



TECTONOTHERMAL EVOLUTION OF THE ZAGAN METAMORPHIC CORE COMPLEX IN TRANSBAIKALIA AS A RESULT OF THE CRETACEOUS – PALEOCENE MONGOL-OKHOTSK POST-COLLISIONAL OROGEN DESTRUCTION

M.M. Buslov ¹✉, A.V. Travin ¹, Yu.A. Bishaev¹, E.V. Sklyarov ²

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. Thermochronological reconstructions of the Zagan metamorphic core complex were carried out using samples from the central part of the core, mylonite zone detachment and lower nappe with U/Pb zircon dating, ⁴⁰Ar/³⁹Ar amphibole and mica dating, and apatite fission-track dating. In the tectonothermal evolution of the metamorphic core, there was distinguished an active phase (tectonic denudation) of the dome structure formation during the Early Cretaceous (131–114 Ma), which continued in the Late Cretaceous – Paleocene (111–54 Ma) in passive phase (erosive denudation). During an active phase, there was initiated a large-amplitude gently dipping normal fault (detachment), which was accompanied by tilting (sliding of rocks along subparallel listric faults). As a result, about 7 km thick rock strata underwent denudation over 17 Ma at a rate of about 0.4 mm/year. In passive phase, about 6 km thick rock strata were eroded over 57 Ma, with a denudation rate of about 0.1 mm/year. Thus, the Zagan metamorphic core complex was tectonically exposed from the mid-crust to depths of about 9 km in the Early Cretaceous as a result of post-collisional collapse of the Mongol-Okhotsk orogen. Further cooling of the rocks in the metamorphic core to depths of about 3 km occurred in the Late Cretaceous – Pliocene as a result of destruction of more than 6 km high mountains.

KEYWORDS: Mongol-Okhotsk orogeny; metamorphic core complex; thermochronology; tectonothermal evolution

FUNDING: The research was supported by RSF (geochronological studies, grant 22-17-00038), state assignment for IEC SB RAS (geological studies) and Government of the Russian Federation (geological studies, grant 075-15-2019-1883).



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Mikhail M. Buslov, buslov@igm.nsc.ru

Received: February 15, 2023

Revised: April 1, 2023

Accepted: April 11, 2023

FOR CITATION: Buslov M.M., Travin A.V., Bishaev Yu.A., Sklyarov E.V., 2023. Tectonothermal Evolution of the Zagan Metamorphic Core Complex in Transbaikalia as a Result of the Cretaceous – Paleocene Mongol-Okhotsk Post-Collisional Orogen Destruction. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (4), 0708. doi:10.5800/GT-2023-14-4-0708

English version: see article page online

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА ЗАБАЙКАЛЬЯ: РЕЗУЛЬТАТ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО РАЗРУШЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕНА В МЕЛУ – ПАЛЕОЦЕНЕ

М.М. Буслов¹, А.В. Травин¹, Ю.А. Бишаев¹, Е.В. Складов²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. Термохронологические реконструкции Заганского комплекса метаморфического ядра проводились по образцам центральной части ядра, зоны милонитов из детачмента и нижней части покрова с использованием U/Pb датирования циркона, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования амфибола и слюд, трекового датирования апатита. В тектонотермальной эволюции метаморфического ядра выделена активная фаза (тектоническая денудация) в период раннего мела (131–114 млн лет), которая продолжилась в позднем мелу – палеоцене (111–54 млн лет) пассивной фазой (эрозионная денудация). В активную фазу произошла инициация крупноамплитудного пологопадающего сброса (детачмента), которая сопровождалась сползанием пород по субпараллельным листрическим сбросам. В результате за 17 млн лет было денудировано около 7 км мощности пород со скоростью около 0.4 мм/год. В пассивную фазу за 57 млн лет было размывто около около 6 км со скоростью денудации около 0.1 мм/год. Таким образом, тектоническая экспозиция Заганского метаморфического ядра со средних уровней коры до глубин около 9 км осуществлялась в раннем мелу в результате постколлизиионного растяжения Монголо-Охотского орогена. Дальнейшее охлаждение пород метаморфического ядра до глубины около 3 км происходило в позднем мелу – палеоцене в результате разрушения горного поднятия, имеющего высоту более 6 км.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Монголо-Охотская орогения; комплекс метаморфических ядер; термохронология; тектонотермальная эволюция

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (геохронологические исследования, грант 22-17-00038), государственного задания ИЗК СО РАН (геологические исследования) и Правительства Российской Федерации (геологические исследования, грант 075-15-2019-1883).

1. ВВЕДЕНИЕ

Заганский комплекс метаморфического ядра был первым из выявленных в Северной Евразии [Sklyarov et al., 1994] и наиболее изучен в настоящее время [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2013, 2016; Donskaya, Mazukabzov, 2014; Mazukabzov et al., 2006]. Закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна и сложная коллизия Северо-Китайского континента (Северо-Китайско-Амурского блок) с Северной Евразией [Zonenshain et al., 1990; Zorin, 1999; Tomurtogoo et al., 2005; Donskaya et al., 2013; Shevchenko et al., 2014; Sorokin et al., 2020, 2022] привели к формированию Монголо-Охотского орогена в раннемезозойское время (рис. 1). Долгая и сложная история формирования орогенного пояса сопровождалась метаморфическими и магматическими процессами различной тектонической природы, в том числе формированием комплексов метаморфических ядер.

Комплексы метаморфических ядер представляют собой изолированные поднятия куполовидной или аркообразной формы аномально деформированных метаморфических или интрузивных пород, тектонически перекрытых неметаморфизованными образованиями. В них снизу вверх выделяются три структурных элемента: 1) ядро, сложенное гранитами и гранито-гнейсами, частично с пластичным стилем деформации,

2) зона милонитов – главных тектонических деформаций пластического срыва (детачмента), 3) тектонический покров, представленный неметаморфизованными образованиями. Милонитовая зона характеризуется разнообразными тектонитами, образовавшимися за счет пород ядра и покрова. Детальные исследования позволили обосновать значимость этих специфических геологических структур как прямых индикаторов процессов постколлизиионного растяжения, при которых происходит быстрое тектоническое экспонирование метаморфических и магматических образований из средних и нижних уровней коры [Anderson et al., 1988; Lister, Baldwin, 1993; Sklyarov et al., 1997; Wang et al., 2011, 2012]. В процессе постколлизиионного растяжения происходит существенное уменьшение мощности верхней коры главным образом в результате тектонической денудации, обусловленной двумя взаимосвязанными процессами: сползанием верхней мегапластины по зоне крупноамплитудного пологопадающего сброса (детачмента) и тилтингом. Тилтинг – процесс формирования серии субпараллельных листрических сбросов, по которым происходило выполаживание тектонических блоков по принципу домино [Wernicke, 1981].

