

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И
P-T-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА БОДОНЧИН
(Монгольский Алтай)**

О.П. Полянский, В.П. Сухоруков, А.В. Травин, И.Г. Алехин, Д.С. Юдин

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

На основе новых петрологических и термохронологических данных выполнен анализ условий метаморфизма и тектонической эволюции зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай). На основе применения минеральных геотермометров и геобарометров сделаны оценки параметров термического состояния участка коры Монгольского Алтая в процессе коллизии террейнов и реконструирована форма палеогеотермы на момент пиковых условий синколлизийного метаморфизма. Термическое состояние коры характеризовалось либо повышенным содержанием радиоактивных источников тепла, либо повышенным мантийным тепловым потоком. Оценки температур и давлений метаморфизма пород из двух зон (ставролит-кианитовых сланцев и мигматитов) метаморфического комплекса Бодончин соответствуют палеогеотермам со средними температурными градиентами $\partial T/\partial z = 25.5$ и $27.2^\circ\text{C}/\text{км}$. На основе изотопного датирования цирконов и метаморфических минералов построена термохронологическая модель регрессивной стадии эволюции полиметаморфического комплекса. Сделаны оценки скорости подъема метаморфических пород к поверхности в результате надвиговых движений в зоне Булганского разлома (0.3—1 мм/год).

Метаморфизм, термохронология, геотермобарометрия, геотерма, P-T-параметры, Монгольский Алтай.

**TECTONIC INTERPRETATION OF THE THERMOCHRONOLOGICAL DATA AND PT-CONDITIONS
OF ROCK METAMORPHISM IN THE BODONCHIN ZONAL COMPLEX
(Mongolian Altay)**

O.P. Polyansky, V.P. Sukhorukov, A.V. Travin, I.G. Alekhin, and D.S. Yudin

Based on the new petrological and thermochronological data, analysis of the metamorphism conditions and tectonic evolution of the Bodonchin zonal complex in Mongolian Altay was performed. Using mineral geothermometers and geobarometers, the parameters of the thermal state of the Mongolian Altay crust site during the collision of terranes were estimated, and the paleogeotherm at the peak of syncollisional metamorphism was reconstructed. The thermal state of the crust was characterized by either a high content of radioactive heat sources or a high mantle heat flow. The estimated metamorphism temperatures and pressures of rocks in two zones (staurolite-kyanite schists and migmatites) of the Bodonchin complex correspond to the paleogeotherms with average temperature gradients $\partial T/\partial z = 25.5$ and $27.2^\circ\text{C}/\text{km}$. The results of isotope dating of zircons and metamorphic minerals were used to construct a thermochronological model for the regressive stage of evolution of the polymetamorphic complex. The rates of the ascent of metamorphic rocks to the surface as a result of thrusts in the Bulgan Fault zone were estimated at 0.3–1 mm/year.

Metamorphism, thermochronology, geothermobarometry, geotherm, PT-conditions, Mongolian Altay

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция тектонической истории структур Урало-Монгольского складчатого пояса — крупнейшего линеймента Центральной Азии — вызывает интерес в связи с проблемой формирования коры континентального типа [Şengör et al., 1993; Windley et al., 2002; Badarch et al., 2002; Добрецов, 2003; Буслов и др., 2003]. Для объяснения механизма роста коры Южных Алтаид, включающих Рудный и Горный Алтай, Восточно-Джунгарский пояс Китая и Монгольский Алтай, авторы привлекают различные модели, сочетающие процессы коллизии и вращения террейнов. Одним из количественных подходов,

позволяющих определить эволюцию отдельных блоков коры, в последнее время стал термохронологический метод исследований, основанный на концепции «температуры закрытия» [Dodson, 1973; Hodges, 2004]. Эта концепция состоит в том, что существует пороговая температура, ниже которой диффузионные процессы в изотопных и неизотопных (треки деления в минералах) системах практически прекращаются. Таким образом, зная возраст, определенный по разным изотопным отношениям в минералах, мы можем построить эволюционную кривую в координатах температура—время для конкретной точки. Пересчитывая значение температуры в координату глубины, можно реконструировать историю погружения/подъема к поверхности данного блока. Для этого необходимо знать изменение температуры с глубиной, т.е. форму палеогеотермы для конкретного участка коры. Эту информацию можно получить независимым методом оценки температуры и давления метаморфизма, используя аппарат геотермобарометрии.

В пределах южного склона Монгольского Алтая обнажается фрагмент коры, состоящий из изоклинально-складчатых пород мощностью более 20 км и представляющий собой непрерывную метаморфическую зональность от зеленосланцевой фации до мигматитов. Данная статья посвящена попытке совместного применения термохронологического и геотермобарического методов с целью построения тектонической модели развития бодончинского метаморфического комплекса южной части Монгольского Алтая. Подобные примеры использования геохронологических данных для датирования деформационных процессов описаны в литературе для ряда орогенных систем, таких как иберийский складчатопокровный комплекс [Abalos et al., 1996] и Каракорумская сутурная зона Гималаев [Valli et al., 2008].

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Бодончинский комплекс расположен в западной части южного фаса Монгольского Алтая. С юга он ограничен Булганским разломом, входящим в структуру Главного Монгольского линейamenta, который, в свою очередь, является продолжением Иртышской сдвиговой зоны [Windley et al., 2002]. Рассматриваемый метаморфический пояс в структуре Монгольского Алтая локализован вдоль границы герцинид с каледонидами в Гоби-Алтайской зоне [Моссаковский и др., 1993] (рис. 1, а). В структурно-тектоническом плане он принадлежит к Целской тектонической пластине и состоит из метаморфических пород «неопределенного тектонического происхождения» [Badarch et al., 2002]. Для получения сведений о составе и возрасте протолита, а также уточнения термической истории региона представляет интерес рассмотрение новых изотопных датировок, полученных по метаморфическим породам U-Pb и Ar-Ar методами.

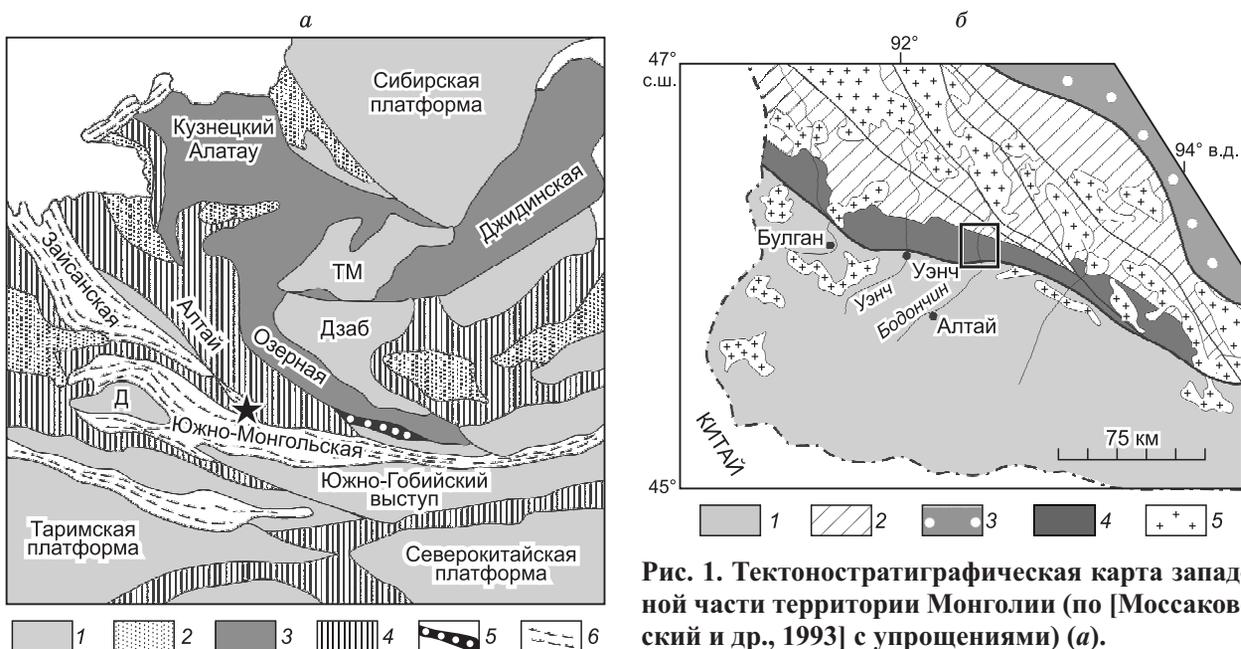


Рис. 1. Тектоностратиграфическая карта западной части территории Монголии (по [Моссаковский и др., 1993] с упрощениями) (а).

1 — платформы и микроконтиненты: ТМ — Тувино-Монгольский, Дзаб — Дзабханский, Д — Джунгарский; 2—4 — аккреционные складчатые системы: 2 — неопротерозойские, 3 — салаирские, 4 — каледонские; 5, 6 — коллизийные складчатые системы: 5 — каледонские, 6 — герцинские. Звездочкой показано местоположение изучаемого участка.

Схема геологического строения южной части Монгольского Алтая (б).

1 — герциниды Южно-Монгольского пояса, 2 — каледониды краевой части Североазиатского палеоконтинента, 3 — ранние каледониды Озерной зоны, 4 — полиметаморфические комплексы южного фаса Монгольского Алтая (Цэлский террейн), 5 — разновозрастные гранитоиды (по [Козаков и др., 2007]). Квадратом показано местоположение изучаемого участка метаморфического комплекса Бодончин.

Данные исследований в этом и соседних сегментах Главного Монгольского линеамента говорят о следующих тектонических процессах [Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2009 и ссылки там]. По данным [Xiao et al., 2004], в течение кембрия и до середины ордовика бодончинский комплекс подвергся сжатию в процессе сближения микроплит Бааран и Турген, которое привело к субдукции с наклоном плоскости погружения в северо-восточном направлении. В позднем ордовике—силуре закрытие океана продолжалось, Целский террейн был окружен бассейнами океанического типа. В позднем девоне произошла коллизия, вызвавшая образование покровно-надвиговых структур, метаморфизм с инвертированным распределением изоград и объемные выплавки гранитоидов [Xiao et al., 2004]. Согласно принятой тектоностратиграфической схеме региона (см. рис. 1, а), бодончинский комплекс ограничен с юга преддуговым бассейном (тектонический блок Бааран), а с севера — пластиной Турген, представляющей девонский аккреционный клин [Badarch et al., 2002]. По простиранию Целская тектоническая пластина обрамляет южный склон Монгольского Алтая вдоль Главного Монгольского линеамента (см. рис. 1, б).

Формирование Целского метаморфического пояса предыдущими исследователями связывается с несколькими этапами [Бибикова и др., 1992; Козаков, 1986; Козаков и др., 1997, 2002]. Начальная стадия характеризуется метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа (384 ± 2 — 385 ± 5 млн лет), достигавшим степени амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. На втором этапе (365 ± 4 — 371 ± 2 млн лет, возраст оценен по синкинематическим породам габбро-плагиигранитного комплекса) характер метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, достигавший условий амфиболитовой фации. Завершаются метаморфические преобразования региональным метаморфизмом в температурных условиях фации зеленых сланцев.

