}15'47.4''$  в.д.) имеет возраст плато  $483.8 \pm 3.7$  млн лет, возраст плато мусковита из обр. Ф-04-31 ( $53^{\circ}16'11.58''$  с.ш.,  $069^{\circ}16'40.74''$  в.д.) составляет  $469.1 \pm 3.7$  млн лет. Возраст магматического циркона из гранито-гнейсов составляет  $1148 \pm 16$  млн лет, а модельный возраст ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ) этих пород составляет 2.3—2.4 млрд лет [Туркина и др., 2009]. Таким образом, источником для исходных гранитов (в настоящее время превращенных в гранито-гнейсы) служили кислые породы древнего палеопротерозойского фундамента.

В структуре участка тектонически совмещены породы, резко отличающиеся по времени и глубине формирования, что предполагает значительную амплитуду перемещения по разломам. Раннеордовикский возраст деформаций как в гранито-гнейсах фундамента, так и в метапесчаниках чехла микроконтинента устанавливается с помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования. Наличие олистостром свидетельствует о конседиментационном характере разломов по отношению к нижнеордовикским кремнисто-терригенным отложениям.

### УЧАСТОК ЖЕЙЛЯУ

Участок расположен на юго-западной окраине г. Кокчетав (микрорайон Жейляу) (рис. 4). Ордовикские отложения, содержащие включения олистостром, образуют небольшой линзовидный блок ( $200 \times 80$ — $100$  м), к северу и югу от которого обнажаются кварциты и кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты, слагающие протяженные тектонические пластины. В 1 км к югу, за пределами участка на поверхность выходят blastomylonites по гнейсам и милонитизированные гранито-гнейсы.

Ордовикские отложения представлены рассланцованными алевролитами и песчаниками зеленой и вишнево-бурой окраски, часто насыщенными более грубообломочным материалом и содержащими линзовидные включения мелкообломочных брекчий. Линзовидные слои слагают брекчии, обломочный материал которых представлен милонитизированными гнейсами. Для толщи характерна резкая изменчивость окраски и размера зернистости пород по простиранию. Простирание толщи —  $105^{\circ}$ , падение крутое, около  $85^{\circ}$  на юг. Олистолиты представляют собой неокатанные глыбы кварцитов изометричной или удлиненной формы, достигающие в поперечнике 3—4 м. Глыбы вытянутой формы располагаются длинной стороной параллельно слоистости вмещающих песчаников и алевролитов, тогда как собственная слоистость кварцитов в них ориентирована под углом  $40$ — $45^{\circ}$  к слоистости матрикса. В целом глыбы кварцитов образуют цепочку, вытянутую в направлении слоистости вмещающих отложений. Южнее Кокчетавы находятся небольшие, шириной от десятков до сотен метров, линзовидные тела разнообразных осадочных пород раннесреднеордовикского возраста [Розен, Богоявленская, 1962; Цай, 2001]: крем-

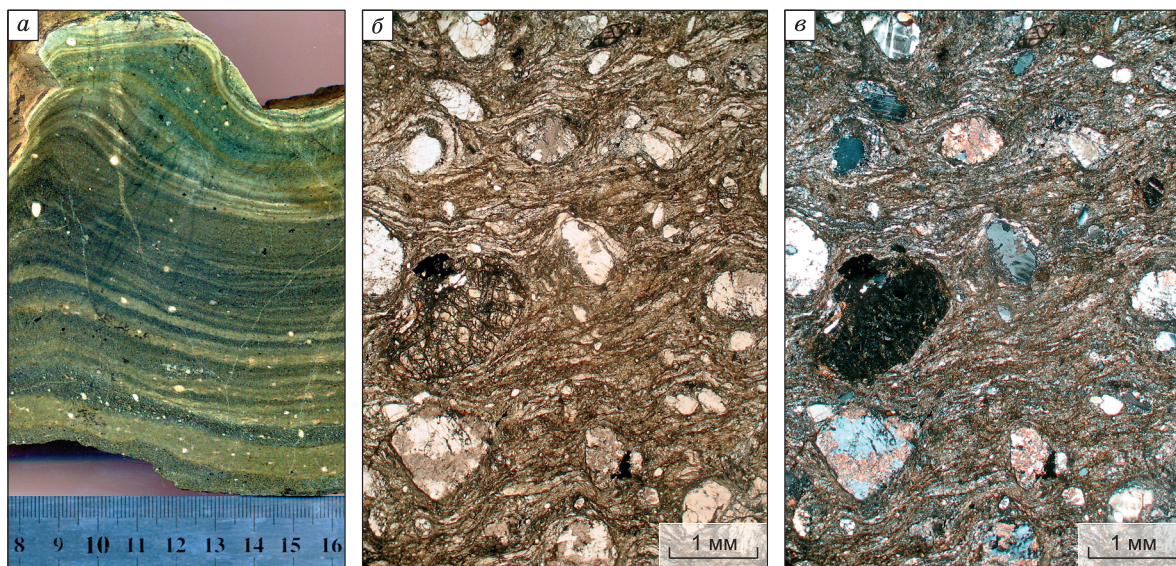


**Рис. 4. Геологическая схема участка Жейляу.**

1 — кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты позднерифейского возраста, 2, 3 — нижнеордовикские отложения жанаусуйской свиты, вмещающие линзы олистостром (2 — алевролиты и песчаники, 3 — песчаники и мелкообломочные брекчии), 4 — линзы брекчий, сложенных обломками милонитизированных гнейсов, 5 — линзы брекчий, сложенных обломками кварцитов, и отдельные глыбы кварцитов, 6 — разломы, 7 — элементы залегания слоистости.

нисто-глинистых сланцев, известняков, песчаников и конгломератов. Линзы ордовикских пород в плане чередуются с более крупными выходами кварц-серицитовых сланцев кокчетавской свиты, либо милонитизированных гнейсов. По-видимому, ордовикские отложения представляют собой фрагменты параавтохтона, вовлеченные в покровообразование. На это указывают следующие факты: линзовидная форма выхода тел и приуроченность ограничений к разрывным нарушениям; крутое до вертикального падение слоев; состав обломочного материала конгломератов, резко отличный от окружающих толщ.