Комплексы метаморфических ядер Забайкалья [Sklyarov et al., 1994, 1997; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008, 2013, 2016; Donskaya, Mazukabzov,

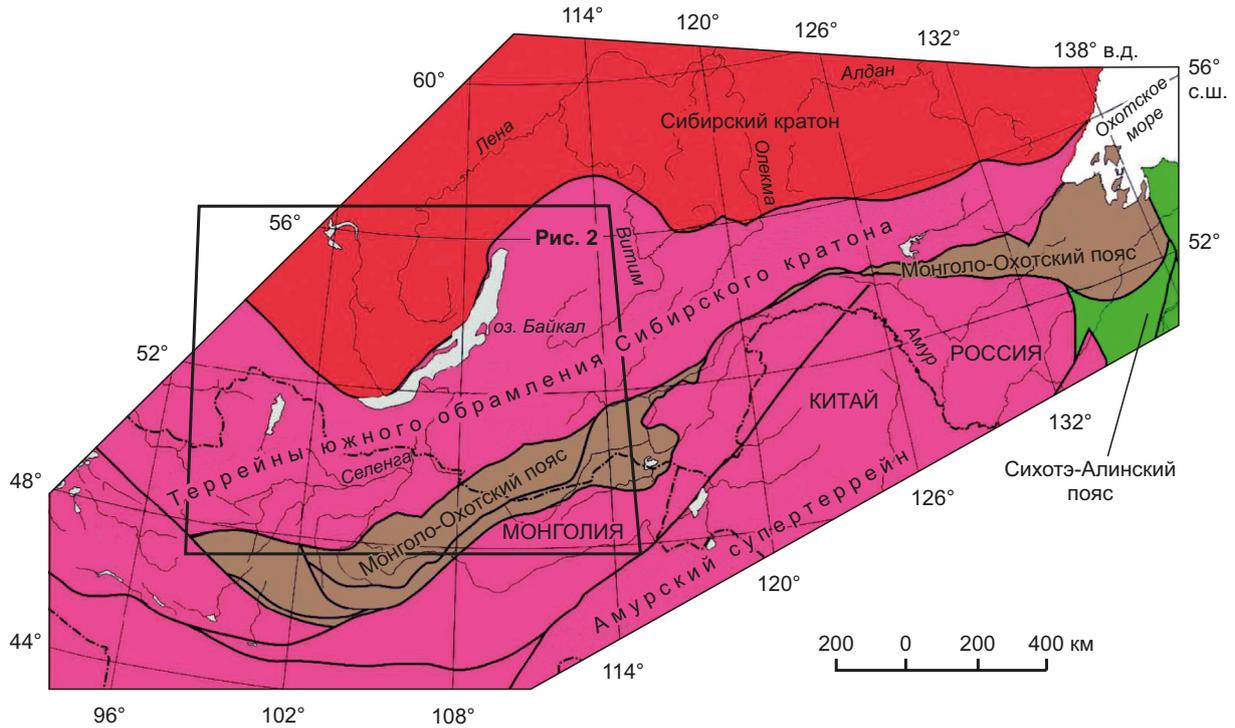


Рис. 1. Монголо-Охотский пояс и основные тектонические единицы Восточной Азии [Parfenov et al., 2001; Sorokin et al., 2022].
Fig. 1. The Mongol-Okhotsk Belt and major tectonic units of East Asia after [Parfenov et al., 2001; Sorokin et al., 2022].

2014] локализованы к юго-востоку и в непосредственной близости от крупнейшего в мире Ангаро-Витимского батолита. Для них характерно общее северо-восточное простирание и размеры 20–30 км в поперечнике и 50–150 км – по простиранию (рис. 2). Ядра обычно сложены позднепалеозойскими гранитами и гранито-гнейсами. Зона милонитов характеризуется разнообразными тектонитами, возникшими преимущественно за счет пород ядра, реже – нижней части покрова. К покровным образованиям относятся вулканогенно-осадочные породы верхнего палеозоя и мезозоя. Они не метаморфизованные и подвержены хрупким деформациям. Для комплексов метаморфических ядер Забайкалья характерны однотипные синметаморфические структурные парагенезисы: пологая сланцеватость, микро- и макроструктуры (складки, линейность, буди-наж, тени давления, С-S структуры, кинкбанды). Кинематический анализ показывает, что их становление происходило по механизму простого сдвига по зонам глубокопроникающих, пологопадающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении осуществлялся тектонический транспорт вещества. Деформация растяжения характеризовалась трендом с северо-запада на юго-восток. Такие движения способствовали возникновению листрических сбросов и формированию рифтовых впадин, расположенных по обрамлению комплексов метаморфических ядер. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования метаморфических ядер определяется значениями 112–123 млн лет, а время проявления метаморфизма – 140–130 млн лет. Породы

в зоне глубинного срыва преобразованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма ($T=350-640\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=3.2-4.6\text{ кбар}$).

Структурно-геологические, петрологические и изотопные данные показывают [Sklyarov et al., 1994, 1997; Donskaya et al., 2008, 2013, 2016; Donskaya, Mazukabzov, 2014; Mazukabzov et al., 2006], что значительная часть метаморфических образований Забайкалья имеет поздне-мезозойский возраст. Предполагается, что их формирование происходило в режиме растяжения и связано с коллапсом поздне-мезозойского Монголо-Охотского орогена, который возник в процессе ранне-мезозойского закрытия одноименного океанического бассейна и сложной коллизии Северо-Китайского континента (Северо-Китайско-Амурский блок) с Северной Евразией [Zonenshain et al., 1990; Zorin, 1999; Tomurtogoo et al., 2005; Donskaya et al., 2013; Shevchenko et al., 2014; Sorokin et al., 2020]. Считается [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2013, 2016; Donskaya, Mazukabzov, 2014; Mazukabzov et al., 2006], что утолщение континентальной коры в результате покровообразования способствовало усилению теплового потока и повышению пластичности в ее низах. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов на верхне- и среднекоровом уровне. Утонение коры сопровождалось изостатическим поднятием на поздней стадии растяжения, что способствовало выводу на поверхность структурно-вещественных комплексов среднекоровых уровней и формированию комплексов метаморфических ядер.