В бодончинском комплексе, в отличие от восточной части Целского пояса, в наименьшей степени проявлен метаморфизм ранней стадии, метаморфические породы характеризуются развитием минеральных ассоциаций второго (кианит-силлиманитового) этапа метаморфизма. Породы имеют субвертикальное залегание. При пересечении комплекса вкрест простирания метаморфических толщ (по р. Бодончин) наблюдается последовательная смена минеральных ассоциаций в породах. Северная часть разреза сложена зелеными сланцами с минеральной ассоциацией $Bt + Chl + Ms + Pl + Qtz \pm Ep$ в метапелитах и $Hbl + Chl + Pl + Qtz$ в метабазитах. При продвижении на юг в метапелитах появляется гранат. Метапелиты средней части разреза представлены ставролит-кианитовыми сланцами, наиболее полная минеральная ассоциация в них $Grt + St + Ky + Fibr + Bt + Ms + Pl + Qtz$. В амфиболитах присутствует гранат. В этой части разреза среди метаморфических пород присутствуют в большом количестве послынные и секущие гранитные жилы мощностью от 20—30 см до 2—3 м. Они смяты и будинированы согласно с вмещающими сланцами. В южной части разреза (южнее устья р. Эргийн-Ус) преобладают гранат-биотитовые с силлиманитом сланцы ($Grt + Bt + Sil + Pl + Qtz$) с прослоями амфиболитов. В породах присутствуют многочисленные следы мигматизации и плавления. Местами мигматиты секутся жилами пегматоидных мусковитовых гранитов ($\pm Tur, Grt, Bel$), эти жилы недеформированны и имеют резкие прямолинейные границы. Далее на юг толща мигматитов контактирует по Булганскому разлому с зелеными сланцами, аналогичными наблюдаемым в северной части разреза.

***P-T*-ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА**

Минеральные ассоциации, установленные в образцах, характерны для эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений. Составы минералов из разных метаморфических зон бодончинского комплекса приведены в табл. 1—5. Ставролит характеризуется железистостью 0.75—0.87 и содержанием ZnO менее 1 мас. %. Биотит из ставролитовых сланцев имеет железистость 0.36—0.5 и содержит 1.3—1.8 мас. % TiO_2 , биотит из мигматитов — железистость 0.42—0.52 и 1.77—2.35 мас. % TiO_2 . Гранаты из ставролитовой зоны характеризуются, как правило, ростовой зональностью, в них наблюдается понижение содержания от центра к краю спессартинового и гроссулярового компонентов, содержание пироба и альмандина изменяется незначительно и может как повышаться, так и понижаться от центра к краю зерен в разных образцах. Гранаты мигматитов характеризуются практически постоянным составом. Основность плагноклаза колеблется от 0.22 до 0.41.

P-T-параметры метаморфизма были оценены с применением программы THERMOCALC с использованием согласованной базы термодинамических данных [Holland, Powell, 1990], а также с помощью указанных в табл. 6 минералогических геотермометров и геобарометров. Для расчетов использовались составы минералов, приведенные в табл. 1—5. В кианит-ставролитовой зоне (минеральные ассоциации I—IV) температура повышается от 550 до 675°C при давлении 5.5—7.7 кбар; оценки, полученные для мигматитовой зоны (минеральные ассоциации V—VII), составляют от 600 до 720—745°C при давлении 5.5—7.6 кбар. Полученные оценки *P-T*-параметров приведены в табл. 6 и на рис. 2, где показано пространственное расположение точек опробования, а также на рис. 3, где они совмещены с модельными геотермами, метод расчета которых описан далее. Предполагалось, что на всех стадиях формирования комплекса давление соответствовало литостатическому.

Таблица 1.

Составы ставролитов из сланцев Бодончинского блока

Компонент	0428	0429	0462	0452	B62	B21	B32	B77	B2	B30	B63	B23a
SiO ₂ , мас. %	27.55	27.69	27.88	28.02	28.20	28.61	27.35	27.78	27.94	27.96	27.72	28.19
TiO ₂	0.69	0.68	0.61	0.63	0.31	0.52	0.56	0.64	0.59	0.59	0.60	0.60
Al ₂ O ₃	53.85	53.61	54.23	53.64	54.55	55.35	52.48	53.50	52.74	53.21	53.41	53.82
FeO	13.61	13.94	13.33	13.83	12.31	11.39	14.04	13.32	13.78	13.81	13.34	12.50
MnO	0.31	0.24	0.26	0.19	0.20	0.15	0.35	0.35	0.45	0.46	0.35	0.32
MgO	2.12	2.09	2.09	1.61	2.35	0.92	2.41	2.32	2.54	2.29	2.49	2.16
ZnO	0.11	0.19	0.16	0.29	0.42	0.93	0.37	0.18	0.36	0.36	0.28	0.12
Сумма	98.25	98.47	98.58	98.21	98.37	97.95	97.58	98.12	98.40	98.72	98.21	97.71

Формульные единицы рассчитаны на 46 O

Si, г/т	7.62	7.66	7.67	7.76	7.74	7.85	7.66	7.69	7.74	7.72	7.68	7.79
Ti	0.14	0.14	0.13	0.13	0.06	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12
Al	17.56	17.48	17.59	17.50	17.65	17.91	17.33	17.46	17.23	17.33	17.43	17.53
Fe	3.15	3.22	3.07	3.20	2.83	2.61	3.29	3.08	3.19	3.19	3.09	2.89
Mn	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.08	0.08	0.11	0.11	0.08	0.07
Mg	0.87	0.86	0.86	0.66	0.96	0.38	1.01	0.96	1.05	0.94	1.03	0.89
Zn	0.02	0.04	0.03	0.06	0.09	0.19	0.08	0.04	0.07	0.07	0.06	0.02
F	0.78	0.79	0.78	0.83	0.75	0.87	0.77	0.76	0.75	0.77	0.75	0.76

Таблица 2.

Составы биотитов из сланцев и мигматитов Бодончинского блока

Компонент	0428	0429	0462	0452	B62	B21	B32	B77	B2	B30	B63	B23a	0421	0412	B8	B10	B34b	B46	0414
SiO ₂ , мас. %	36.12	36.04	36.23	35.82	38.31	36.50	37.26	36.91	37.29	36.67	37.12	37.40	35.83	35.84	36.36	36.76	36.31	37.16	36.67
TiO ₂	1.87	1.87	1.88	1.55	1.33	1.40	1.62	1.53	1.55	1.36	1.49	1.40	2.35	2.15	1.81	2.14	2.02	1.77	2.00
Al ₂ O ₃	19.04	18.90	19.10	19.27	19.40	18.90	19.33	19.36	18.99	18.66	19.14	19.17	18.72	19.16	19.55	18.85	19.10	18.95	19.01
FeO	16.96	17.06	16.70	17.22	13.30	18.35	16.18	15.70	16.11	16.66	16.02	14.42	17.57	17.28	18.56	15.87	17.43	15.53	15.90
MnO	0.11	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.10	0.12	0.16	0.11	0.08	0.08	0.049	0.044	0.24	0.04	0.08	0.04
MgO	11.75	10.81	11.31	11.38	13.54	10.40	12.23	12.38	12.33	12.29	12.12	13.22	10.98	10.97	9.45	11.91	10.98	12.55	12.31
Na ₂ O	0.38	0.41	0.52	0.19	0.44	0.09	0.38	0.48	0.45	0.28	0.43	0.30	0.21	0.374	0.292	0.36	0.40	0.46	0.31
K ₂ O	8.40	8.85	8.63	9.30	8.80	9.53	9.10	8.91	8.82	8.99	9.25	8.65	8.86	8.84	9.43	8.94	9.14	8.78	8.63
Сумма	94.65	94.08	94.49	94.78	95.18	95.26	96.22	95.41	95.70	95.09	95.67	94.67	94.61	94.73	95.51	95.15	95.44	95.32	94.87

Формульные единицы рассчитаны на 11 O

Si, г/т	2.72	2.74	2.73	2.71	2.80	2.76	2.75	2.74	2.76	2.75	2.76	2.77	2.71	2.71	2.74	2.74	2.72	2.76	2.74
Ti	0.11	0.11	0.11	0.09	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.13	0.12	0.10	0.12	0.11	0.10	0.11
Al ^{IV}	1.28	1.26	1.27	1.29	1.20	1.24	1.25	1.26	1.24	1.25	1.25	1.23	1.29	1.29	1.26	1.26	1.28	1.24	1.26
Al ^{VI}	0.41	0.43	0.43	0.42	0.48	0.44	0.43	0.43	0.42	0.40	0.43	0.45	0.38	0.41	0.48	0.40	0.41	0.41	0.41
Fe	1.07	1.08	1.05	1.09	0.81	1.16	1.00	0.98	1.00	1.04	0.99	0.89	1.11	1.09	1.17	0.99	1.09	0.96	0.99
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Mg	1.32	1.22	1.27	1.28	1.48	1.17	1.35	1.37	1.36	1.37	1.34	1.46	1.24	1.24	1.06	1.33	1.23	1.39	1.37
Na	0.06	0.06	0.08	0.03	0.06	0.01	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	0.05	0.06	0.07	0.04
K	0.81	0.00	0.83	0.90	0.82	0.92	0.86	0.84	0.83	0.86	0.88	0.82	0.86	0.85	0.91	0.85	0.87	0.83	0.82
F	0.45	0.47	0.45	0.45	0.36	0.50	0.43	0.42	0.42	0.43	0.43	0.38	0.47	0.47	0.52	0.43	0.47	0.41	0.42

Таблица 3.