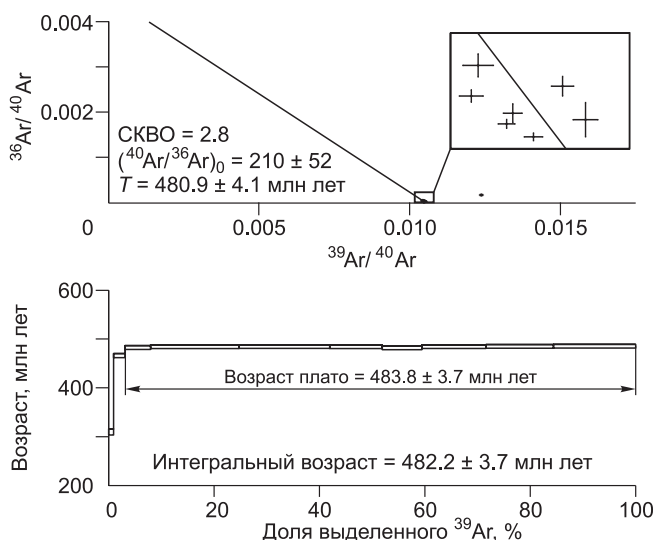
К югу от Кокчетава значительная часть СКТЗ сложена blastomylonitami по гнейсам. Эти породы долгое время рассматривались в качестве кууспекской свиты боровской серии — комплекса порфиroidов, который считался результатом прогрессивного метаморфизма первично вулканогенно-осадочной толщи предположительно позднепротерозойского [Розен, 1972] возраста, залегающей в основании чехла Кокчетавского массива. Геохронологические данные, на основании которых и определяется возраст свиты, были получены к югу от г. Кокчетав, в районе горы Галчева Сопка [Тугаринов и др., 1970]. Изучение петрографии пород и геологического строения участка между г. Кокчетав и Галчевой Сопкой привело нас к выводу, что описанные в работе [Тугаринов и др., 1970] породы являются blastomylonitami и милонитами по протерозойским гнейсам фундамента Кокчетавского микроконтинента. Blastomylonitami (рис. 5) представляют собой серо-зеленые, светло-серые массивные, иногда сланцеватые породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и слюды. Плагиоклаз-альбит нередко замещен серицитом, а биотит — мусковитом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, титанит и турмалин. Текстура породы параллельно-полосчатая с резко выделяющимися порфирокластами полевого шпата и кварца, обычно ориентированными согласно полосчатости породы. Для blastomylonitov характерна порфиробластовая или бластокластическая структура. Порфирокласты представлены калиевым полевым шпатом (микроклином), реже к микроклину добавляется кварц, гранат, алланит и биотит. Порфирокласты разделены на блоки, раздроблены с образованием остроугольных обломков и окружены каймой серицита. Судя по следам вращения, выраженным изгибами полосчатости основной ткани вблизи порфирокластов, их форма является результатом тектонического окатывания. Структура основной



**Рис. 5. Бластомилониты по гнейсам.**

*a* — шлифованный образец, *б* — фотография шлифа в параллельных николях, *в* — фотография шлифа в скрещенных николях.

ткани лепидогранобластовая, иногда микрогранобластовая. Структуры, характерные для метаэффузивов или метаосадков (бластопорфировая, бластосаммитовая и др.), не наблюдаются. Среди бластомилонитов встречаются линзы слабоизмененных гранито-гнейсов, связанные с окружающими бластомилонитами постепенными переходами. Бластомилониты содержат будины хлоритизированных амфиболитов. Возраст пород, определенный по цирконам полуколичественным  $\alpha$ -Pb методом, составляет  $1050 \pm 50$  млн лет [Тугаринов и др., 1970]. Этим же методом по цирконам из гнейсов зерендинской серии получен тождественный возраст [Розен, Краснобаев, 1966]. Обобщая имеющиеся датировки, можно сказать, что  $\alpha$ -Pb методом по монофракциям цирконов получены следующие результаты: для гнейсов зерендинской серии от  $920 \pm 85$  до  $1220 \pm 100$  млн лет [Розен, Краснобаев, 1966; Розен, 1972], для кууспекских порфиroidов — от  $1300 \pm 130$  до  $775 \pm 70$  млн лет [Розен, 1971]. Причем в обоих случаях наиболее часто встречаются возрасты, близкие к 1000 млн лет. На основании имеющихся датировок цирконов  $\alpha$ -Pb методом порфиroidы кууспекской свиты тождественны по возрасту гнейсам зерендинской серии. Современные датировки магматического циркона из гранито-гнейсов методом SHRIMP составляют  $1148 \pm 16$  млн лет [Туркина и др., 2009] и также свидетельствуют о позднепротерозойском возрасте гранито-гнейсов. Бластомилониты по протерозойским гнейсам и гнейсо-гранитам фундамента Кокчетавского микроконтинента широко распространены к юго-востоку от Кокчетав и слагают значительную часть объема СКТЗ.



В 15 км к юго-востоку от Кокчетав, в районе пересечения автотрассы на г. Астана с железной дорогой, наблюдается контакт между кварц-серицитовыми сланцами кокчетавской свиты и среднеордовикскими кремнистыми сланцами и микрокварцитами. Он имеет тектоническую природу. В контактовой зоне, мощность которой составляет около 30 м, сформированы кварц-мусковитовые сланцы с редкими порфиробластами граната. Сланцы сильно брекчированы, вплоть до образования тектонических брекчий. Учитывая, что к северу от этого

**Рис. 6. Возрастной  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр и изохронная диаграмма мусковита из обр. Ф-04-52.**