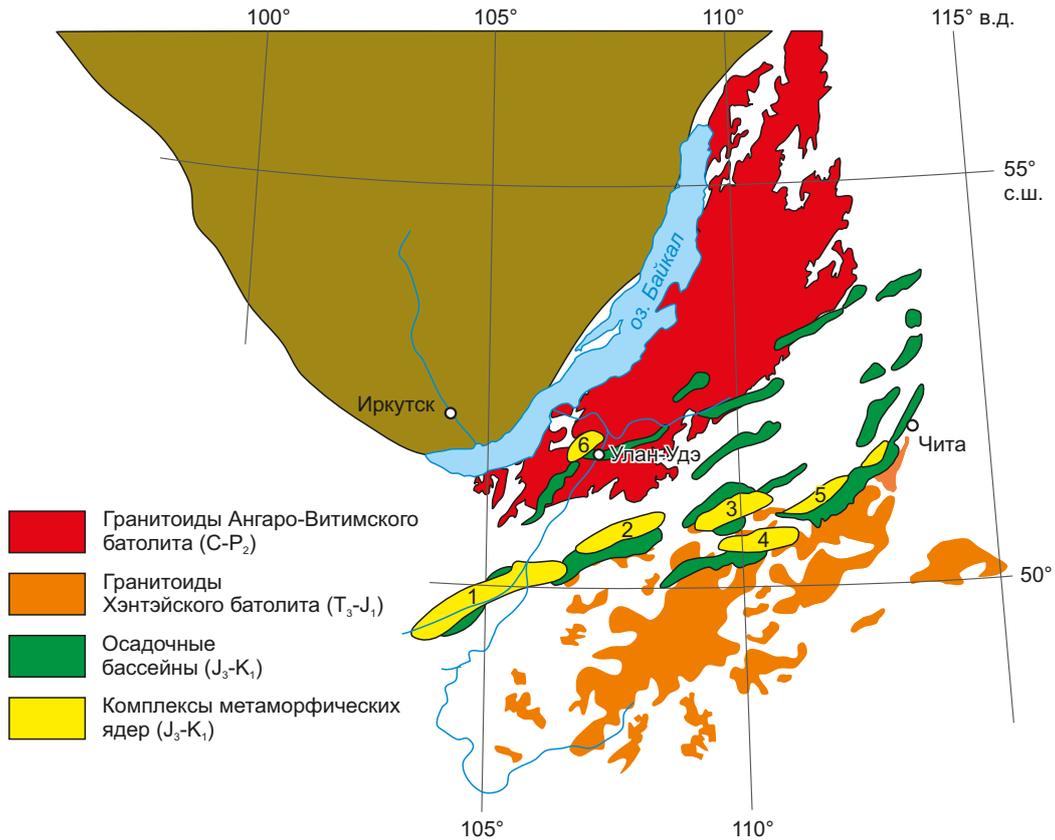


Рис. 2. Схема расположения комплексов метаморфических ядер и Ангаро-Витимского батолита в структуре Забайкалья (по данным [Yarmolyuk et al., 2002; Kuzmin et al., 2010; Tsygankov et al., 2017; Sklyarov et al., 1997]). Цифрами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: 1 – Бутулийннурский, 2 – Заганский, 3 – Цаганхунтейский, 4 – Малханский, 5 – Яблоновский, 6 – Селенгинский.

Fig. 2. Scheme of location of metamorphic core complexes and the Angara-Vitim batholith in the structure of Transbaikalia (according to [Yarmolyuk et al., 2002; Kuzmin et al., 2010; Tsygankov et al., 2017; Sklyarov et al., 1997]). The numbers on the scheme indicate metamorphic core complexes: 1 – Butuliy-Nur, 2 – Zagan, 3 – Tsagankhuntei, 4 – Malkhan, 5 – Yablonovi, 6 – Selenga.

Основными задачами исследований авторов является обоснование тектонотермальной эволюции Заганского метаморфического ядра по новым данным U-Pb датирования циркона, Ar-Ar датирования амфибола и слюд, трекового датирования апатита и оценка мощности тектонической и эрозионной денудации Монголо-Охотского орогена в мелу – палеоцене.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАГАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА

Заганский комплекс метаморфического ядра слагает одноименный хребет северо-восточной ориентировки, окруженный позднемезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Хилокской (с юга) и Тугнуйской (с севера) впадин (рис. 3). В его строении выделяется ядро, большая часть которого сложена разнообразными массивными гранитоидами, которые местами разгнейсованы, зона милонитов, которая окаймляет ядро и формирует антиформную структуру, и покров, сложенный позднепалеозойско-мезозойскими вулканогенно-осадочными породами [Mazukabzov et al., 2011]. Ядро выполнено сиенитами и граносиенитами, гнейсогранитами, среднезернистыми гранитами

и гранодиоритами. Гнейсограниты и огнейсованные гранодиориты приурочены к краевым частям Заганского поднятия и с неизменными гранитоидами связаны постепенными переходами. Темноцветные минералы в них приобретают взаимно параллельное расположение и создают в породе линейно-плоскостную текстуру. Возраст гранитоидов из центральной части ядра, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 260 млн лет [Mazukabzov et al., 2011]. Они интродированы гранитами Маргитуйского массива с возрастом 153 млн лет [Donskaya et al., 2008], которые по времени становления являются синтетектоническими и отражают инициальные процессы формирования комплекса метаморфического ядра.

Милониты образуют пологозалегающую зону динамометаморфических образований, развитых как по гранитоидам ядра, так и по позднепалеозойско-мезозойским вулканогенно-осадочным породам покрова. Видимая мощность зоны развития милонитов оценивается в 2.0–2.5 км. Переход от массивных гранитоидов ядра к амфибол-биотитовым и биотитовым гнейсам милонитовой зоны постепенный. Среди них присутствуют амфиболиты, мощность которых может достигать