Составы гранатов из сланцев и мигматитов Болончинского блока

Компонент	0428		0429		0462		0452		B62		B21		B32		B77		B2		B30		
	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	Grtr	Grtc	
SiO ₂ , мас. %	36.89	37.51	37.25	37.14	37.68	37.60	37.38	36.81	38.12	38.38	37.50	36.97	37.63	38.09	37.38	37.56	37.79	38.00	38.34	37.65	
Al ₂ O ₃	20.91	21.08	20.87	20.88	21.01	21.05	20.77	20.47	21.67	21.64	20.95	20.87	21.00	21.57	20.94	21.09	21.20	21.10	21.57	20.98	
FeO	30.15	29.53	32.11	28.49	31.70	30.26	32.12	23.96	32.49	32.77	33.39	30.07	30.44	30.22	30.05	28.92	29.17	28.64	27.85	23.48	
MnO	5.41	5.53	4.25	7.97	4.23	5.38	3.51	12.65	2.49	1.49	2.14	5.58	5.10	4.41	5.72	5.98	5.96	5.78	6.66	12.03	
MgO	4.05	3.94	3.68	2.86	3.55	3.80	3.10	1.46	4.87	5.73	2.94	2.53	3.44	4.60	3.70	4.11	3.54	4.05	4.04	2.90	
CaO	1.73	2.03	1.85	2.19	2.24	1.81	2.89	3.89	1.00	0.60	2.50	3.11	2.06	1.85	1.90	1.80	2.36	2.43	2.33	3.31	
Сумма	99.19	99.66	100.06	99.62	100.47	99.96	99.83	99.39	100.70	100.63	99.53	99.28	99.76	100.81	99.73	99.55	100.08	100.05	100.84	100.46	
Формульные единицы рассчитаны на 12 O																					
Si, r/г	2.98	3.01	0.46	0.35	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.02	3.00	3.02	3.00	3.00	3.01	3.02	3.02	3.02	3.01	
Al	1.99	1.99	3.00	3.00	1.98	1.99	1.97	1.97	2.01	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.98	1.99	1.98	1.99	2.00	1.98	
Fe	2.04	1.98	1.98	1.99	2.12	2.03	2.16	1.64	2.14	2.15	2.25	2.04	2.04	1.99	2.02	1.94	1.91	1.95	1.84	1.57	
Mn	0.37	0.38	2.10	1.93	0.29	0.37	0.24	0.87	0.17	0.10	0.15	0.38	0.35	0.29	0.39	0.41	0.39	0.40	0.44	0.81	
Mg	0.49	0.47	0.00	0.01	0.42	0.45	0.37	0.18	0.57	0.67	0.35	0.31	0.41	0.54	0.44	0.49	0.48	0.42	0.48	0.35	
Ca	0.15	0.17	0.00	0.00	0.19	0.16	0.25	0.34	0.08	0.05	0.22	0.27	0.18	0.16	0.16	0.16	0.21	0.20	0.20	0.28	
X _{Alm}	0.67	0.66	0.69	0.64	0.70	0.68	0.71	0.54	0.72	0.72	0.76	0.68	0.69	0.67	0.67	0.65	0.64	0.66	0.62	0.52	
X _{Py}	0.16	0.16	0.15	0.11	0.14	0.15	0.12	0.06	0.19	0.23	0.12	0.10	0.14	0.18	0.15	0.16	0.16	0.14	0.16	0.11	
X _{Grs}	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.08	0.11	0.06	0.03	0.05	0.13	0.12	0.10	0.13	0.14	0.13	0.14	0.15	0.27	
X _{Sps}	0.12	0.13	0.11	0.18	0.09	0.12	0.08	0.29	0.03	0.02	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.09	
F	0.81	0.81	0.82	0.85	0.83	0.82	0.85	0.90	0.79	0.76	0.86	0.87	0.83	0.79	0.82	0.80	0.80	0.82	0.79	0.82	

Компонент	B23a		0421		0412		B8		B10		B34b		B46		0414	
	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts	Grtr	Grts
SiO ₂ , мас. %	37.40	37.87	38.14	37.20	37.57	38.48	37.64	37.54	37.23	37.68	37.43	38.10	38.15	37.83		
Al ₂ O ₃	20.79	21.13	20.91	20.78	20.70	21.69	20.95	20.76	20.64	20.96	21.27	21.25	21.11	21.03		
FeO	31.59	32.08	30.49	32.52	31.79	33.57	25.64	24.14	34.56	33.16	30.41	29.88	31.14	30.07		
MnO	4.82	3.42	4.80	3.74	4.64	2.45	11.12	12.28	1.98	1.11	2.94	3.71	2.58	3.48		
MgO	4.19	4.09	4.20	3.69	3.73	2.94	3.03	3.30	3.87	5.10	5.78	5.70	4.94	4.71		
CaO	0.58	1.86	1.96	1.64	1.76	1.61	2.14	1.60	1.21	1.59	1.74	1.76	2.04	2.46		
Сумма	99.49	100.51	100.54	99.60	100.25	100.80	100.67	99.74	99.54	99.62	99.59	100.41	100.00	99.62		
Si, г/г	3.01	3.01	3.03	3.00	3.01	3.04	3.01	3.02	3.01	3.01	2.98	3.00	3.02	3.01		
Al	1.97	1.98	1.96	1.98	1.96	1.98	1.97	1.97	1.96	1.97	1.99	1.97	1.97	1.97		
Fe	2.13	2.13	2.02	2.19	2.13	2.29	1.71	1.63	2.33	2.21	2.02	1.97	2.06	2.00		
Mn	0.33	0.23	0.32	0.26	0.32	0.16	0.75	0.84	0.14	0.08	0.20	0.25	0.17	0.24		
Mg	0.50	0.49	0.50	0.44	0.45	0.29	0.36	0.40	0.47	0.61	0.69	0.67	0.58	0.56		
Ca	0.05	0.16	0.17	0.14	0.15	0.20	0.18	0.14	0.11	0.14	0.15	0.15	0.17	0.21		
X _{Alm}	0.71	0.71	0.67	0.72	0.70	0.78	0.57	0.54	0.77	0.73	0.75	0.75	0.69	0.67		
X _{Py}	0.17	0.16	0.17	0.15	0.15	0.10	0.12	0.13	0.15	0.20	0.66	0.65	0.20	0.19		
X _{Grs}	0.11	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.25	0.28	0.04	0.02	0.22	0.22	0.06	0.07		
X _{Spss}	0.02	0.08	0.11	0.08	0.10	0.07	0.06	0.05	0.03	0.04	0.06	0.08	0.06	0.08		
F	0.81	0.81	0.80	0.83	0.83	0.88	0.83	0.80	0.83	0.79	0.05	0.05	0.78	0.78		

Формульные единицы рассчитаны на 12 O

Примечание. Grtr — анализ краевой части граната, Grts — центральной.

Таблица 4. Составы плагиноклазов из сланцев и мигматитов Бодончинского блока

Компонент	0428	0429	0462	0452	B21	B32	B77	B2	B30	B63	B23a	0421	0412	B8	B10	B34b	B46	0414
SiO ₂ , мас. %	60.42	60.93	61.10	58.63	67.65	60.83	61.52	60.21	59.07	61.61	66.07	61.20	60.39	60.51	62.74	60.78	57.96	58.15
Al ₂ O ₃	24.61	23.94	24.22	26.75	19.80	25.60	24.13	25.08	25.38	24.62	21.61	25.47	25.02	25.52	23.48	24.27	26.07	26.96
CaO	6.57	6.08	5.93	7.98	0.57	6.85	5.62	6.67	7.20	6.30	2.40	6.70	6.71	7.12	4.70	5.98	8.04	8.21
Na ₂ O	7.70	7.86	8.32	6.50	11.09	6.05	8.63	7.87	7.45	7.80	9.93	6.74	7.54	7.39	9.08	8.12	7.15	6.51
K ₂ O	0.07	0.13	0.08	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07	0.12	0.07	0.08	0.07	0.05	0.05	0.07
Сумма	99.48	99.21	99.72	100.04	99.35	99.57	100.09	100.03	99.27	100.60	100.21	100.26	99.81	100.70	100.19	99.30	99.39	99.93

Формульные единицы рассчитаны на 8 O

Si, г/г	2.70	2.73	2.72	2.61	2.98	2.70	2.73	2.68	2.65	2.72	2.89	2.70	2.69	2.67	2.77	2.72	2.61	2.60
Al	1.30	1.26	1.27	1.40	1.03	1.34	1.26	1.32	1.34	1.28	1.12	1.33	1.31	1.33	1.22	1.28	1.38	1.42
Ca	0.32	0.29	0.28	0.38	0.03	0.33	0.27	0.32	0.35	0.30	0.11	0.32	0.32	0.34	0.22	0.29	0.39	0.39
Na	0.67	0.68	0.72	0.56	0.95	0.52	0.74	0.68	0.65	0.67	0.84	0.58	0.65	0.63	0.78	0.70	0.62	0.56
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Ab}	0.68	0.70	0.72	0.60	0.97	0.61	0.74	0.68	0.65	0.69	0.88	0.65	0.67	0.65	0.78	0.71	0.62	0.59
X _{An}	0.32	0.30	0.28	0.40	0.03	0.39	0.26	0.32	0.35	0.31	0.12	0.35	0.33	0.35	0.22	0.29	0.38	0.41

Таблица 5. Составы мусковитов из сланцев и мигматитов Бодончинского блока

Компонент	0428	0429	0462	0452	B21	B77	B2	B30	B63	0412	B10	B34b
SiO ₂ , мас. %	46.30	45.97	46.43	47.33	47.43	46.90	47.12	46.68	46.38	45.03	53.18	46.71
TiO ₂	0.63	0.71	0.70	0.58	0.42	0.61	0.50	0.65	0.41	0.81	0.68	0.77
Al ₂ O ₃	36.10	35.37	36.16	36.74	37.20	36.38	35.97	34.42	37.00	34.94	31.72	37.21
FeO	1.08	1.12	1.16	1.10	0.88	1.25	2.18	2.87	2.18	1.42	2.60	0.93
MgO	0.68	0.72	0.77	0.74	0.63	0.70	0.62	0.87	0.53	0.79	0.73	0.81
Na ₂ O	1.25	1.26	1.28	0.98	1.04	1.16	1.05	1.01	1.54	1.01	0.61	0.94
K ₂ O	8.78	8.91	8.83	9.21	8.35	8.59	8.43	9.03	8.72	8.99	7.41	8.76
Сумма	94.88	94.14	95.38	96.67	95.99	95.64	95.91	95.56	96.79	93.07	96.98	96.15

Формульные единицы рассчитаны на 11 O

Si, г/г	3.07	3.07	3.06	2.71	3.08	3.08	3.09	3.10	3.03	3.05	3.40	3.04
Ti	0.03	0.04	0.04	0.09	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04
Al	2.82	2.79	2.81	1.72	2.85	2.81	2.78	2.69	2.85	2.79	2.39	2.86
Fe	0.06	0.06	0.06	1.09	0.05	0.07	0.12	0.16	0.12	0.08	0.14	0.05
Mg	0.07	0.07	0.08	1.28	0.06	0.07	0.06	0.09	0.05	0.08	0.07	0.08
Na	0.16	0.16	0.16	0.03	0.13	0.15	0.13	0.13	0.20	0.13	0.08	0.12
K	0.74	0.76	0.74	0.90	0.69	0.72	0.71	0.77	0.73	0.78	0.60	0.73

С целью реконструкции термального состояния коры Монгольского Алтая во время формирования метаморфической зональности Бодончин решалось одномерное уравнение теплопроводности в бесконечной пластине толщиной D с заданными поверхностной температурой $T_{surf} = 0$ и мантийным тепловым потоком Q (мВт/м²) в качестве граничных условий:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A}{\rho C_p}, \quad (1)$$

где t (с) — время, T (°C) — температура, k (Вт/м К) — теплопроводность, z (м) — глубина от поверхности, ρ (кг/м³) — плотность, C_p (кДж/кг) — изобарическая теплоемкость, A (Вт/м³) — радиогенное тепло. В уравнении теплопроводности для однородной пластины принимались постоянные значения плотности, теплопроводности, теплоемкости и концентрации радиогенных источников тепла [Jaupart, Mareschal,

Таблица 6. Результаты оценок *P-T*-параметров метаморфизма в коре Бодончинского блока