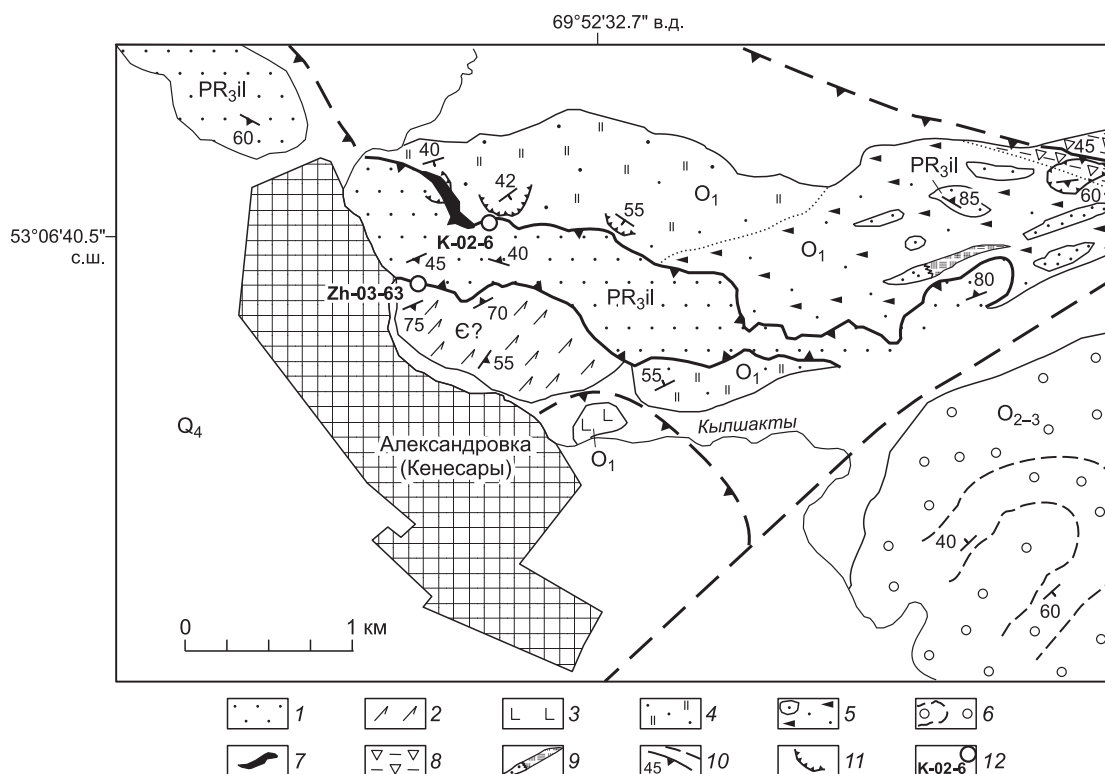
Датировки выполнены А.В. Травиным в ИГМ СО РАН.

участка выходы кварцитов кокчетавской свиты и других пород, генетически связанных с Кокчетавским микроконтинентом, отсутствуют (сплошное поле распространения ордовикских отложений Степнякской зоны), данное разрывное нарушение является фронтальным разломом, ограничивающим СКТЗ с севера (см. рис. 1). Нами был датирован мусковит из этой зоны (обр. Ф-04-52, 53°13'10" с.ш. и 69°38'29" в. д.).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст плато составляет  $483.8 \pm 3.7$  млн лет (рис. 6, см. табл. 1).

### АЛЕКСАНДРОВСКИЙ УЧАСТОК

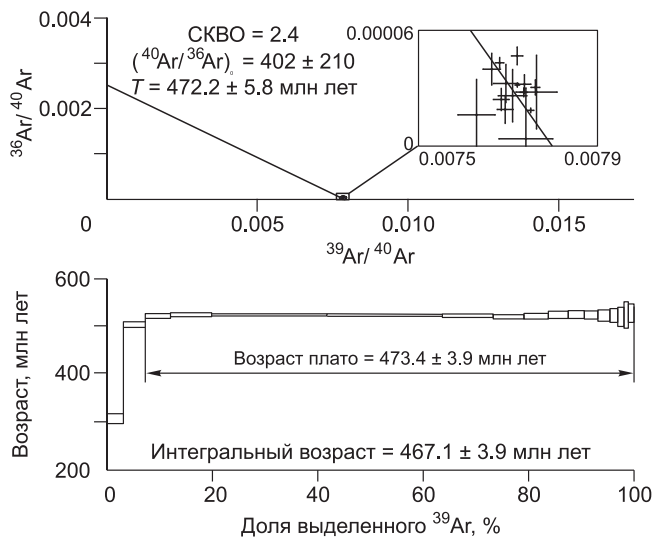
В окрестностях с. Александровка (Кенесары), на правом берегу р. Кылшақты покровно-чешуйчатая структура Северо-Кокчетавской зоны наиболее хорошо выражена (рис. 7). В ее составе мы выделяем две тектонические пластины — нижнюю, сложенную амфиболитами, и верхнюю, сложенную кварцитами кокчетавской свиты. Пластины надвинуты на нижнеордовикские кремнисто-терригенные отложения Степнякской зоны. Фронтальный надвиг кварцитов на кремнисто-терригенную толщу маркируется мощной зоной кварц-мусковитовых сланцев и тектонических брекчий с хлорит-серицитовым матриксом.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст мусковита из этой зоны составляет  $489.7 \pm 3.1$  млн лет (обр. К-02-6, см. рис. 7) [Добрецов и др., 2005а]. На контакте с амфиболитами кварциты рассланцованы и содержат мусковит, вплоть до образования кварц-мусковитовых сланцев. Нами датирован мусковит из кварц-мусковитовых сланцев, отобранных в зоне контакта между пластинами амфиболитов и кварцитов (обр. Zh-03-63, 53°06'33" с.ш., 69°51'28" в.д.). Возраст плато составляет  $473.4 \pm 3.9$  млн лет и хорошо согласуется с изохронным возрастом, составляющим  $472.2 \pm 5.8$  млн лет (рис. 8, см. табл. 2).

Вблизи контакта с кварцитами кремнисто-терригенные породы трещиноваты. В зоне контакта встречаются серпентинитовые сланцы. Контакт наклонен на юго-запад с углами погружения от 45° до 80°. Кремнисто-терригенная толща, включающая линзы олистостром, вскрыта карьерами. Она сложена красными, реже желтыми кремнистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, а также массивными лиловыми и сургучно-красными кремнями, с раковинистым изломом. В кремнистых породах обнаружены конодонты нижнеордовикского возраста [Цай и др., 2001], а также многочисленные формы радиолярий плохой сохранности [Булыго, 1987]. Идентичная по литологическому составу пачка лило-



**Рис. 7. Геологическая схема Александровского участка.**

1 — кварц-серицитовые сланцы и кварциты, илектинская серия, 2 — амфиболиты, 3 — базальты с подушечной отдельностью (предположительно ранний ордовик), 4 — кремнистые сланцы, яшмоиды, алевролиты, аренигского возраста, 5 — кремнисто-терригенная толща, вмещающая олистолиты кварцитов илектинской серии, ранний ордовик, 6 — среднепозднеордовикские конгломераты и песчаники, 7 — серпентиниты шучинского офиолитового пояса, 8 — тектонические брекчии, 9 — олистоплака кварцитов, замещаемая по простиранию шлейфом брекчий, 10 — разломы достоверные и предполагаемые и углы падения плоскостей сместителей, 11 — карьеры, 12 — точки отбора и номера образцов, датированных аргон-аргоновым методом.