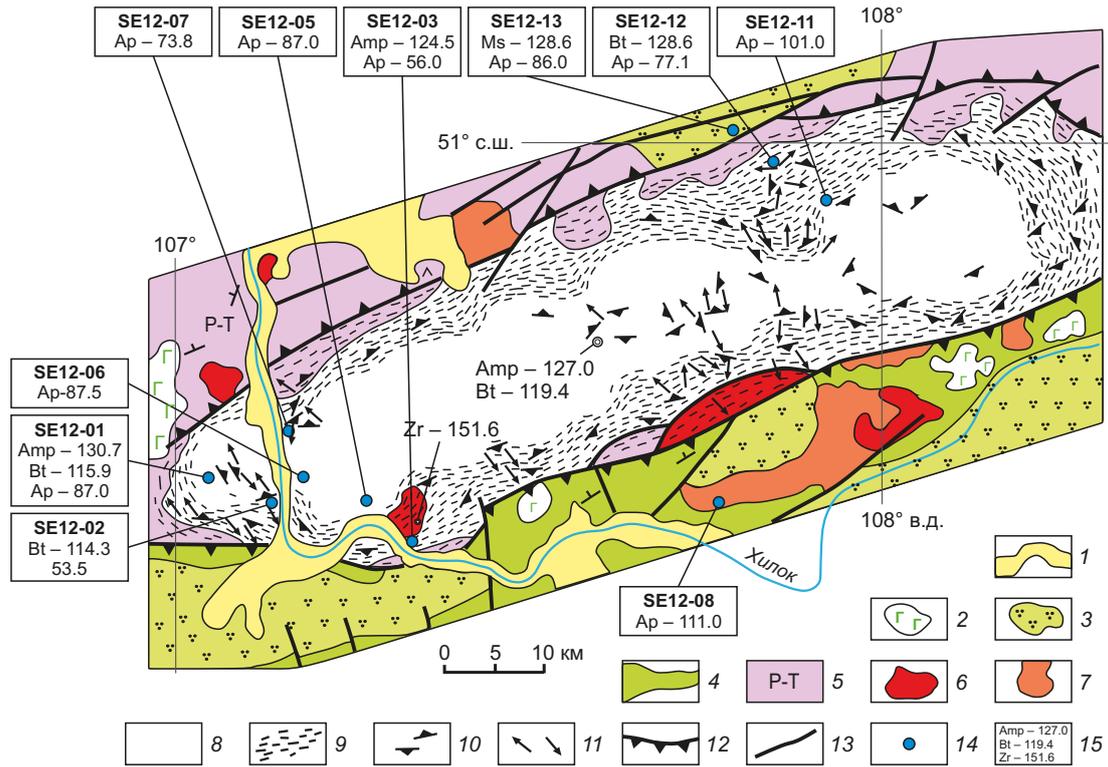


Рис. 3. Геологическая схема Заганского комплекса метаморфического ядра (по [Mazukabzov et al., 2011]).
 1 – четвертичные осадки; 2 – кайнозойские базальты; 3 – раннемеловые осадки; 4 – раннемеловые вулканогенно-осадочные образования; 5 – пермско-триасовые вулканогенно-осадочные образования; 6 – граносиениты поздней юры, в том числе Маргитуйского массива с возрастом 151 млн лет [Donskaya et al., 2016]; 7 – позднепалеозойские граниты; 8 – гранитоиды ядра; 9 – зона милонитов; 10 – сланцеватость; 11 – линейность; 12 – детачмент; 13 – субвертикальные разломы; 14 – места отбора образцов на геохронологическое датирование; 15 – возраст (млн лет), определенный U-Pb методом по циркону (Zr), Ar-Ar методом по амфиболу (Amp), биотиту (Bt) и мусковиту (Ms), трековым методом по апатиту (Ap). Обозначения минералов по [Warr, 2021].

Fig. 3. Geological scheme of the Zagan metamorphic core complexes (after [Mazukabzov et al., 2011]).
 1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3 – Early Cretaceous sediments; 4 – Early Cretaceous volcanogenic-sedimentary formations; 5 – Permian-Triassic volcanogenic-sedimentary formations; 6 – Late Jurassic granosyenites, including those from the Margituy massif with the age of 151 Ma [Donskaya et al., 2016]; 7 – Late Paleozoic granites; 8 – core granitoids; 9 – mylonite zone; 10 – foliation; 11 – linearity; 12 – detachment; 13 – subvertical faults; 14 – sampling sites for geochronological dating; 15 – U-Pb zircon (Zr) ages (Ma), Ar-Ar amphibole (Amp), biotite (Bt) and muscovite (Ms) ages, apatite (Ap) fission-track ages. Names of minerals are abbreviated after [Warr, 2021].

первой сотни метров. В северном крыле Заганского комплекса метаморфического ядра присутствуют тектониты по раннетриасовым конгломератам. Для зоны милонитов отмечается тенденция изменения метаморфизма пород от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации снизу вверх по разрезу. Среди них по степени преобразования исходных пород выделяются протомилониты, милониты и милонитовые сланцы, бластомилониты и псевдотахилиты [Sklyarov et al., 1997]. Все типы милонитов имеют пластообразную форму и конкордантны между собой.

Ar-Ar датирование амфибола и биотита из амфиболовых сланцев, залегающих среди милонитовых гнейсов, позволило определить временной интервал вывода на верхнекоровый уровень образований зоны хрупкопластического течения. Для синтетектонической роговой обманки получены значения 127 ± 2 млн лет, а для синтетектонического биотита – возрастной спектр

119 и 112 млн лет [Sklyarov et al., 1997]. На основании приведенных датировок сделан вывод, что время тектонического развития Заганского метаморфического ядра соответствует поздней юре – раннему мелу, а длительность составляет 45–50 млн лет [Sklyarov et al., 1997].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для термохронологических реконструкций используется комплекс геохронологических методов, характеризующихся разной температурой закрытия изотопных систем минералов: от U-Pb датирования циркона (температура закрытия $T_c \sim 900$ °C), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола ($T_c \sim 550$ °C), биотита, мусковита ($T_c \sim 320$ °C), полевого шпата/плагиоклаза ($T_c \sim 300$ °C) до трекового датирования апатита ($T_c \sim 110$ °C) [Hodges, 2004]. Сопоставление фиксируемых значений возраста изотопных систем минералов с температурой их

закрытия позволяет оценить последовательно глубину залегания пород (учитывая усредненный температурный градиент в 25–30 °/км) на различных промежутках времени, начиная от их формирования и заканчивая выводом к земной поверхности в результате тектонических событий. Такой мультисистемный подход использован авторами [Travin et al., 2022] для изучения тектонотермальной эволюции позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, расположенных в Центральном Забайкалье вблизи Заганского метаморфического ядра (см. рис. 2). Сделан вывод, что в период проявления Монголо-Охотской орогении (170–140 млн лет назад) произошло поднятие пород Ангаро-Витимского батолита с глубины 10–7 км до глубины 4–3 км, что может быть связано с интенсивным горообразованием в Забайкалье и денудацией около 6–4 км мощности земной коры.

Термохронологические реконструкции Заганского метаморфического ядра проводились по образцам центральной части ядра, зоны милонитов и нижней части покрова (Прил. 1, табл. 1.1) с использованием U/Pb датирования циркона, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования амфибола и слюды, трекового датирования апатита. U-Pb датировки по циркону и апатиту получены методом LA-ICP-MS в Казанском федеральном университете, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки минералов (рис. 4) – методом ступенчатого прогрева на основе полноценного плато [Travin, 2016],

и замеры треков в апатите проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН.