Минеральная ассоциация	№ образца	<i>T</i> , °C						<i>P</i> , кбар				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ставролитовые сланцы												
I	0452	520	535	550	545	—	562 ± 24	4.7	6.0	4.8	—	5.9 ± 1.0
	0428	615	600	595	565	—	552 ± 18	4.8	6.0	7.6	—	5.9 ± 1.1
	0429	590	590	590	570	—	574 ± 12	5.3	6.2	8.0	—	6.4 ± 0.7
	0462	565	570	575	590	—	588 ± 22	6.1	6.8	8.8	—	6.7 ± 1.1
	B77	545	555	560	535	—	633 ± 17	4.7	6.1	5.5	—	6.9 ± 0.9
II	B32	530	545	555	—	—	621 ± 50	5.0	5.0	—	—	5.9 ± 2.3
	B2	550	560	565	515	—	665 ± 31	—	—	5.5	—	7.7 ± 1.2
	B63	570	570	575	500	—	630 ± 34	—	—	5.6	—	7.6 ± 1.4
III	B30	620	610	605	575	—	651 ± 25	—	—	6.1	—	5.5 ± 1.0
	B21	540	550	570	560	—	653 ± 31	—	—	—	—	5.5 ± 1.4
	B6	470	495	505	530	—	675 ± 41	—	—	—	—	9.4 ± 2.0
IV	B23a	520	540	535	—	—	673 ± 125	—	—	—	—	6.3 ± 4.2
	B56a	550	560	560	—	560	575 ± 62	—	—	4.9	6.9	5.6 ± 0.8
V	B56b	520	535	545	—	550	543 ± 68	—	—	4.3	6.8	5.2 ± 0.8
	B62	530	545	545	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат-биотитовые сланцы и мигматиты												
VI	B8	568	570	573	590	—	600 ± 24	4.2	4.9	4.9	—	5.5 ± 1.0
	0412	580	580	579	590	—	609 ± 25	4.6	5.0	7.2	—	5.8 ± 1.0
	B34b	584	582	576	595	—	620 ± 26	3.7	4.6	4.8	—	5.6 ± 1.1
	B10	547	555	556	560	—	744 ± 58	7.0	7.0	5.6	—	7.6 ± 2.1
VII	B46	684	652	632	—	—	723 ± 140	5.4	6.6	—	—	6.1 ± 2.1
	0421	630	615	606	—	—	648 ± 133	4.9	6.0	—	—	5.5 ± 2.0
VIII	0414	635	620	614	—	—	671 ± 133	6.9	7.2	—	—	6.7 ± 2.1
	B54a	515	531	539	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. 1 — Grt-Bt [Ferry, Spear, 1977]; 2 — Grt-Bt [Holdaway, Lee, 1977]; 3 — Grt-Bt [Kleemann, Reinhardt, 1994]; 4 — Bt-Ms [Hoish, 1989]; 5 — Grt-Crd [Holdaway, Lee, 1977]; 6 — расчет по THERMOCALC [Holland, Powell, 1994]; 7 — Grt-Pl-Ky(Sil)-Qtz [Newton, Haselton, 1981]; 8 — Grt-Pl-Ky(Sil)-Qtz [Kozioł, Newton, 1989]; 9 — Grt-Ms-Pl-Bt [Ashworth, Evirgen, 1985]; 10 — Grt-Crd [Wells, 1979]; 11 — расчет по THERMOCALC. Минеральные ассоциации в породах: I — Grt + St + Ky + Bt + Ms + Pl + Qtz; II — Grt + St + Ky + Bt + Pl + Qtz; III — Grt + St + Bt + Ms + Pl + Qtz; IV — Grt + Crd + St + Sill + Bt + Pl + Qtz; V — Grt + St + Bt + Pl + Qtz; VI — Grt + Bt + Ms + Sil + Pl + Qtz; VII — Grt + Bt + Sil + Pl + Qtz; VIII — Grt + Bt + Pl + Qtz.

2003]. Форма стационарной геотермы находится путем интегрирования уравнения теплопроводности (1) и записывается аналитически в виде [Spear, 1993]:

$$T = T_{surf} + \left(\frac{Q}{k} + \frac{A \cdot D}{k} \right) z - \frac{A}{2k} z^2, \quad (2)$$

где параметры перечислены выше, а их значения даны в табл. 7.

На рис. 3 изображены стационарные геотермы при разных теплофизических параметрах коры, соответствующих различным геодинамическим обстановкам, с учетом однородной по глубине концентрации радиогенных источников тепла. Модельные геотермы 1—7 построены при вариации параметров коры (коэффициента теплопроводности, теплогенерации за счет радиоактивных источников, теплового потока из мантии, толщины коры), которые охватывают возможный диапазон величин (см. табл. 7). Средние (по литературным данным) параметры коры соответствуют кривой 5. Тектонические обстановки, соответствующие разным геотермам, условно можно охарактеризовать следующим образом: 1) максимальный градиент температуры; 2) утолщенная кора; 3) повышенное содержание источников радиогенного тепла, 4) повышенный мантийный тепловой поток, 5) средние параметры коры, 6) повышенная теплопроводность, 7) минимальный градиент температуры.

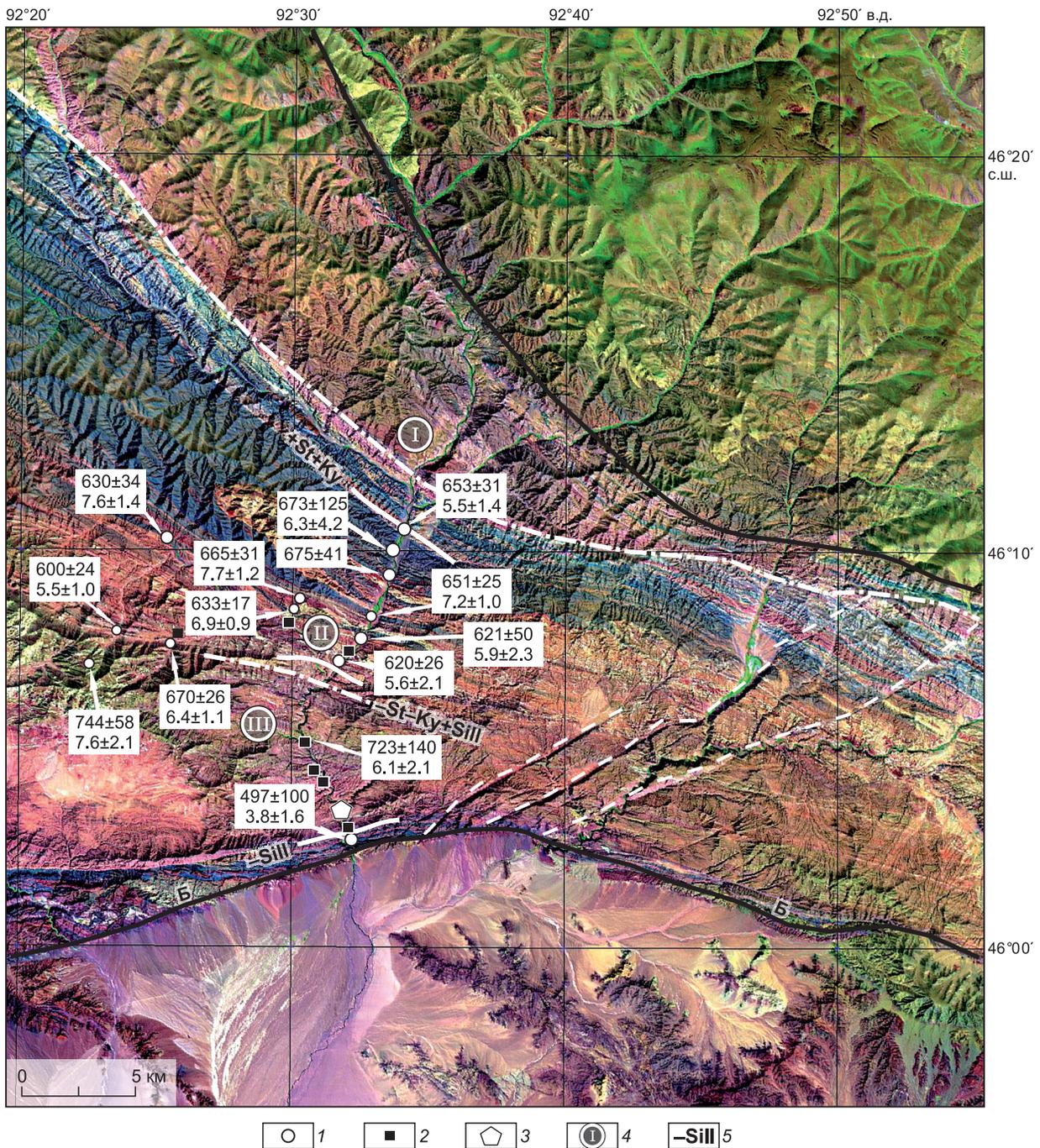
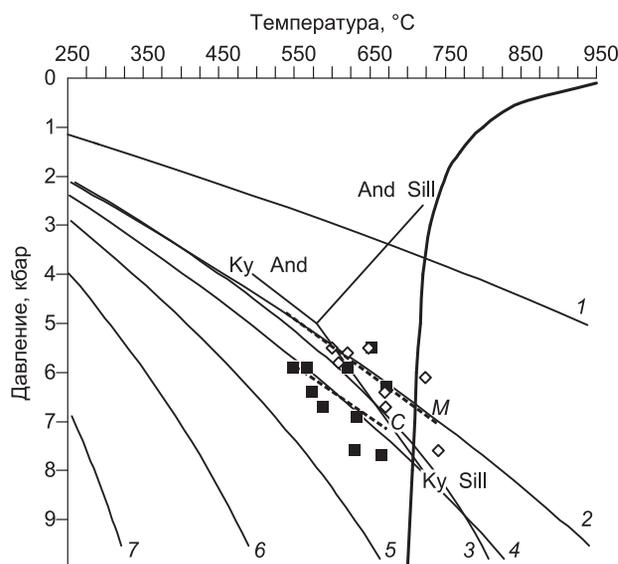


Рис. 2. Структура бодончинского метаморфического комплекса с указанием точек отбора образцов и оценок P - T -параметров метаморфизма.

В прямоугольниках сверху — температура в °С, внизу — давление в кбар. 1 — точки отбора образцов для геотермобарометрических исследований; 2 — точки отбора образцов для Ag/Ag изотопных исследований; 3 — местоположение отбора пробы для U/Pb изотопного датирования методом SHRIMP; 4 — зоны метаморфических пород: I — зеленые сланцы, II — ставролит-дистен-гранат-биотитовые сланцы, III — мигматиты; 5 — границы появления/исчезновения индекс-минералов. St — ставролит, Ky — кунит, Sill — силлиманит. Черные сплошные линии — границы бодончинского метаморфического комплекса по данным [Козаков, 1986], Б — Булганский сдвигово-надвиговый разлом. Штриховые белые линии — разломы второго порядка, выделенные на основании дешифрирования снимка; штрихпунктирные — граница зон метаморфических пород. Космический спектрозональный снимок NASA Landsat ETM+. ГИС-данные, полученные на Web-сайте <http://gicf.umiacs.umd.edu/data/> и обработанные в пакете визуализации и пространственной привязки ENVI.

Рис. 3. Оценки P - T -параметров метаморфизма в бодончинском комплексе и модельные геотермы для коры разных геодинамических режимов.

Цифры у геотерм 1—7 соответствуют вариантам модели в табл. 7. Сплошная толстая линия соответствует солидусу водонасыщенного тоналита состава $Qz-An_{40}-H_2O$ [Йоганнес, 1988], пунктирные линии — интерполяционные кривые для мигматитов (M) и ставролитовых сланцев (C). Квадратами обозначены определения P - T -параметров метаморфизма ставролитовых сланцев, ромбами — мигматитов и гранат-биотитовых сланцев. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий алюмосиликатов даны по [Holland, Powell, 1985], And, Ky, Sill — андалузит, кианит, силлиманит.