**Рис. 8. Возрастной  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр и изохронная диаграмма, мусковита из кварц-мусковитовых сланцев (обр. Zh-03-63) в зоне контакта между пластинами амфиболитов и кварцитов на Александровском участке.**

Датировки выполнены де Граве Й. в Стэнфордском университете, США.

вых и сургучно-красных кремней обнажается также в 12 км к югу от с. Александровка, на окраине с. Игылык. Здесь из кремнистых пород удалось извлечь ассоциацию радиолярий нижнего—среднего ордовика *Proventocitum procerulum* (Nazarov), *Inanigutta* sp. cf. *I. unica* (Nazarov), *Inanigutta* sp. и конодонтов *Periodon flabellum* Lindström, *Paroistodus originalis* (Sergeeva), *Pro-*

*topanderodus rectus* (Lindström), характерных для конодонтовых зон *V. navis* — lower Par. *originalis* среднего—верхнего аренига [Обут и др., 2006].

В поле распространения кремнисто-терригенных пород встречаются тела кварцитов и окварцованных песчаников, милонитизированных гранито-гнейсов и гранат-слюдистых пород. Они представляют собой блоки удлиненной формы, размерами до первых метров — нескольких сотен метров. Блоки расположены хаотично среди мелкообломочных пород. Сланцеватость в блоках, как правило, параллельна их удлинению. На этой площади наиболее распространены кварциты, слагающие блоки до двухсот метров в поперечнике. Они обычно белые, иногда коричневые, ожеженные. Блоки кварцитов образуют небольшие возвышенности и сравнительно хорошо обнажены. Между блоками кварцитов встречаются высыпки и коренные выходы кремнисто-терригенных пород. В поле их выходов встречаются линзы брекчий мощностью около 3 м при протяженности до 25 м. Преобладающий размер обломков в брекчии — первые сантиметры, хотя отдельные обломки достигают 20 см. Форма остроугольная. В обломках преобладают кварциты, но также встречаются амфиболиты и гранат-мусковитовые сланцы, а также красные кремни.

В северо-восточной части Александровского участка, в карьере вскрыта разломная зона, проявленная брекчированными сланцами и тектоническими брекчиями. Брекчии представляют собой почти рыхлую массу из мелкозернистого кварца, слюдистых и глинистых минералов, лимонитизированную, с оксидами меди и углеродистым веществом, пронизанную кварцевыми жилами. На некоторых участках важную роль играет тальк, вплоть до образования кварц-хлорит-тальковых сланцев. Судя по направлению расчленения, разлом погружается на юго-запад под углом около  $45^\circ$ . Мощность зоны тектонитов составляет, по меньшей мере, несколько десятков метров. Исходной породой для описываемых образований служили, вероятно, алевролиты и кремнисто-глинистые породы Степнякской зоны.

### БОРОВСКОЙ УЧАСТОК

Боровской участок расположен к северу от Боровских гор, в 60 км к юго-востоку от г. Кокчетав (см. рис. 1). При пересечении СКТЗ в районе озер Малое и Большое Чебачье с севера на юг наблюдается следующая последовательность пластин: 1) кварц-серицитовые сланцы и доломиты илектинской серии; 2) милонитизированные сланцы и гнейсы с телами амфиболитов; 3) кварц-гранат-мусковитовые сланцы, слюдиты и гнейсы с будинами эклогитов; 4) кварц-серицитовые сланцы и доломиты илектинской серии (пластина тонкая, прерывистая); 5) сложная по составу доордовикская толща, включающая вулканомиктовый флиш, олистостромоконгломераты и плагиоклазовые порфириды. Чешуйчатая структура интродуцирована позднесилурийскими [Летников и др., 2009а] (боровским и орлиногорским) массивами боровского комплекса. Изометричная форма plutonov и резко секущий характер контактов показывают, что совмещение перечисленных пластин произошло до внедрения гранитов. На продолжении структуры зону запечатывают позднеордовикские [Летников и др., 2009б] plutonovы крыкудукского комплекса, что позволяет считать ее возраст не только допозднесилурийским, но и допозднеордовикским. На Боровском участке обнажен контакт между СКТЗ и Степнякской зоной. Повсеместно он имеет тектонический характер. В контактовой зоне залегает комплекс тектонитов (милониты и катаклазиты). Степнякская зона к северу от СКТЗ сложена смятыми в складки вулканогенными и осадочными породами раннесреднеордовикского возраста [Обут и др., 2006]. В региональном масштабе складчатость се-

ро-западной части Степнякской зоны конформна границам Боровского блока Кокчетавского массива, однако при детальном рассмотрении видно, что фронтальный разлом СКТЗ срезает складчатую структуру Степнякской зоны. В районе к северу от озер Малое и Большое Чебачье СКТЗ имеет субширотное простираие, а пачки ордовикских вулканомиктовых песчаников, участвующих в складчатой структуре Степнякской зоны, имеют северо-восточное простираие, т.е. подходят к фронтальному разлому под углом и срезаются им. Взаимоотношения со складчатыми раннесреднеордовикскими комплексами Степнякской зоны и позднеордовикскими гранитоидами позволяют датировать завершение тектонической активности СКТЗ средним ордовиком.

Высокобарические породы Боровского района представлены эклогитами, будинообразные тела которых залегают среди кварц-гранат-мусковитовых сланцев (иногда почти мономинеральных слюдитов). Пластина слюдитых сланцев прослеживается (включая перекрытые четвертичными отложениями и водоемами интервалы), по крайней мере, на 15 км (см. рис. 1). При этом ширина ее составляет от 1 км до 500 м. Пластина содержащих эклогиты сланцев контактирует с пластинами, сложенными гнейсами, кварц-серицитовыми сланцами кокчетавской свиты и доордовикскими вулканогенными и осадочными отложениями. Для эклогитов Боровского участка получены следующие оценки условий формирования эклогитов  $T = 750\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 17\text{—}18$  кбар, что соответствует глубинам около 55—60 км.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст мусковита из кварц-гранат-мусковитовых сланцев, в которых залегают эклогиты, составляет  $493 \pm 5$  млн лет [Жимулев и др., 2010].