В Прил. 1, табл. 1.1, и на термохронологической диаграмме (рис. 5) приведена сводка новых и опубликованных данных изотопного и трекового датирования минералов из пород Заганского комплекса метаморфического ядра. U-Pb датировки по циркону, отображающие время консолидации гранитного расплава, распределяются в интервале 253–250 млн лет [Mazukabzov et al., 2011; Bishaev et al., 2022]. Данный интервал соответствует времени формирования гранитоидов Хангайского батолита (255±10 млн лет), расположенного южнее в Центральной Монголии [Yarmolyuk et al., 2002; Kuzmin et al., 2010].

Значения ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста, полученные по роговой обманке и биотиту (Прил. 1, табл. 1.1; см. рис. 4) из пород зоны милонитов, попадают соответственно в возрастной диапазон 131–125 и 120–114 млн лет. С учетом возраста закрытия изотопных систем амфибола и биотита (см. рис. 4), характеризующих зону милонитов, деформация позднепермско-раннетриасовых гранитоидов произошла в интервале T_c от ~550 до ~320 °C, что соответствует глубине 17 и 10 км соответственно, принимая усредненный температурный градиент в 25–30 °/км. Полученные данные термической истории минералов из пород зоны милонитов свидетельствуют о быстром подъеме к поверхности магматических и

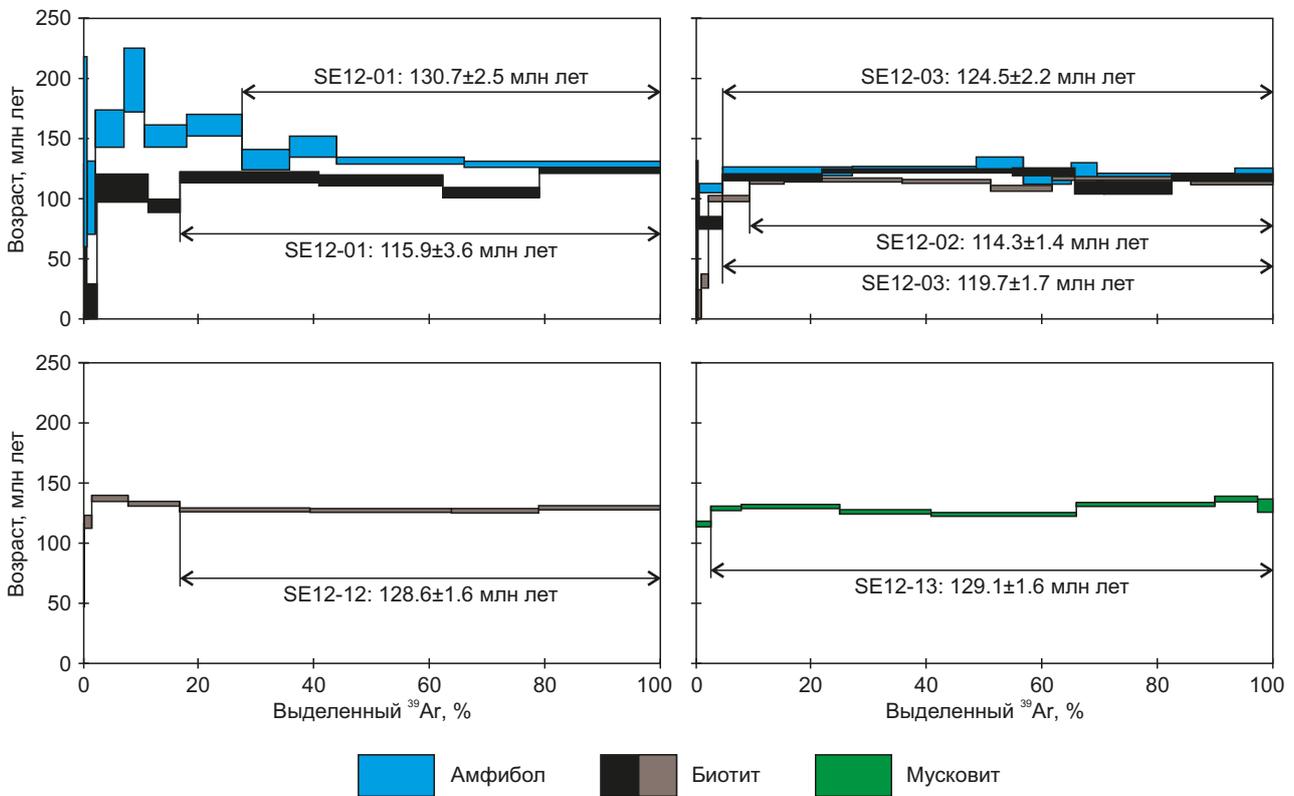


Рис. 4. Результаты датирования минералов из пород милонитовой зоны Заганского комплекса метаморфического ядра. Местоположение см. на рис. 2 и в Прил. 1, табл. 1.1.

Fig. 4. Results of Ar-Ar dating of minerals from the rocks of the mylonite zone of the Zagan metamorphic core complexes. See Fig. 2 and App. 1, Table 1.1 for locations.