Оценки температур и давлений метаморфизма пород из двух главных зон метаморфического комплекса Бодончинский соответствуют нескольким геотермам с примерно одинаковым наклоном в поле P - T : для мигматитов точки ложатся на кривую 2, для ставролит-дистеновых сланцев они более соответствуют кривой 4; геотерма 3 также проходит через область точек. Это означает, что термическое состояние коры характеризовалось либо повышенным содержанием радиоактивных элементов (геотерма 3), либо повышенным тепловым потоком (геотерма 4), либо кора имела повышенную толщину теплогенерирующего слоя, т.е. была утолщенной до 50 км (геотерма 2). Частично точки P - T оценок для мигматитов попадают в область плавления, ограниченную кривой солидуса системы $Qtz-Ab-An-H_2O$ [Йоганнес, 1988], показанной на рис. 3 жирной сплошной линией. При приблизительно одинаковом среднем давлении в породах мигматитовой толщи предсказываются повышенные оценки температуры относительно толщи ставролитовых сланцев. Таким образом, из модели следует, что в пределах бодончинского комплекса обнажается кора с повышенным содержанием радиоактивных источников тепла, утолщенная за счет надвигов и складчатости. Другой причиной может являться повышенный тепловой поток, который мог быть обусловлен воздействием Таримского (?) мантийного плюма [Добрецов и др., 2010].

Если считать давление литостатическим, с градиентом 1 кбар/3.5 км, то можно оценить палеотемпературный градиент в коре бодончинского комплекса на основании оценок P - T -параметров, полученных по минеральным геотермометрам и геобарометрам. Точки P - T -параметров для зоны мигматитов интерполируются линейной функцией $P(\text{кбар}) = 0.0112 \cdot T(^{\circ}\text{C}) - 1.25$, а точки для зоны ставролит-кианитовых сланцев — линейной функцией $P(\text{кбар}) = 0.0105 \cdot T(^{\circ}\text{C}) + 0.08$. В пересчете на геотермический градиент наклоны линий соответствуют значениям градиента температуры $\partial T/\partial z = 25.5$ и 27.2 °C/км. Эти величины градиента типичны для континентальной коры складчатых областей [Spear, 1993].

Таблица 7. Теплофизические параметры коры при расчете стационарных геотерм

Параметр	k , Вт/(м·К)	A , мкВт/м ³	Q , мВт/м ²	H , км
1. Максимальный градиент температуры	1.5	1.66*	40	30
2. Утолщенная кора	2.25	0.90	30	50
3. Повышенное радиогенное тепло	2.25	1.66*	30	30
4. Повышенный тепловой поток	2.25	0.90	40	30
5. Средние параметры коры	2.25	0.90	30	30
6. Повышенная теплопроводность	3.0	0.90	30	30
7. Минимальный градиент температуры	3.0	0.56	20	30

Примечание. Теплопроводность k и H — толщина теплогенерирующего слоя континентальной коры приняты по [Spear, 1983]; A (мкВт/м³) — тепловыделение за счет радиоактивных источников: 0.56 и 0.90 мкВт/м³ — для древних щитов и палеозойской коры соответственно [Jaupart, Mareshal, 2003].

* Данные о содержании радиоактивных элементов для образцов бодончинского комплекса (B-42, B-100) получены по результатам сцинтилляционной гамма-спектрометрии, выполненной в лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН (М.С. Мельгунов). По ним рассчитано радиоактивное тепловыделение 1.66 мкВт/м³.

⁴⁰Ar/³⁹Ar ДАТИРОВАНИЕ

Для датирования были отобраны монофракции биотита, мусковита и роговой обманки из метаморфических пород разных частей разреза (см. рис. 2). В образцах В46 и В54а отобран биотит из мигматитов, в обр. В47 — роговая обманка из амфиболита из области развития мигматитов, в обр. В-100 — биотит и мусковит из ставролит-кианитового сланца, в обр. В-33 — роговая обманка из амфиболита кианит-ставролитовой зоны. Кроме того, были проанализированы мусковиты из гранитных жил, одна из которых деформирована вместе с вмещающими породами (В-57), а другая пересекает слоистость вмещающих мигматитов (В-45).

Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas-5400 (г. Новосибирск). Минералы для ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу, и после откачки воздуха ампулу запаивали. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС (г. Москва) в 1988 г. как стандартный К-Аг образец, был аттестован в качестве ⁴⁰Ar-³⁹Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Ar/Ag возрастные спектры приведены на рис. 4 для указанных минералов из пород разных зон, местоположение которых показано на рис. 2. Во всех спектрах выделяется четкое возрастное плато, соответствующее закрытию K/Ag изотопной системы минерала. На основе лабораторных экспериментов по определению подвижности аргона для роговой обманки температура закрытия составляет 550—560°C, для мусковита — 370—390°C, для биотита — в диапазоне 335—360°C в зависимости от магнетизальности [Hodges, 2003; Reiners, 2009]. Оценки возраста по биотиту варьируют от 243.9 ± 2.5 до 251.8 ± 2.8 млн лет, по мусковиту — от 247.8 ± 2.6 до 254.2 ± 2 , по амфиболу — от 261.4 ± 2.9 до 275.1 ± 4.2 млн лет (рис. 5).

U/Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ

Для проведения U-Pb датирования были отобраны цирконы из лейкосомы мигматитов, точка отбора обозначена на рис. 2. Лейкосомы имеют плагиогранитный состав и содержат биотит, мусковит, гранат и турмалин. Образец для анализа отобран из участка лейкосомы, деформированного согласно с вмещающими породами.

Зерна цирконов характеризуются короткостолбчатым габитусом, часто имеют кристаллографическую огранку (рис. 6). При изучении в катодолюминесцентных лучах в цирконах отчетливо выделяются ядра и каймы. Ядра часто имеют форму обломков кристаллов и более светлую окраску, чем каймы. У них отчетливо проявлена кристаллографическая огранка и тонкоритмическая зональность. На краях некоторых ядер присутствуют зоны перекристаллизации, в которых зональность отсутствует. В одном из анализированных зерен зональное ядро отсутствует, но центральная часть зерна имеет сложное строение с многочисленными трещинами и зонами перекристаллизации. Каймы цирконов отличаются темной окраской в катодолюминесценции. Их контакт с ядрами может иметь неправильную форму. В некоторых из них отмечается ритмическая зональность подобная той, что развита в ядрах.

U/Pb изотопные исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Выделение аксессуарных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей с последующей очисткой полученных концентратов под бинокляром. Аналитические исследования выполнены по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II (оператор Н.В. Родионов). Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Измерения U-Pb отношений методом SHRIMP-II проводились по методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены в интервале $\pm 1\sigma$, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с

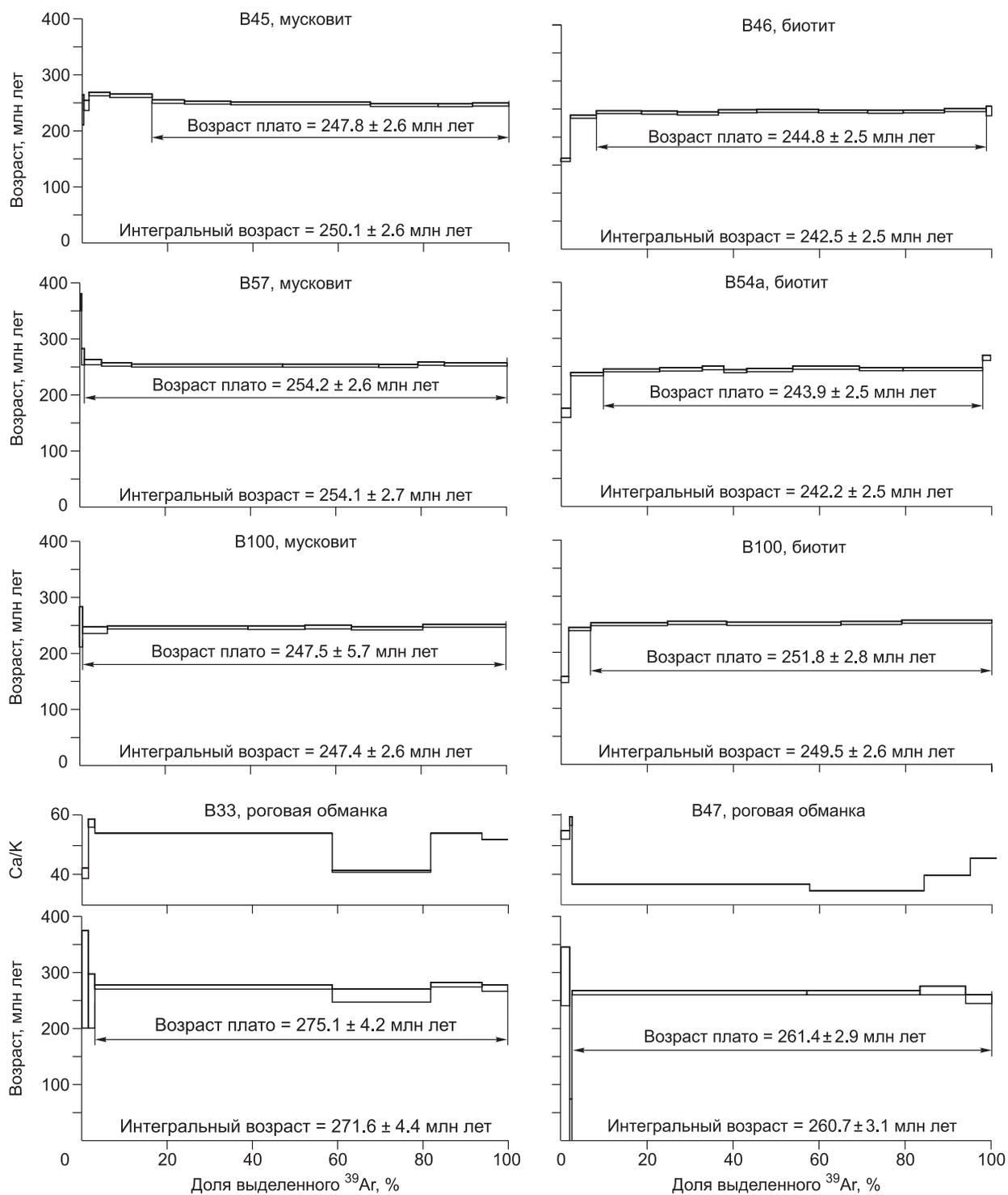


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K (для роговых обманок) спектры по минералам из разных зон бодончинского комплекса.

Левая колонка — по мусковиту из мигматитов и кианит-ставролитовых сланцев (обр. В-54а, В-46, В-100); правая колонка — по биотиту из гранитов и кианит-ставролитовых сланцев (обр. В-45, В-57, В-100); внизу — по роговой обманке из амфиболитов (обр. В-33, В-47).