Цирконы из гранито-гнейсов вблизи контакта эклогит-слюдитовой и амфиболит-гнейсовой пластин в районе оз. Майбалык (см. рис. 1) датированы Ф.А. Летниковым и В.А. Халиловым: полученные U/Pb возрасты ложатся на дискордию, верхнее пересечение которой соответствует 1.2 млрд лет, а нижнее ~450 млн лет (поздний ордовик), что интерпретируется авторами как время проявления K-Si метасоматоза и формирования мусковитовых сланцев [Летников, Халилов, 1994]. По цирконам из жил гранодиоритов, секущих гнейсовую пластину, получена датировка  $1128 \pm 12$  млн лет [Летников и др., 2007]. Эклогиты и другие свидетельства высокобарического метаморфизма в этой пластине отсутствуют.

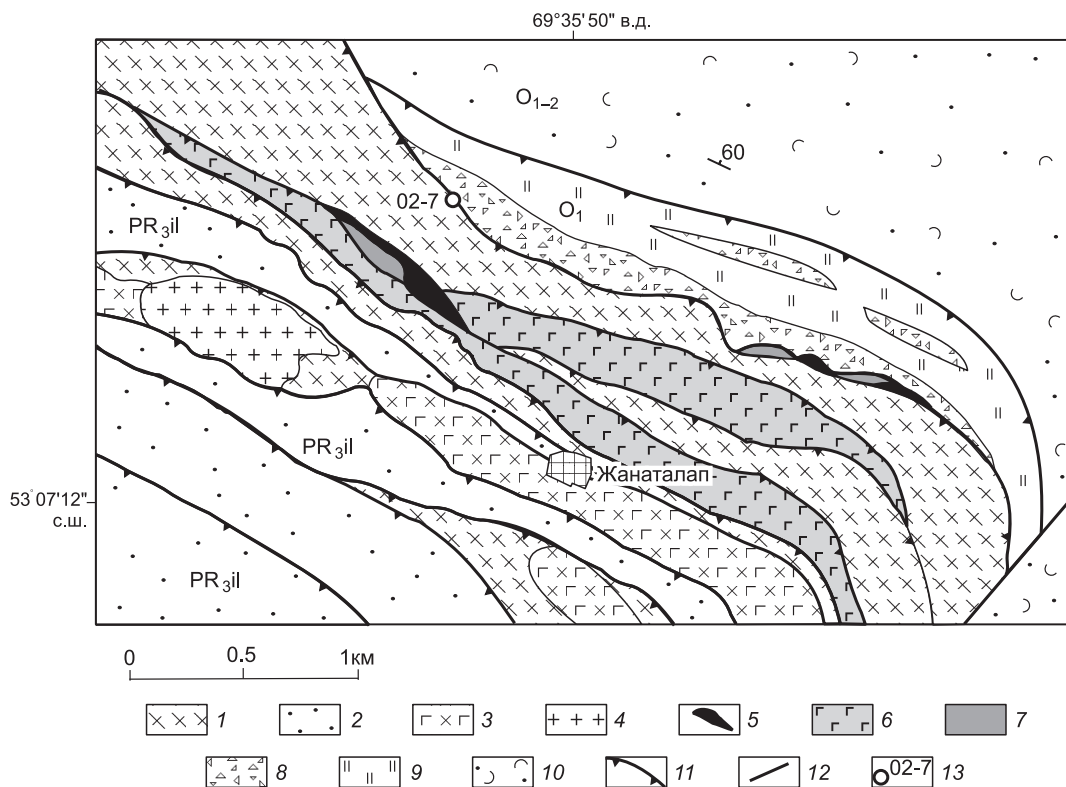
### ЖАНАТАЛАПСКИЙ УЧАСТОК

Участок расположен в районе с. Жанаталап (рис. 9), где простираие Северо-Кокчетавской тектонической зоны меняется от субширотного до субмеридионального. Отличительной особенностью этого участка является широкое развитие офиолитов и грубообломочных отложений олистостромового комплекса. В строении района принимают участие тектонические пластины гнейсов и кристаллических сланцев, кварц-серицитовых сланцев кокчетавской свиты, габбро и серпентинитов щучинского офиолитового комплекса. Надвиги и сочлененные по ним пластины имеют субширотное простираие. В целом пакет тектонических пластин надвинут на расположенные к северу ордовикские толщи Степнякской зоны. В зонах контактов тектонических пластин гнейсы и слюдяные сланцы с гранатом и силлиманитом превращены в микрозернистые серицит-хлорит-кварцевые диафториты с отдельными реликтами граната и силлиманита, а гранатовые амфиболиты в эпидот-хлорит-альбитовые породы. В гнейсах и мигматитах наблюдается милонитизация с образованием криптокристаллического серицит-хлорит-кварцевого агрегата, цементирующего обломки кварца и калиевого полевого шпата.

Мусковит из кварц-слюдитых сланцев кокчетавской свиты имеет  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст  $488.7 \pm 3.5$  млн лет [Добрецов и др., 2005а], что соответствует границе кембрия и тремадока (возрастные границы подразделений общей стратиграфической шкалы даны в соответствии со стратиграфическим кодексом [Стратиграфический кодекс..., 2006]).

Передовой надвиг маркируется небольшими линзовидными телами серпентинитов и серпентинитовыми сланцами, встречающимися совместно с раздробленными породами (гнейсами, кварц-серицитовыми сланцами и габбро-амфиболитами) фронтальной зоны покрова. Вблизи передового надвига породы аллохтона изменены. Слюдистые кварциты и песчаники кокчетавской свиты бластомилонитизированы и смяты в изоклинальные складки. Габбро рассланцовано, отдельные его пластины погружены в серпентинитовый матрикс и также смяты в складки, размер которых достигает 1.5—2 м. Простираие шарниров складок субширотное, т.е. параллельное общему направлению структуры. В современной структуре сместитель передового надвига залегают субвертикально. В подошве аллохтона залегают мономиктовые тектонические брекчии, сложенные остроугольными обломками милонитизированных гнейсов.