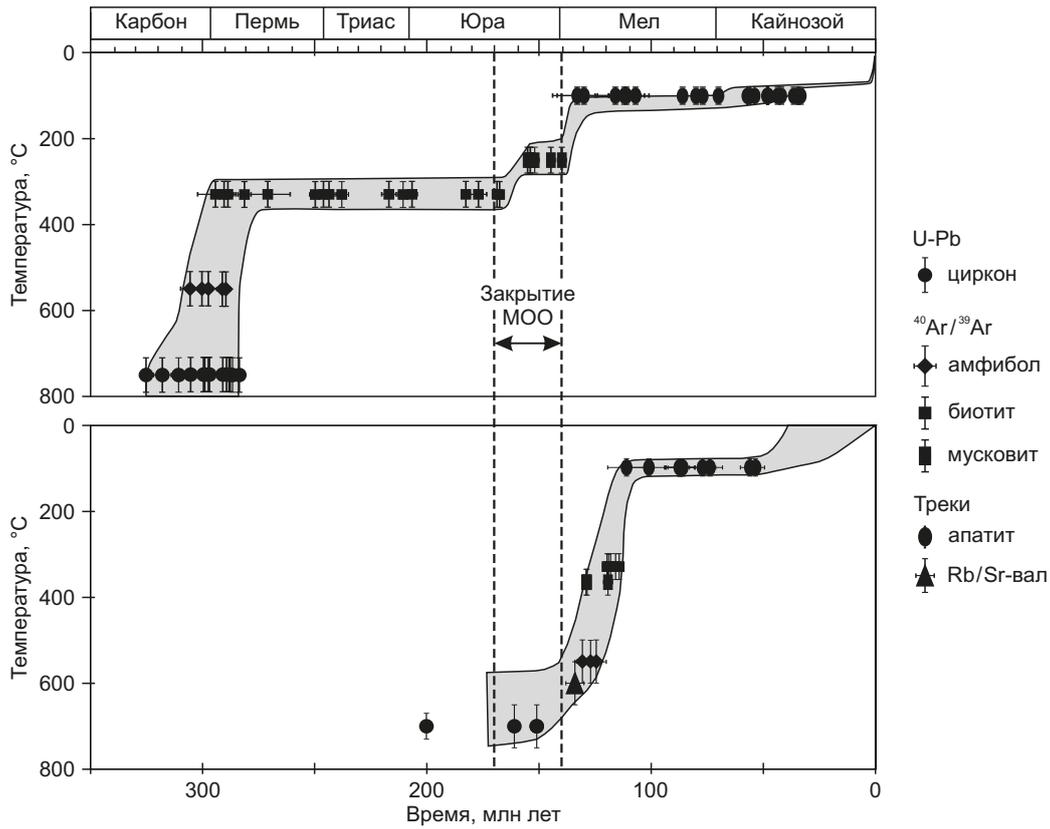


Рис. 5. Термохронологическая диаграмма эволюции пород Ангаро-Витимского батолита (верхний ряд) [Travin et al., 2022] и Заганского комплекса метаморфического ядра (нижний ряд). Исходные данные для комплекса см. в Прил. 1, табл. 1.1.

Fig. 5. Thermochronological diagram of the evolution of rocks from the Angara-Vitim batholith (upper row) [Travin et al., 2022] and the Zagan metamorphic core complexes (lower row). See App. 1, Table 1.1 for the initial complexes data.

метаморфических комплексов, слагающих Заганский комплекс метаморфического ядра в раннем мелу (131–114 млн лет), который сопровождался денудацией вышележащих пород мощностью около 7 км. Скорость денудации составляла около 0.4 мм/год. Мощность денудации оценивается по разнице между температурами глубин, при которых происходит закрытие изотопных систем роговой обманки и биотита, составляющей 230 °С.

Трековое датирование апатита указывает на то, что охлаждение пород Заганского комплекса метаморфического ядра происходило в период 111–54 млн лет (поздний мел – палеоцен) (рис. 5). В этот период времени различные части ядра пересекли изограду $T_c \sim 110$ °С (глубина около 3 км), с которой начинают проявляться треки в апатите (трековый возраст). Мощность денудации в позднем мелу – палеоцене определяется по разнице температуры закрытия изотопных систем биотита ($T_c \sim 320$ °С) и апатита ($T_c \sim 110$ °С), что составляет 210 °С. Мощность денудации оценивается в 6 км, скорость денудации – около 0.1 мм/год.

После длительного спокойствия (эоцен – миоцен) произошла реактивация территории Забайкалья в плиоцен-четвертичное время вследствие дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии [Dobretsov et al., 1996; Jolivet et al., 2009; De Grave et al., 2007; Buslov,

2012], в результате которой изученные породы Заганского метаморфического ядра были выведены на дневную поверхность. Мощность денудации составила около 3 км.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Закрытие Монголо-Охотского океана и сложная коллизия Северо-Китайского континента (Северо-Китайско-Амурский блок) с Северной Евразией привели к формированию Монголо-Охотского орогена. Утолщение континентальной коры в результате покровообразования способствовало усилению теплового потока и повышению пластичности в ее низах. Это предопределило неустойчивость орогена и его коллапс, что привело к инициации детачмента – крупноамплитудного пологопадающего к юго-востоку (в современных координатах) сброса (рис. 6, а). О времени начала его образования можно судить по возрасту щелочных гранитов маргитуйского комплекса в зоне бластомилонитов, обнаруживающих признаки кристаллизации в условиях активного тектогенеза [Donskaya et al., 2008]. Возраст гранитов составляет 153 млн лет.

В раннемеловое время происходило существенное уменьшение мощности верхней коры в результате тектонической денудации, обусловленной двумя взаимосвязанными процессами (рис. 6, б) согласно модели

Б. Верника [Wernicke, 1981]: сползанием к юго-востоку (в современных координатах) верхней мегапластины и формированием серии субпараллельных литрических сбросов (тилтинг). Время этих событий соответствует интервалу 131–114 млн лет, за который было денудировано около 7 км вышележащих пород. Скорость тектонической денудации оценивается в 0.4 мм/год.

Последующий интервал 111–54 млн лет характеризуется замедлением скорости денудации перекрывающих пород, что, по-видимому, обусловлено замедлением или полным прекращением процессов растяжения

и обеспечением подъема к поверхности магматических и метаморфических комплексов за счет изостатического всплывания относительно легких гранитных масс и эрозионной денудации верхних частей коры. Скорость эрозионной денудации в этот период оценивается в 0.1 мм/год.

Сопоставление скоростей денудации показывает, что тектоническая денудация, действующая на ранних стадиях коллапса орогена, была в четыре раза более эффективной, чем эрозионная денудация, ответственная за удаление перекрывающих комплексов на поздней стадии развития системы.