конкордией приведены в интервале $\pm 2\sigma$. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

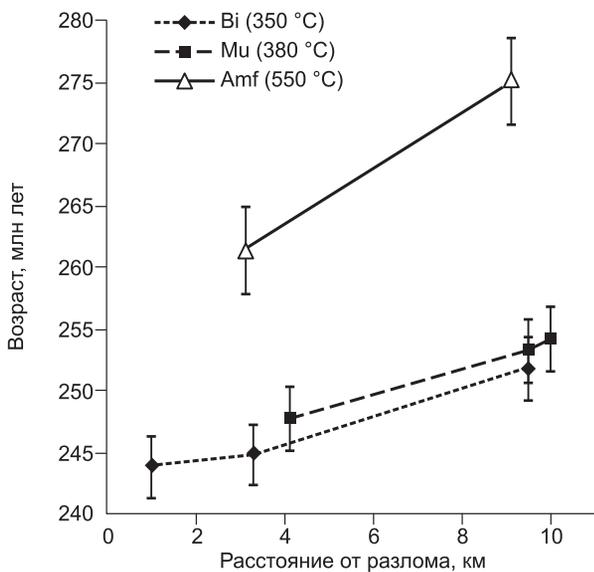


Рис. 5. Диаграмма зависимости значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста, полученных по разным минералам, от расстояния до Булганского разлома (южной границы бодончинского комплекса).

В скобках приведена температура закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы в каждом минерале (Bi — биотит, Mu — мусковит, Amf — амфибол) согласно [Reiners, 2009].

Результаты U/Pb датирования приведены в табл. 8 и на рис. 7. Значения возраста в ядерной и периферийной частях зерен различаются по обоим соотношениям изотопов: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. По ядрам цирконов (точки 1.1, 5.1, 6.1) получено конкордантное значение возраста 507 ± 4 млн лет. Одна из точек (3.1) является дискордантной, а две другие (2.1, 4.1) конкордантны и по соотношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ могут использоваться для оценки возраста (Н.В. Родионов, устное сообщение). Четыре точки в краевых

частях зерен дают конкордантные значения возраста 345 ± 5 , 316 ± 4 , 303 ± 4 , 256 ± 5 млн лет. Каймы сильно обогащены ураном (2068—9349 г/т) по сравнению с ядрами. Отношения Th/U систематически низкие (0.01—0.02), что указывает на истощение Th относительно U, это часто связывается с перекристаллизацией каймы в течение метаморфизма или метасоматоза [Rubatto et al., 2001]. Зоны циркона с чрезвычайно низким отношением Th/U (< 0.02) могут быть связаны с взаимодействиями минерал—флюид на регрессивных стадиях метаморфизма при температуре, заметно ниже пиковой [Harley et al., 2007].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для построения термохронологической модели бодончинского метаморфического комплекса нами использовались собственные и литературные данные: оценки по минеральным геотермометрам и геобарометрам; структурно-геологические [Козаков, 1986; Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2004, 2009]; геохронологические — по определению U/Pb возраста в цирконах собственные и по данным [Козаков и др., 2002, 2007], по определению Ar/Ar возраста в слюдах и амфиболах.

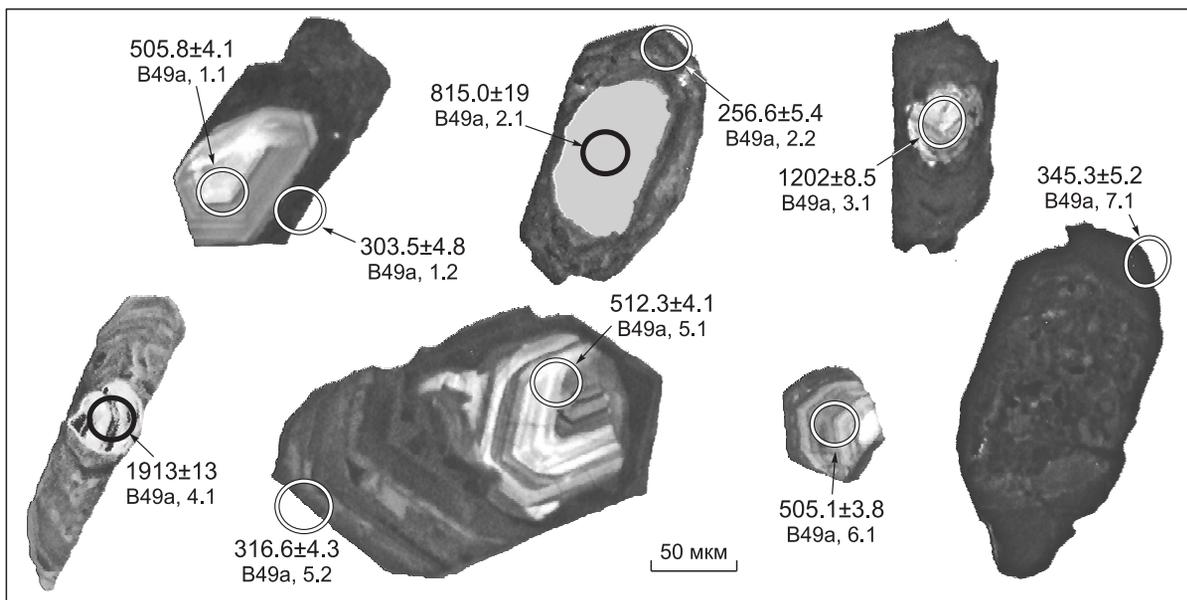


Рис. 6. Катодолуминесцентные изображения цирконов из лейкосомы мигматитов южной части бодончинского комплекса (обр. В-49а) и расположение точек измерений возраста в краевых и ядерных зонах зерен.

Таблица 8. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из лейкосомы мигматитов (обр. В49а)

№ зерна, точка	$^{206}\text{Pb}/\text{U}$, %	U		Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет		D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	$K_{\text{зир.}}$
		г/г	г/г				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$								
Ядро																
В49а, 1.1	0.00	328	71	0.22	23	505.8 ± 4.1	508 ± 33	0	0.0574	1.5	0.646	1.7	0.0816	0.84	0.486	
В49а, 2.1	3.84	21	75	3.68	2.55	815 ± 19	276 ± 580	-66	0.052	2.5	0.96	2.5	0.1348	2.5	0.101	
В49а, 3.1	1.70	691	69	0.10	124	1202.1 ± 8.5	2083 ± 19	73	0.1288	1.1	3.644	1.3	0.205	0.77	0.582	
В49а, 4.1	0.07	481	68	0.15	143	1913 ± 13	1905 ± 19	0	0.1166	1	5.558	1.3	0.3456	0.8	0.611	
В49а, 5.1	0.86	633	76	0.12	45.4	512.3 ± 4.1	538 ± 58	5	0.0582	2.7	0.664	2.8	0.0827	0.84	0.301	
В49а, 6.1	0.97	1128	69	0.06	79.8	505.1 ± 3.8	538 ± 76	6	0.0582	3.5	0.654	3.6	0.0815	0.79	0.221	
Край																
В49а, 5.2	2.51	4190	61	0.02	186	316.6 ± 4.3	226 ± 140	-29	0.0507	6.2	0.352	6.4	0.0503	1.4	0.216	
В49а, 7.1	5.25	2068	38	0.02	103	345.3 ± 5.2	184 ± 230	-47	0.0498	9.8	0.378	10	0.0550	1.5	0.155	
В49а, 2.2	3.41	2181	47	0.02	78.8	256.6 ± 5.4	109 ± 310	-57	0.0482	13	0.27	13	0.0406	2.2	0.160	
В49а, 1.2	1.19	9349	61	0.01	392	303.5 ± 4.8	246 ± 72	-19	0.0511	3.1	0.34	3.5	0.0482	1.6	0.459	

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ; D — дискордантность, измеренная по возрастам $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ^{206}Pb и $^{206}\text{Pb}^*$ — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. 1σ ошибка калибровки стандарта равна 0.41 %. «Ядро», «край» — местоположение ионного пучка в зерне.

Реконструируя форму древней геотермы в породах бодончинского комплекса, мы получили значения геотермического градиента в условиях пика метаморфизма/анатексиса. Оказалось, что термическое состояние коры соответствует либо утолщенному гранитному слою, либо повышенному тепловому потоку. Эти параметры, а также геологические данные [Козаков и др., 2007], указывают на возможность коллизии по механизму тектонического подслаивания (или субдукции) и надвигов в противоположном направлении. Мы предполагаем, что породы бодончинского комплекса были погружены в результате этой коллизии и частично попали в область плавления, о чем свидетельствует присутствие мигматитов. Возраст протолита метаморфических пород и самих этапов гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма до сих пор является предметом дискуссии [Badarch et al., 2002]. По Pb-Pb термоизохронным данным [Козаков, 1986] возраст цирконов из гнейсов, гнейсогранитов и гранатовых аплитов бодончинского комплекса варьирует в широком диапазоне от 250 до 1120 и 2200 млн лет. Полученные нами новые данные являются первыми результатами с использованием метода SHRIMP для данного комплекса. В результате анализа U/Pb датировок ядерной и краевой частей цирконов из лейкосомы мигматитов (см. табл. 8) могут быть сделаны следующие выводы.

Обломочная форма ядер цирконов 1.1 и 5.1 с возрастом 505—512 млн лет (среднее значение 507.7 ± 4.6 млн лет, см. рис. 7, б) определенно свидетельствует об их детритовой природе. Осцилляционная зональность в них, а также Th/U отношения, которые достигают значений 0.15—0.22 (см. табл. 8), являются характерными признаками для цирконов магматического генезиса [Rubatto, 2002]. В цирконе 6.1 это отношение составляет лишь 0.06, что может свидетельствовать о его изменении вследствие наложенного метаморфизма. Это указывает на вероятность магматических событий с возрастом 505—512 млн лет. Проявления кислого магматизма близкого возраста отмечаются в связи с субдукцией Джунгарской плиты под Китайский Алтай вдоль Иртышского разлома, датированной U/Pb методом в диапазоне 503 ± 7 [Xiao et al., 2009] — 505 ± 2 млн лет [Windley et al., 2002]. Это проявление магматизма характерно также для аккреционно-коллизии этапа в Озерной зоне для Хайерханского массива, где установлен возраст 507 ± 5 млн лет по данным [Руднев и др., 2009]. Ядерная часть циркона с возрастом 1913 ± 13 млн лет представляет собой обломок зерна с характерными для магматических цирконов ритмичной зональностью и Th/U отношением 0.15. Это свидетельствует о присутствии в составе протолита докембрийских пород, что соответствует данным [Митрофанов и

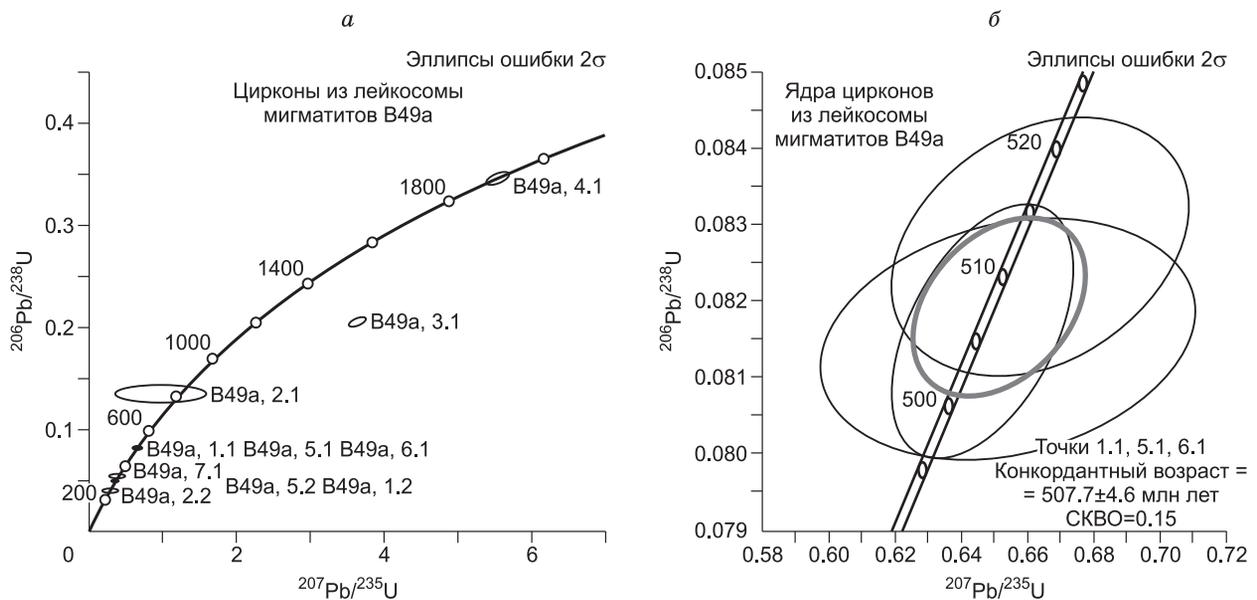


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из лейкосомы мигматитов (обр. В-49а).