В структуре аллохтона участвуют тела габбро и апоперидотитовых серпентинитов, принадлежащие щучинскому офиолитовому комплексу. На участке установлено четыре тела основных и ультраосновных пород. Из них два более крупных тела сложены габбро, габбро-амфиболитами с подчиненным количеством пироксенитов и горнблендитов, а два небольших тела — серпентинитами. Габбро образует тектонические пластины, совмещенные с пластинами гнейсов и кварцитопесчаников и входящие в состав аллохтонного комплекса. Среди габбро преобладают среднекристаллические амфиболитизированные



**Рис. 9. Геологическая схема Жанаталапского участка.**

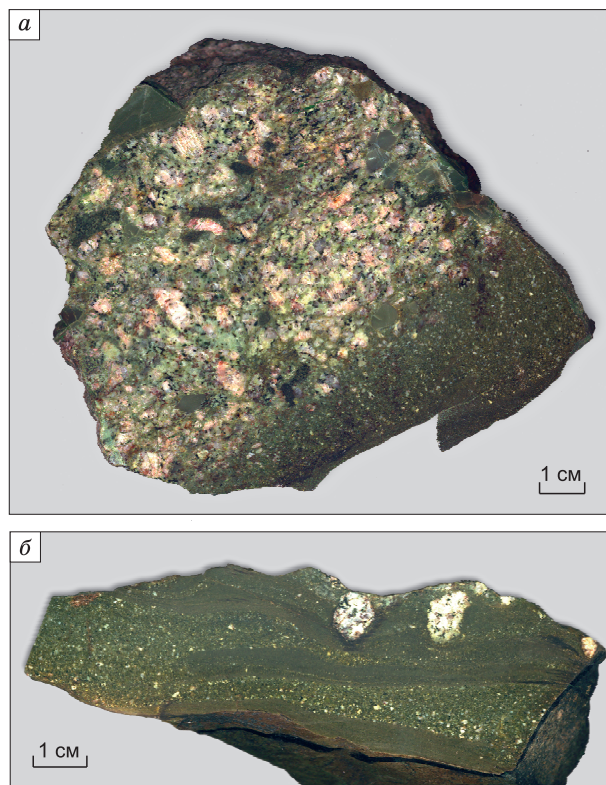
1 — гнейсы с будинами амфиболитов, 2 — кварц-серцитовые сланцы и кварциты, илектинская серия, 3, 4 — докембрийские интрузивные породы: 3 — габбро-диориты, 4 — граниты, 5—7 — щучинский офиолитовый пояс, 5 — серпентиниты, 6 — габбро, 7 — базальты, 8 — олистострома, 9 — кремнисто-терригенная толща аренигского возраста, содержащая линзы брекчий, 10 — вулканомиктовый флиш, поздний арениг (?)—средний ордовик, 11 — надвиги, 12 — сдвиг, 13 — точки отбора и номера образцов, датированных аргон-аргоновым методом.

разности мезо- и меланократового облика. Структура пород габбровая, образованная таблитчатыми выделениями сосюритизированного основного плагиоклаза и короткопризматическими кристаллами буровато-зеленой роговой обманки, развивающейся по диопсиду. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют сфен и титаномагнетит. Среди мезократовых габбро встречаются лейкократовые разновидности, переходные к габбро-диоритам, а также небольшие обособления пироксенитов и горнблендитов. В приконтактных зонах массивов габбро местами рассланцованы и превращены в габбро-амфиболиты. Серпентиниты слагают два небольших линзовидных тела, расположенных в зоне фронтального надвига. Наиболее крупное тело серпентинитов расположено в 2 км к востоку от с. Жанаталап. Это — линза серпентинитов, имеющая размеры в длину около 150 м и в ширину — 40 м. Серпентиниты представлены апоперидотитовыми хризотил-антигоритовыми и перекристаллизованными антигоритовыми разностями, содержащими незначительную вкрапленность хромшпинелида. В отдельных участках они карбонизированы, а в приконтактных зонах в них появляется значительное количество хлорит-пенина.

Олистострома располагается непосредственно перед фронтальным надвигом. Ее мощность достигает 300—400 м. В составе олистостромовой толщи присутствует обломочный материал, объединенный в две группы, которым соответствуют два источника. Первая группа (резко преобладает) представлена породами, слагающими аллохтон: гнейсами, кварц-серцитовыми сланцами, габбро-амфиболитами, гранитами и гранодиоритами. Это неокатанные остроугольные обломки, размерность которых варьирует от миллиметров до первых метров. Иногда встречаются олистоплаки гнейсов, ориентированные согласно грубой слоистости окружающих отложений и достигающие в длину 20 м, при мощности до 2 м. По простиранию они замещаются шлейфом мономиктовых гнейсовых брекчий. Вторую группу, имеющую подчиненное значение и приуроченную к основанию олистостромовой толщи, составляют хорошо окатанные обломки размерами до 10—15 см плагиогранитов, базальтов, яшмоидов. Матриком служит алевролитопесчаная масса. По направлению к аллохтону олистострома становится более насыщенной обломочным материалом, утрачивает песчано-глинистый матрикс и переходит в брекчии и катакла-

## Рис. 10. Пришлифованные образцы.

*а* — виден постепенный переход от брекчии в верхней части, через грубозернистые песчаники до тонкозернистых песчаников в нижней части. Обломочный материал преимущественно гранитный. *б* — линзовидные включения грубозернистых песчаников, содержащие «тонущую» гальку гранитов, в алевролитах.



зиты тектонического меланжа, развитого в зоне фронтального надвига. В северном направлении, в сторону автохтона, грубообломочные отложения олистостромового комплекса постепенно замещаются циклически чередующимися песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, среди которых все реже встречаются линзовидные включения брекчий и конгломератобрекчий. Размеры таких линз варьируют в широких пределах: по простиранию от десятков до сотен метров, по мощности от первых до десятков метров. Иногда среди песчано-глинистых отложений встречаются отдельные неокатанные глыбы гнейсов размером 1.5—2 м в поперечнике. Контакты между включениями брекчий и песчано-алевролитовыми отложениями, в которых они локализируются, нормальные. Часто в пределах обнажения наблюдаются постепенные переходы от мелкообломочных брекчий через грубозернистые песчаники до тонкозернистых песчаников (рис. 10, *а*), в песчаниках встречаются отдельные «тонущие» гальки (см. рис. 10, *б*). Среди кремнисто-терригенных отложений найдены конодонты *Paracordylodus gracilis* (Lindström) и *Periodon flabellum* (Lindström), ассоциация которых известна из интервала конодонтовой зоны *O. evae* среднего аренига [Обут и др., 2006]. Аренигские отложения, содержащие линзы брекчий, включают также разнообразные по окраске и текстурам кремнистые породы. Встречаются кремнистые породы зеленого, красного, серого цветов и тонкопараллельно-слоистой, массивной, брекчиевой, оползневой текстуры. Присутствуют тонкие слои зеленых туфов, содержащие обломки кремнистых пород и прослои алевролитокремнистых пород с галькой гранитоидов. В отдельных алевролитокремнистых слоях обнаружены складки оползания и подвороты слоев. Для алевролитокремнистых прослоев характерно ритмично-слоистое строение. Ритмы представлены чередованием песчано-алевролитовых и кремнистых прослоев. Мощность ритмов достигает 10—15 см. Для аренигской толщи характерна сильная изменчивость по простиранию: большинство пачек заметно меняются по мощности, выклиниваются или изменяют облик на сравнительно небольших расстояниях (первые сотни метров).