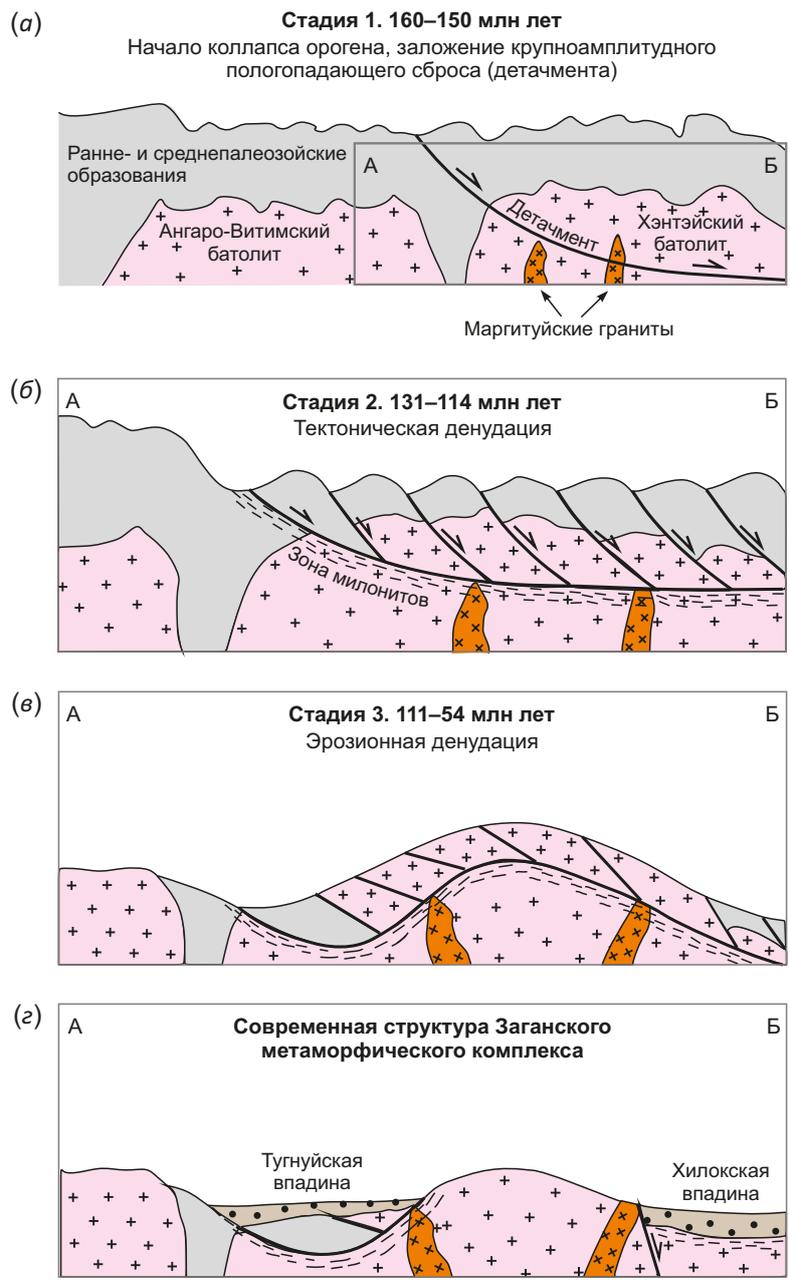


Рис. 6. Схематическая модель формирования Заганского комплекса метаморфического ядра (пояснения в тексте). Стрелками показаны направления смещения по разломам.

Fig. 6. Schematic model of the formation of the Zagan metamorphic core complexes (see text for explanations). The arrows show the direction of displacement along the faults.

Только на последних стадиях эволюции Заганского комплекса метаморфического ядра он приобретает куполовидную форму за счет всплывания относительно легкого гранитоидного субстрата (рис. 6, в). В пользу существования на ранних этапах регионального пологопадающего сброса (детachment) свидетельствуют мощные, до 2.0–2.5 км, зоны бластомилонитов с северного и южного фланга Заганского комплекса метаморфического ядра и одинаковое направление смещения (вверх к юго-востоку) в северной и южной зоне бластомилонитов [Sklyarov et al., 1994, 1997].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные по тектонотермальной эволюции Заганского метаморфического ядра позволяют сделать следующие выводы:

1. По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов и слюд милонитовой зоны время активного роста Заганского комплекса метаморфического ядра соответствует раннему мелу (131–114 млн лет) с длительностью в 17 млн лет. Тектоническая экспозиция ядра со средних уровней коры до глубины около 9 км осуществлялась с высокой скоростью тектонической эрозии (около 0.4 мм/млн лет) как результат постколлизийного растяжения Монголо-Охотского орогена.

2. Трековое датирование апатита указывает на то, что дальнейшее охлаждение пород Заганского метаморфического ядра до $T_c \sim 110^\circ\text{C}$ (с глубины около 3 км) происходило в позднем мелу – палеоцене (111–54 млн лет) в течение 57 млн лет. Скорость эрозионной денудации составляла около 0.1 мм/год. Процесс осуществлялся в результате разрушения высокого, более 6 км, горного поднятия.

3. Приведенные оценки показывают, что скорость тектонической денудации в четыре раза превышала скорость эрозионной денудации в процессе разрушения горного поднятия.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю признательность рецензентам члену-корреспонденту А.А. Сорокину и доктору геолого-минералогических наук А.А. Цыганкову за предложения и замечания, позволившие значительно улучшить статью.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Anderson J.L., Barth A.P., Young E.D., 1988. Mid-Crustal Cretaceous Roots of Cordilleran Metamorphic Core Complexes. *Geology* 16 (4), 366–369. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0366:MCCROC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0366:MCCROC>2.3.CO;2).

Bishaev Yu.A., Buslov M.M., Travin A.V., 2022. Tectonothermal Evolution of Western Transbaikalia in the Late Cretaceous – Cenozoic Based on Apatite Fission-Track Dating. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 18–21, 2022). Iss. 20. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 27–28 (in Russian) [Бишаев Ю.А., Буслов М.М., Травин А.В. Тектонотермальная эволюция Западного Прибайкалья в позднем мелу – кайнозой по данным трекового датирования апатита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–21 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 27–28].

Buslov M.M., 2012. Geodynamic Nature of the Baikal Rift Zone and Its Sedimentary Filling in the Cretaceous–Cenozoic: The Effect of the Far-Range Impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian Collisions. *Russian Geology and Geophysics* 53 (9), 955–962. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.010>.

De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P., 2007. Distal Effects of India-Eurasia Convergence and Mesozoic Intracontinental Deformation in Central Asia: Constraints from Apatite Fission-Track Thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2–3), 188–204. <http://doi.org/10.1016/j.jseae.2006.03.001>.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D., 1996. Meso- and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plume. *International Geology Review* 38 (5), 430–466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V., 2013. Late Paleozoic – Mesozoic Subduction-Related Magmatism at the Southern Margin of the Siberian Continent and the 150 Million-Year History of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 79–97. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.07.023>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wang T., Guo L., Rodionov N.V., Demonterova E.I., 2016. Mesozoic Granitoids in the Structure of the Bezmyannyi Metamorphic-Core Complex (Western Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 57 (11), 1591–1605. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.005>.

Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2014. The Geochemistry and Ages of Rocks in the Footwall of the Butuliy-Nur and Zagan Metamorphic Core Complexes (North Mongolia – Western Transbaikalia). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 683–701 (in Russian) [Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийно-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (Северная Монголия – Западное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 683–701]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0149>.

Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E., 2008. Age and Evolution of Late Mesozoic Metamorphic Core Complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia. *Journal of the Geological Society* 165 (1), 405–421. <http://doi.org/10.1144/0016-76492006-162>.