а — для точек ядра и каймы зерен, б — для точек ядерных частей зерен.

др., 1985] о магматической активности в этот период. Ядро с возрастом 815 ± 19 млн лет в катодолуоми-нэсцентном свете не обнаруживает зональности и имеет Th/U отношение 3.68, что отмечалось для цирконов высокотемпературных метаморфических пород [Carson et al., 2002; Kelly, Harley, 2005].

Интерпретация полученных меток по краевым зонам циркона неоднозначна. Во многих случаях зерна имеют кристаллографическую огранку, что характерно для циркона магматического генезиса. В то же время более высокие содержания U и низкие Th/U отношения являются характерными для циркона, образованного в результате высокотемпературного метаморфизма [Rubatto, 2002]. Одним из возможных объяснений этого является перекристаллизация циркона протолита в результате наложенного метаморфизма, проходящая в твердом состоянии [Hoskin, Black, 2000]. В пользу этой модели свидетельствует присутствие в некоторых каймах «фантомной» зональности, унаследованной от циркона протолита, а также присутствие фронта перекристаллизации на контакте каймы и ядра. Следствием этого процесса является наследование перекристаллизованным цирконом не только структуры, но и изотопных характеристик исходного зерна, таким образом, значения возраста, полученные по каймам, являются промежуточными между возрастом протолита и возрастом перекристаллизации [Hoskin, Black, 2000]. В рамках этой модели большой разброс значений, полученных по каймам циркона (256—345 млн лет), может быть объяснен разной степенью перекристаллизации циркона протолита, а также разными начальными изотопными характеристиками. Сам же возраст термального события, приведшего к перекристаллизации, может быть близок к самым молодым из полученных значений (около 256 млн лет), что коррелируется с данными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.

С другой стороны, имея в виду геохронологические данные из [Козаков и др., 2007], эти значения возраста могут соответствовать формированию интрузивных комплексов: мусковит-редкометалльных пегматитов, гранатсодержащих гранитов, аплитов стадии γ_2 , гранитоидов стадии γ_3^1 и γ_3^2 согласно схеме авторов указанной работы. Гранитоиды этих стадий имеют возрастные датировки от 350 ± 5 [Коваленко и др., 2004] до 240 ± 5 млн лет [Козаков и др., 1997]. Раннекарбонный возраст пикродолеритов (350 млн лет), предшествующих гранитоидам, фиксируется, по данным [Изох и др., 2011], в пределах Кобдского и Барунхурайского террейнов, расположенных по обе стороны Бодончинского выступа. Другим вариантом объяснения широкого разброса данных датирования по незональным каймам циркона может быть позднее термальное воздействие на породы, имевшее место около 256 млн лет назад, приведшее к частичной потере радиогенного свинца. Каймы цирконов могли быть подвержены процессам переуравновешивания вследствие диффузии U и Pb при взаимодействии зерен циркона с водным флюидом или расплавом [Geisler et al., 2007]. Переуравновешивание циркона могло привести к смещению значения возраста циркона от более древнего к более молодому по линии дискордии. Однако из-за крутого наклона конкордии в области 300—200 млн лет дискордантные значения возраста могут располагаться очень близко к конкордии или совпадать с ней в пределах ошибки определения.

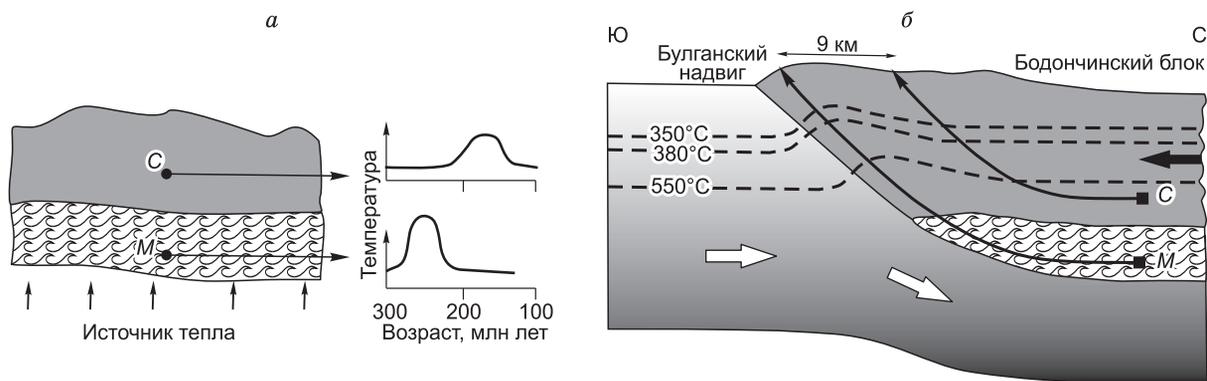


Рис. 8. Два механизма остывания мигматитов и ставролит-кианитовых сланцев бодончинского комплекса, рассматриваемых при интерпретации термохронологических данных.

a — остывание после теплового воздействия от глубинного источника. Слева показан схематический разрез комплекса, *M* — мигматиты, *C* — ставролит-кианитовые сланцы, справа — температурная эволюция на разных глубинных уровнях коры. *b* — остывание за счет выведения пород к поверхности. Схема, поясняющая способ оценки скорости подъема. Штриховые линии — изотермы, сплошные линии со стрелками — предполагаемые траектории подъема пород к поверхности в анализируемых точках. Пересечения линий-траекторий подъема с изотермами соответствуют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастам, приведенным на рис. 5. Белыми и черной стрелками показана предполагаемая коллизия и обдукция бодончинского комплекса. Серым и орнаментом показаны кристаллические сланцы и мигматиты соответственно; градиентная заливка — герциниды Южно-Монгольского пояса.

Изотопное датирование с применением $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода дает возраст охлаждения метаморфических пород. Полученные в работе данные можно интерпретировать двумя способами: либо как возраст остывания при подъеме пород в процессе коллизии, либо как возраст остывания фрагмента коры в связи с термическим воздействием плюмового магматизма [Добрецов и др., 2010]. Породы с приближением к южной границе комплекса (Булганскому разлому) испытывают метаморфизм более высоких ступеней вплоть до плавления, поэтому они первоначально находились на более глубинном уровне. Поэтому, если предполагать, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст отвечает времени охлаждения на регрессивной стадии плюмового магматизма, породы слоя ставролит-кианитовых сланцев имели бы более молодые возрастные оценки, а мигматиты — более древние, как это проиллюстрировано на рис. 8, *a*. По нашим данным наблюдается противоположная картина — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст систематически увеличивается при удалении от разлома, поэтому последняя гипотеза неверна. Остается полагать, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки отражают последовательность подъема к поверхности участков метаморфического комплекса. Модель, использованная при вычислении скорости подъема, проиллюстрирована на рис. 8, *b*. Пересечения линий-траекторий подъема с изотермами соответствуют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастам, полученным в настоящей работе и показанным на рис. 5. Формы изотерм приведены здесь схематично и соответствуют математической модели надвига, разработанной нами ранее в [Likhanov et al., 2004]. Скорость подъема можно рассчитать двумя способами. Первый способ заключается в использовании трех определений аргоновых возрастов по трем минералам в одной точке, траектория которой показана на схеме (см. рис. 8, *b*) кривой *M* (мигматиты) либо кривой *C* (сланцы). Расстояние по глубине между изотермами 350, 380 и 550 °C можно определить, используя оценку геотермического градиента, полученного по минеральной термометрии и составляющего 25.5—27.2 °C/км. Тогда вертикальная скорость подъема будет вычисляться как

$$v = (T_{closure}^{amf} - T_{closure}^{bi}) / \text{grad}T / \Delta t,$$

где $T_{closure}^{amf}, T_{closure}^{bi}$ — температура «закрытия» аргоновой системы в соответствующих минералах, $\text{grad} T$ — градиент температуры, Δt — разница значений возраста, полученная по разным минералам (см. рис. 5). Тогда, используя группу определений возраста из зоны мигматитов (кривая *M* на рис. 8, *b*) по амфиболу и биотиту, получаем оценку скорости подъема:

$$v_M = (550 - 350 \text{ °C}) / (25.5 \text{ либо } 27.2 \text{ °C/км}) / 16.3 \text{ млн л} = 443 \div 472 \text{ м/млн л}.$$

Аналогично проводя вычисления, можно получить такую же оценку по тем же минералам из зоны ставролитовых сланцев (кривая *C* на рис. 8, *b*):

$$v_C = 315 \div 337 \text{ м/млн л}.$$

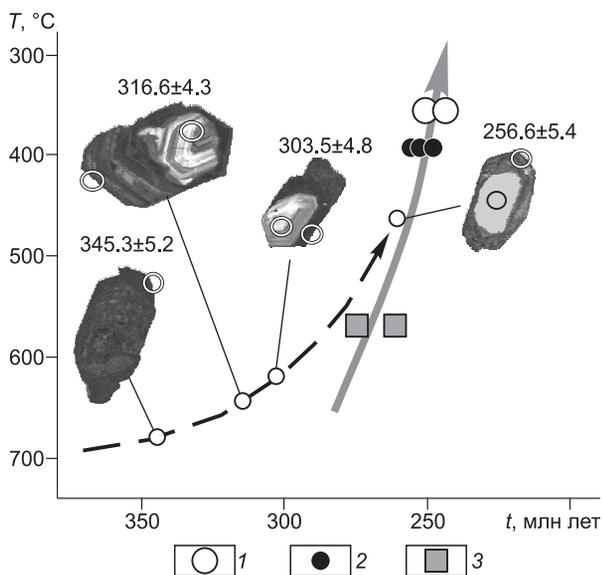


Рис. 9. Диаграмма температура—возраст, показывающая термальную эволюцию метаморфических пород Бодончинского блока на основании данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (серая кривая).

1 — данные, полученные по мусковиту, 2 — по биотиту, 3 — по роговой обманке (см. рис. 4). Штриховой линией показан предполагаемый тренд изменения измеренного U/Pb возраста циркона, полученного за счет перекристаллизации в разной степени зерен циркона.