В 1 км к северу от фронтального разлома пестрая по составу кремнисто-терригенная толща аренига сменяется толщей вулканомиктовых песчаников с горизонтами туфов, андезитобазальтовых лав и зеленых кремнистых алевролитов. Контакт между ордовикскими толщами простирается субпараллельно фронтальному разлому СКТЗ и также имеет тектоническую природу.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В регионе выявлена новая тектоническая единица — СКТЗ. В ее состав входят: деформированные фрагменты гранитно-метаморфического фундамента и осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента, не подвергшиеся континентальной субдукции и НР метаморфизму; среднепротерозойские кислые вулканические породы, формировавшиеся в эпиконтинентальных условиях; доордовикские базальты, габбро и серпентиниты щучинского офиолитового комплекса; кремнисто-терригенные аренигские отложения, содержащие линзы олистостром; высокобарические породы, представленные амфиболизированными эклогитами в очковых гнейсах и мусковитовых сланцах.

Перечисленные породные комплексы образуют тектонические пластины, границы которых секут внутреннюю структуру пластин. Значительную часть объема зоны слагают тектониты различных фаций глубинности — как тектонические брекчии и катаклазиты, так и бластомилониты. Тектоническое совмещение пород, подвергшихся высокобарическому метаморфизму с неметаморфизованными породами является прямым свидетельством большой амплитуды тектонических перемещений. На Александровском участке установлено тектоническое перекрытие пород Степнякской зоны пластинами, участвующими в



формировании СКТЗ, что является признаком покровной структуры зоны. Повсеместно контакт СКТЗ со Степнякской палеоостроводужной зоной имеет тектоническую природу. Складчатость в Степнякской зоне конформна фронтальному разлому СКТЗ, что также рассматривается как свидетельство его надвиговой природы [Розен, Богоявленская, 1962]. Присутствие в ордовикских породах олистостром, обломочный материал которых представлен породами, характерными для Кокчетавского микроконтинента, также указывает на надвиговый характер рассматриваемой зоны. Надвиговые пакеты тектонических пластин, сложенные контрастными по составу породными комплексами, включающими высокобарические породы, офиолиты, олистостромы и меланжи, формируются в коллизионных обстановках. СКТЗ, располагаясь между породными комплексами Кокчетавского микроконтинента и раннепалеозойскими островодужными и океаническими образованиями, может рассматриваться как коллизионная зона.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасты динамометаморфических пород, выявленных в СКТЗ (милониты по гнейсам фундамента, кварц-серицитовые сланцы по метапесчаникам чехла микроконтинента), лежат в интервале 489—474 млн лет, что соответствует раннему ордовику, причем большая часть полученных возрастов соответствует тремадоку (488—478 млн лет) и началу аренига. Олистостромы выявлены в аренигских отложениях, которые являются наиболее молодыми из вовлеченных в чешуйчато-покровную структуру СКТЗ комплексов. Геологические соотношения указывают на среднеордовикский возраст деформаций. Отложения среднего—верхнего ордовика, хотя и нарушены наиболее крупными из надвигов, однако по степени деформаций и структурному плану резко отличаются от отложений раннего—среднего ордовика. Они образуют грабен, наложенный на надвиговую структуру СКТЗ (р-н оз. Жамантус (см. рис. 1)), и могут рассматриваться как неоавтохтон. Датирование тектонитов  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом позволяет определить возраст милонитизации и динамометаморфизма, т.е. деформации на глубине (температура закрытия  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопной системы мусковита составляет около 370 °С [Hodges, 2004]). Срезание фронтальным разломом СКТЗ складчатых структур, в которые вовлечены отложения среднеордовикского возраста, указывает на то, что тектоническая активность данной коллизионной зоны охватывает не только ранний, но и средний ордовик. Выявленные геологические соотношения, фиксируют наиболее поздние стадии тектонических движений, выраженные в катаклазе и брекчировании, которым подвержены все породы зоны, включая раннеордовикские кварц-мусковитовые тектониты. Многочисленные раннеордовикские датировки были получены по мусковиту и фенгиту из пород Кокчетавского метаморфического пояса [Travin, 1999; Hacker et al., 2003; де Граве и др., 2006]. Следовательно, покровообразование в СКТЗ одновозрастно с позднейшим из выявленных в КМП деформационно-метаморфических этапов.

Полученные данные имеют важное следствие для реконструкции истории формирования КМП. Все этапы регрессивного метаморфизма УНР пород, фиксируемые различными геохронологическими методами, от SHRIMP датирования цирконов до низкотемпературной  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  термохронологии, имеют кембрийский возраст [Борисова и др., 1995; Shatsky et al., 1999; Katayama et al., 2001; Hacker et al., 2003; Корсаков и др., 2009; Ragozin et al., 2009; и др.]. Таким образом, эксгумация УНР пород завершилась к концу кембрия (510—500 млн лет). Датированные нами масштабные коллизионные деформации имеют более молодой, раннесреднеордовикский возраст (490—470 млн лет). Это позволяет заключить, что эксгумация высокобарических пород происходила до жесткой коллизии, вероятно, в условиях продолжающейся континентальной субдукции. Раннеордовикским коллизионным деформациям подверглись тектонические пластины высокобарических пород, шарьированные в позднем кембрии на окраину Кокчетавского микроконтинента. Позднекембрийский надвиг имеет южную вергентность, фрагменты его сохранились на южной границе КМП [Terabayashi et al., 2002]. В зоне надвига сформированы андалузит-кордиерит-гранат-биотитовые сланцы даулетской «свиты», по биотиту из которых получен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  позднекембрийский возраст [Буслов и др., 2010]. Исследование геологической позиции и *P-T-t* истории высокобарических комплексов Гималаев [Leech et al., 2005] и Тиморского региона [Kaneko et al., 2007] показало, что их эксгумация также произошла до коллизионного орогенеза и связанных с ним деформаций.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ – 65804.2010.5, ИП СО РАН 21 «Геодинамические процессы в зонах субдукции: теплофизическое (экспериментальное и теоретическое) моделирование и сопоставление с геолого-геофизическими данными» и РФФИ, грант № 08-05-00733.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Бабичев Е.А., Богоявленская И.А., Булыго Л.В., Мазарович О.А., Минервин О.В., Розен О.М.** О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан) // Вестник Моск. ун-та, 1968, № 1, с. 76—91.