Hodges K.V., 2004. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. In: H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds), *Treatise on Geochemistry*. Vol. 3. Elsevier, p. 263–292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>.

Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V., 2009. How Old Is the Baikal Rift Zone? Insight from Apatite Fission Track Thermochronology. *Tectonics* 28 (3). <http://doi.org/10.1029/2008TC002404>.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic Hot Spot Traces and Paleogeographic Reconstructions of the Siberian Continent Based on Interaction with the African Large Low Shear Velocity Province. *Earth Science Reviews* 102 (1–2), 29–59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>.

Lister G.S., Baldwin S.L., 1993. Plutonism and Origin of Metamorphic Core Complexes. *Geology* 21 (7), 607–610. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0607:PA TOOM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0607:PA TOOM>2.3.CO;2).

Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., Sal'nikova E.B., 2006. Structure and Age of the Metamorphic Core Complex of the Burgutui Ridge (Southwestern Transbaikal Region). *Doklady Earth Sciences* 407, 179–183. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020048>.

Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., 2011. Metamorphic Core Complex of the Transbaikalia: Review. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 95–125 (in Russian) [Мазукабзов А.М., Склярлов Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 2. С. 95–125]. <https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036>.

Parfenov L.M., Popoko L.I., Tomurtogoo O., 2001. Problems of Tectonics of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Geology of the Pacific Ocean* 16 (5), 797–830.

Shevchenko B.F., Popoko L.I., Didenko A.N., 2014. Tectonics and Evolution of the Lithosphere of the Eastern Fragment of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 667–682 (in Russian) [Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 667–682]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0148>.

Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Doronina N.A., Shafeev A.A., 1994. Complex of the Metamorphic Core of the Zagan Ridge (Transbaikalia). *Doklady Earth Science* 339 (1), 83–86 (in Russian) [Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М.,

Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Комплекс метаморфического ядра Заганского хребта (Забайкалье) // Доклады АН. 1994. Т. 339. № 1. С. 83–86].

Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Melnikov A.I., 1997. Metamorphic Core Complexes of the Cordilleran Type. Publishing House of SPC UIGGM SB RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 182 с.].

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A.Yu., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Buchko I.V., 2022. Mesozoic Thermal Events and Related Gold Mineralization in the Eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt: Constraints from Regional Geology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating. *International Geology Review* 65 (9), 1476–1499. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2092781>.

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H., 2020. Timing of Closure of the Eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf Isotopic Data of Detrital Zircons from Metasediments along the Dzhangdy Transect. *Gondwana Research* 81, 58–78. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009>.

Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y., 2005. Zircon Age and Occurrence of the Adaatsag Ophiolite and Murov Shear Zone, Central Mongolia: Constraints on the Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean, Suture and Orogen. *Journal of the Geological Society* 162, 125–134. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-146>.

Travin A.V., 2016. Thermochronology of Early Paleozoic Collisional and Subduction-Collisional Structures of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 434–450. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.006>.

Travin A.V., Buslov M.M., Bishaev Yu.A., Tsygankov A.A., 2022. Thermochronology of the Angara-Vitim Granitoid Batholith as an Evolution Record of the Mongol-Okhotsk Orogen. *Doklady Earth Sciences* 507 (S3), S396–S399. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601687>.

Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuiev M.D., 2017. Geodynamics of Late Paleozoic Batholith Forming Processes in Western Transbaikalia. *Petrology* 25, 396–418. <https://doi.org/10.1134/S0869591117030043>.

Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A., 2012. Timing and Processes of Late Mesozoic Mid-Lower-Crustal Extension in Continental NE Asia and Implications for the Tectonic Setting of the Destruction of the North China Craton: Mainly Constrained by Zircon U-Pb Ages from Metamorphic Core Complexes. *Lithos* 154, 315–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.020>.

Wang T., Zheng Y., Zhang J., Zeng L., Donskaya T., Guo L., Li J., 2011. Pattern and Kinematic Polarity of Late Mesozoic Extension in Continental NE Asia: Perspectives from Metamorphic Core Complexes. *Tectonics* 30 (6), TC6007. <https://doi.org/10.1029/2011TC002896>.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Wernicke B., 1981. Low-Angle Normal Faults in the Basin and Range Province: Nappe Tectonics in Extended Orogen. *Nature* 291, 645–648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., 2002. Tectonomagmatic Zoning, Magma Sources, and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia–Transbaikal Province. *Geotectonics* 36 (4), 293–311.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Tectonics of Lithospheric Plates of the USSR. Book 1. Nedra, Moscow, 328 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натопов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.].

Zorin Yu.A., 1999. Geodynamics of the Western Part of the Mongolia–Okhotsk Collisional Belt, Trans-Baikal Region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics* 306 (1), 33–56. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00042-6).

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Результаты U/Pb датирования по циркону, Ar/Ar датирования по амфиболу, биотиту и мусковиту, AFT датирования по апатиту Заганского комплекса метаморфического ядра. Ядро: SE12-05-12; зона милонитов: SE12-01-03; покров: SE12-13

Table 1.1. Results of U/Pb zircon dating, Ar/Ar amphibole, biotite and muscovite dating, and AFT dating of apatite from the Zagan metamorphic core complex. Core: SE12-05-12; mylonite zone: SE12-01-03; nappe: SE12-13

Номер	Координаты	Высота, м	Порода	U/Pb, млн лет	Ar/Ar Amp, млн лет	Ar/Ar Bt, млн лет	Ar/Ar Mu, млн лет	AFT, млн лет
SE12-01	50°41.105' 107°6.063'	920	гнейс	-	130.7±2.5	115.9±3.6	-	87.0
SE12-02	50°40.308' 107°6.995'	912	гнейс	-	-	114.3±1.4	-	53.5
SE12-03	50°38.16' 107°18.591'	615	биотит- амфиболовый сланец	-	122.0±1.8	119.7±1.7	-	56.0
SE12-05	50°71.181' 107°15.031'	862	диорит	253	-	-	-	87.0
SE12-06	50°42.467' 107°8.433'	615	диорит	-	-	-	-	87.5
SE12-07	50°44.45' 107°7.866'	615	граносиенит	253	-	-	-	73.8
SE12-08	50°40.909' 107°47.677'	614	граносиенит	290	-	-	-	111.0
SE12-11	50°56.116' 107°55.665'	1044	гранит	200, 250, 290	-	-	-	101.0
SE12-12	51°0.522' 107°49.714'	614	граносиенит	-	-	128.6±1.6	-	77.1
SE12-13	51°0.755' 107°47.932'	615	мета- конгломерат	-	-	-	129.1±6.0	86.0