Во втором способе оценки скорости эксгумации используется измеренное расстояние между точками отбора образцов Δx и разница в определении возраста по конкретному минералу Δt (см. рис. 5): $v = k \Delta x / \Delta t$, где k — геометрический коэффициент, связанный с учетом истинной мощности толщи пород между точками отбора образцов. В случае моноклиналильного залегания всей пачки он принимает

значение $\sin \alpha$, где α — угол падения пород моноклинали. Принимая средний угол падения слоев пород для этой части разреза коры в бодончинском комплексе за 70° , геометрический коэффициент будет равен 0.94. Тогда скорость подъема, рассчитанная с использованием определений Ar/Ar возраста по трем различным метаморфическим минералам, будет составлять:

$$v_{anf} = 0.94 \cdot 6.0 \text{ км} / 13.7 \text{ млн л} = 438 \text{ м/млн л},$$

$$v_{mu} = 0.94 \cdot 5.9 \text{ км} / 6.4 \text{ млн л} = 867 \text{ м/млн л},$$

$$v_{bi} = 0.94 \cdot 8.5 \text{ км} / 7.9 \text{ млн л} = 1010 \text{ м/млн л},$$

где *anf*, *mu*, *bi* — индексы минералов амфибола, мусковита, биотита. По полученным данным наблюдается тенденция увеличения значений скорости от высокотемпературного минерала (амфибол) к низкотемпературным (слюды). Это может быть вызвано неравномерным подъемом на разных глубинных уровнях коры: в нижней и средней коре скорость эксгумации могла быть в 2—2.5 раза ниже, чем в ее верхней части. Это предположение носит качественный характер и требует дополнительных данных.

Сделанные оценки являются средними величинами и с учетом точности определения абсолютного возраста (± 2 —3 млн л) и пространственного положения точек отбора образцов могут характеризовать лишь порядок величины скорости подъема. Следует отметить, что по двум разным методам расчета значения скорости вертикального перемещения совпадают по порядку величины, что говорит о достоверности этих оценок. Они варьируют в диапазоне от 315 до 1010 м/млн л (0.31—1.01 мм/год) и хорошо согласуются с геологическими наблюдениями в неопротерозойских (0.3 мм/год [Likhanov et al., 2004; Коробейников и др., 2006]), герцинских (0.41—4.11 мм/год [Abalos et al., 1996]) и позднеальпийских (кайнозойских) коллизионных структурах (0.5—1.8 мм/год [Copeland, Harrison, 1990; Valli et al., 2008]). В то же время полученные скорости на два порядка меньше скорости движений, фиксируемых при эксгумации метаморфических комплексов сверхвысоких давлений в области Западных гнейсов (Норвегия), где они достигают 10—30 мм/год [Kylander-Clark et al., 2009]. Возможно, более высокие скорости характерны для выведения к поверхности метаморфических комплексов сверхвысоких давлений.

В результате геохронологических исследований U/Pb методом цирконов из лейкосомы мигматита изохронный возраст определить не удалось. Полученные датировки единичных минералов возможно проинтерпретировать двумя способами. Кембрийско-ордовикский этап эволюции бодончинского комплекса соответствует установленному конкордантному возрасту по ядрам зерен цирконов 507 млн лет, который совпадает с временем субдукции Джунгарии под Алтай [Windley et al., 2002; Xiao et al., 2009]. Различия в интерпретации относятся к более молодым позднепалеозойским датировкам, полученным по краевым зонам цирконов (рис. 9). Возможны два объяснения разброса значений от 345 до 256 млн л: 1) каждая возрастная метка соответствует отдельному термическому событию. Температурные импульсы в течение этого этапа разделены достаточно длительными интервалами времени (более 10—20 млн л), в то время как процесс остывания интрузива размером 10—20 км длится первые миллионы лет [Верниковская и др., 2009] со скоростью охлаждения не менее $30^\circ\text{C}/\text{млн л}$; 2) разброс значений определяется ростом новообразованной каймы цирконов в условиях геохимически открытой системы при диффузионном обмене с водным флюидом. В этом случае полученные значения являются кажущимися (модельными) возрастными, которые представляют средний возраст между достоверными событиями (365 и

256 млн л). Такими достоверными событиями могут являться этап метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 365—370 млн л [Козаков и др., 2007] и последующий этап термотектонической активизации бодончинского комплекса. Последний фиксируется самыми молодыми значениями U/Pb возраста по циркону (256 млн л), а также Ar/Ar датировками по слюдам (244—254 млн л) и амфиболу (261—275 млн л). При такой интерпретации промежуточные U/Pb возрастные датировки (345 ± 5 , 316 ± 4 , 303 ± 4 млн л) являются кажущимися и отражают перекристаллизацию циркона (см. рис. 9).

Низкотемпературная стадия охлаждения комплекса попадает в интервал позднепалеозойских тектономагматических событий, причем для бодончинского комплекса имеются данные о более поздних событиях (240.8 ± 4.2 млн л [Козаков и др., 1997]), чем показывают выполненные нами аргоновые датировки. Это позволяет связать низкотемпературные возрастные метки с подъемом пород в результате тектоники, а не с охлаждением пород вблизи интрузивных тел. Хотя в пределах Южно-Монгольского пояса герциниды отмечены интрузивные гранитоиды пермского возраста, их термальные ареолы не могут охватывать южную часть бодончинского комплекса, так как они удалены от исследуемого региона. Вполне вероятно, значения возраста по Ar/Ar датированию слюд соответствуют позднему этапу коллизионно-сдвиговых деформаций крупнейшего Алтае-Монгольского трансформного разлома, включающего Иртышскую сдвиговую зону и Главный Монгольский линеймент. Комбинированное (ступенчатый прогрев и УФ-лазерная абляция) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование синтетектонических минералов из пород Иртышской сдвиговой зоны позволило выделить два импульса хрупко- и вязкопластичных деформаций с возрастом соответственно 283—276 и 272—265 млн л [Травин и др., 2001; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2008]. Возраст заключительного этапа деформаций в Иртышской зоне смятия частично перекрывается с нашими определениями Ar/Ar возраста 275—245 млн л в породах бодончинского комплекса. Недавно нами получены первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные датировки (А.В. Травин, неопубликованные данные) по слюдам и амфиболу в породах Цэлского террейна, расположенных на продолжении Булганского разлома, к востоку от бодончинского комплекса. Возраст составляет $251.8—258.2 \pm 2.7$ млн л, что говорит об одновременном (в пределах точности метода) деформационном процессе на Восточно-Монгольском сегменте Иртышско-Монгольского линеймента. Полученные данные позволяют предположить распространение деформаций вдоль Алтае-Монгольского линеймента от Иртышской сдвиговой зоны к сдвигонадвиговой Булганской разломной зоне Монгольского Алтая.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00208, 08-05-00733) и интеграционного проекта ОНЗ РАН № 8 и интеграционного проекта СО РАН № 44.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника, 1992, № 2, с. 104—112.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 576—594.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1), с. 5—27.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотрисовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 10—31.

Йоганнес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов // Мигматиты / Ред. Дж.Р. Эшуорт. М., Мир, 1988, с. 53—109.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // *Петрология*, 2004, т. 12, № 5, с. 467—494.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.

Козаков И.К., Бибилова Е.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Кириозова Т.И., Котов А.Б. U-Pb возраст гранитоидов каледонид южного склона Монгольского Алтая // *Докл. РАН*, 1997, т. 353, № 3, с. 369—371.

Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., Азимов П.Я., Кириозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // *Докл. РАН*, 2002, т. 386, № 1, с. 82—87.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кириозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // *Петрология*, 2007, т. 15, № 2, с. 133—159.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском крае // *Докл. РАН*, 2006, т. 408, № 4, с. 512—516.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Сумин Л.В. Эндогенные процессы формирования земной коры на территории Монголии // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудопроявления в раннем докембрии. Л., Наука, 1985, с. 254—263.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*, 1993, № 6, с. 3—33.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // *Петрология*, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // *Геохимия*, 2001, № 12, с. 1—5.

Abalos V., Azcarraga J., Gil Ibarguchi J.I., Mendia M.S., Santos Zalduegui J.F. Flow stress, strain rate and effective viscosity evaluation in a high-pressure metamorphic nappe (Cabo Ortegal, Spain) // *J. Metamorph. Geol.*, 1996, v. 14, p. 227—248.

Ashworth J.R., Evirgen M.M. Plagioclase relations in pelites, Central Meuderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometers // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 219—229.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.W. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, p. 87—110.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.

Carson C.J., Ague J.J., Coath C.D. U-Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultra-high temperature metamorphism in the Napier Complex // *Precamb. Res.*, 2002, v. 116, p. 237—263.

Copeland P., Harrison T.M. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite // *Geology*, 1990, v. 10, p. 354—357.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 259—274.

Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Carnegie Inst. Year Book*, 1977, v. 76, p. 579—581.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*, 2007, v. 3, p. 43—50.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains // *Elements*, 2007, v. 3, № 1, p. 25—30.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // *The crust*, V. 3. Treatise on Geochemistry / Ed. R.L. Rudnick. Oxford, UK, Elsevier, 2003, p. 263—292.

Hoisch T.D. A muscovite-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 1989, v. 74, № 5/6, p. 565—572.

Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 175—198.

Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ // *J. Metamorph. Geol.*, 1990, v. 8, № 1, p. 89—124.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid recrystallisation of protolith igneous zircon // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 423—439.

Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // *The crust. V. 3. Treatise on geochemistry* / Ed. R.L. Rudnick. Oxford, UK, Elsevier, 2003, p. 65—84.

Kelly N.M., Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 57—84.

Kleemann U., Reinhardt J. Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al_{V1} and Ti in biotite // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 925—941.

Koziol A.M., Newton R.C. Grossular activity-composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 103, № 4, p. 423—433.

Kylander-Clark A.R.C., Hacker B.R., Johnson C.M., Beard B.L., Mahlen N.J. Slow subduction of a thick ultrahigh-pressure terrane // *Tectonics*, 2009, v. 28, doi:10.1029/2007TC002251.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, Eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, № 8, p. 743—762.

Ludwig K.R. SQUID1.00 A user's manual // *Berkeley Geochr. Cent. Spec. Publ.*, 2000, v. 2, 19 p.

Newton R.C., Haselton H.T. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer // *Thermodynamics of minerals and melts* / Eds. R.C. Newton, A. Navrotsky, B.J. Wood. N.-Y. Springer, 1981, p. 131—147.

Reiners P.W. Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73 (№ 12), p. 3612—3629.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.

Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 458—468.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Miner. Soc. Amer.*, Washington, D.C., 1993, 799 p.

Valli F., Leloup P.H., Paquette J.-L., Arnaud N., Li H., Tapponnier P., Lacassin R., Guillot S., Liu D., Deloule E., Xu Zh., Maheo G. New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault // *Tectonics*, 2008, v. 27, doi:10.1029/2007TC002184.

Wells P.R.A. Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, southern West Greenland // *J. Petrol.*, 1979, v. 20, p. 187—226.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Zhang C. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altay orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 719—739.

Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the growth of Central Asia // *J. Geol. Soc. London*, 2004, v. 161, p. 339—342.

Xiao W., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altai // *Amer. J. Sci.*, 2009, v. 309, p. 221—270.