**Борисова Е.Ю., Бибикина Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А.** Геохронологическое изучение цирконов гранито-гнейсов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. РАН, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.

**Булыго Л.В.** Ордовикская система // Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата, Наука, 1987, с. 77—104.

**Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Новые данные о структурном положении и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасте метаморфизма пород средних—низких давлений (даулетской свиты) Кокчетавского метаморфического пояса Северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // Докл. РАН, 2010, т. 434, № 1, с. 82—86.

**Геология Северного Казахстана (стратиграфия).** Алма-Ата, Наука, 1987, 220 с.

**Гончаренко В.Е.** Платформенные формации рифея Кокчетавского массива // Изв. АН КазССР, Сер. геолог., 1974. № 4, с. 56—57.

**де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж.** Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоне: новые структурные и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  данные // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 445—455.

**Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В.** Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда—раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1998, с. 159—166.

**Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Шершаква М.М., Шершаков А.В., Третьяков А.А.** Раннеордовикский вулканогенный комплекс Степнякской зоны (Северный Казахстан): обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 2, с. 224—228.

**Добрецов Н.Л.** Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.

**Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.** Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннеаренигская коллизиино-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005а, т. 402, № 2, с. 212—216.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И.** Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005б, т. 46 (8), с. 806—816.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А.** Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—445.

**Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В.** Структурное положение и петрология эколлитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (2), с. 240—256.

**Жуков М.А., Рахимбаев Т.Б.** Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Сер. Улутау-Кокчетавская. Лист N-42-XXIX. М., 1964, 90 с.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 325 с.; т. 2, 334 с.

**Иванов К.С., Сахаров В.А., Наседкина В.А., Музыка М.И.** Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 1, с. 158—162.

**Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Маршал Х.Р.** Турмалин как  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. РАН, 2009, т. 424, № 4, с. 531—533.

**Леонов М.Г.** Олисторомы в структуре складчатых областей. М., Наука, 1981, 173 с.

**Летников Ф.А., Халилов В.А.** К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т. 334, № 3, с. 352—355.

**Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., Йокаяма К., Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладкочуб Д.П.** К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 4, с. 518—521.

**Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершаква М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф.** Гранодиориты гренилльского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 2, с. 221—224.

**Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.** Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009а, т. 17, № 3, с. 46—54.

**Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.** Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb-возраст и тектоническое положение // Докл. РАН, 2009б, т. 424, № 2, с. 222—226.

**Лыдка К., Филатова Л.И.** Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые, 1982, № 4, с. 130—136.

**Никитин И.Ф.** Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (6), с. 512—528.

**Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С.** Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Советская геология, 1990, № 10, с. 38—48.

**Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И.** Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 455—462.

**Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Попов Н.В., Тристан Н.И., Козлов П.С.** Два этапа высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 54—57.

**Розен О.М.** Рифей Кокчетавского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 102—104.

**Розен О.М.** Кокчетавский массив // Геология СССР. М., Недра, 1972, т. XX, кн. 1, с. 50—57.

**Розен О. М., Богоявленская И. А.** Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Сер. Улутау-Кокчетавская. Лист N-42-XXVIII. М., 1962, 112 с.

**Розен О.М., Краснобаев А.А.** О возрасте гнейсов кокчетавского массива // Бюл. МОИП, 1966, т. XLI, с. 71—76.

**Ситникова Е.С., Шацкий В.С.** Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива по результатам ИК-Фурье спектроскопии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1095—1103.

**Спирidonov Э.М., Сигачев С.П., Ившин Н.К., Минервин О.В., Булыго Л.В., Пославская И.А.** Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 415—420.

**Стратиграфический кодекс России.** СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 95 с.

**Тектоника Казахстана** (объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000.). М., Наука, 1982, 137 с.

**Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Гренвильские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, с. 114—115.

**Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л.** О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия, 1970, № 1, с. 112—116.

**Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.** Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, с. 116—117.

**Харламов М.Г., Липман Р. Х., Зыкова Н.С.** Новые данные к палеонтологической характеристике шарыкской и андреевской свит (Северный Казахстан) // Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 1, с. 182—184.

**Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.** О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001, № 2, с. 4—12.

**Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.** Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника, 2001, № 5, с. 26—44.

**Chopin C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 212, p. 1—14.

**Claoue-Long J.C., Sobolev N.L., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology, 1991, v. 19, p. 710—713.

**Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiko Y.A.** Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // Tectonophysics, 1994, v. 233, p. 293—313.

**Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G.** Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan ? // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 61—75.

**Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on Geochemistry*. Oxford, UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.

**Kaneko Y., Maruyama S., Kadarusman A., Ota T., Ishikawa M., Tsujimori T., Ishikawa A., Okamoto K.** On-going orogeny in the outer-arc of the Timor-Tanimbar region, eastern Indonesia // *Gondwana Res.*, 2007, № 11, p. 218—233.

**Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.** Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

**Leech M.L., Singh S., Jain A.K., Klemperer S.L., Manickavasagam R.M.** The onset of India — Asia continental collision: early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 234, p. 83—97.

**Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y., Katayama I., Maruyama S.** Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model // *Intern. Geol. Rev.*, 2004, v. 46, p. 1—27.

**Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP — UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, № 9, p. 439—455.

**Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H.** Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure—high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldat-Kol region, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, № 9, p. 328—357.

**Ragozin A. L., Liou J. G., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The timing of partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 274—284.

**Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

**Terabayashi M., Ota T., Yamamoto H., Kaneko Y.** Contact metamorphism of the Daulet Suite by solid-state emplacement of the Kokchetav UHP-HP metamorphic slab // *Intern. Geol. Rev.*, 2002, v. 44, № 9, p. 819—830.

**Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A.** Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamélange (north Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 284—303.

**Travin A. V.** Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamélange // *Fourth International eclogite field symposium guide to the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of Kokchetav Massif*. Novosibirsk, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, 1999, p. 52—56.

*Поступила в редакцию  
31 мая 2010 г.*