

турными преобразованиями в верхней литосферной пластине, ограниченной снизу разделом Конрада. В кратком виде этот геодинамический процесс можно обозначить как переукладку тектони-

ческих блоков под воздействием различных геотектонических факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (02-05-64022).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вознесенский А.В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии // Геогр. о-во СССР, мат. отд. физ. геогр. В.1, Л., 1962. 61 с.
2. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Голенецкий С.И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 228—235.
4. Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: Имя, 1997. 95 с.
5. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Отв. ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука. Сиб.отд., 1981. 105 с.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука — Интерпериодика», 2001. 571 с.
7. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
8. Уфимцев Г.Ф. Парадокс байкальской геодинамики // Природа. 1998. № 8. С. 88—90.
9. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2002. 494 с.
10. Уфимцев Г.Ф. Загадка залива Провал // Наука в России 2004 № 1. С. 74—79.
11. Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Геология и геофизика. 2001. № 2. С. 26—29.
12. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 74—90.
13. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.
14. Флоренсов Н.А., Галкин В.И. Живые сбросы на западном побережье Байкала // Изв. Вост.-Сиб. отд. геогр. о-ва СССР. Т. 65. Иркутск, 1967. С. 73—83.

Институт земной коры СО РАН
Рецензент — А.К. Корсаков

551.24:551.72(571.55)

Б.Н. АБРАМОВ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЫ

Геодинамические режимы формирования осадочных и интрузивных комплексов пород Кодаро-Удоканской зоны определялись тектоническими процессами. Так, в отложениях раннепротерозойского удоканского комплекса (PR₁) выделяются два формационных ритма, образованных в различных геодинамических условиях. Геохимические особенности терригенных отложений нижнего формационного ритма (чинейская серия) отвечают образованию их в обстановке активной континентальной окраины (?), а терригенные отложения верхнего формационного ритма (кеменская серия) — пассивной континентальной окраины. Формирование гранитоидов кодарского ($\gamma\delta\text{PR}_1\text{kd}$), ингамакитского ($\gamma\delta\text{PR}_2\text{zig}$), эйнахского ($\gamma\pi\text{J}_{1-2}\text{e}$) и габброидов чинейского ($\nu\delta\text{PR}_1\text{c}$) комплексов определялись коллизионными процессами. Образование габброидов доросского комплекса ($\nu\delta\text{PR}_2\text{d}$) связано с процессами континентального рассеянного спрединга.

При анализе геодинамических обстановок южного обрамления Сибирской платформы отмечено сходство раннепротерозойского удоканского осадочного бассейна с комплексами пассивных континентальных окраин [4, 5]. Изучение геохимических особенностей и литологического состава пород показало, что такое сходство достоверно подтверждается только для верхних частей разреза удоканского комплекса (кеменская серия).

В Кодаро-Удоканской структурной зоне кроме широко распространенных терригенно-карбонатных отложений удоканского комплекса развиты интрузивные образования протерозойского, палеозойского и реже мезозойского возрастов. Состав отложений удоканского комплекса неоднороден, в его объеме выделяются породы различных формационных типов, отражающие различные их текто-

нические обстановки формирования. Породы удоканского комплекса подразделены на три серии и одиннадцать свит [14] (рис. 1). Региональный метаморфизм отложений удоканского комплекса доходит до амфиболитовой фации. При этом метаморфизм отложений верхних частей удоканского комплекса (до нижнечинейского уровня) отвечает зеленосланцевой фации, отложения чинейской серии (до нижнечинейского уровня) — эпидот-амфиболитовой, отложения нижних частей разреза (кодарская серия) — амфиболитовой.

Отличительные особенности отложений чинейской серии — преобладание тонкозернистых разновидностей пород, наличие горизонтов кварцитов и углеродсодержащих сланцев, убогих горизонтов медистых и железистых песчаников, наличие карбонатных толщ в верхних частях разреза.

Серия	Системы, свиты	Мощность, м	Литологическая колонка
	Q, N	10-100	
	K, I, T	100-700	
	P	100-400	
	O, Э	30-60	
	V, R		
Кеменская	Намингинская	1150-1500	
	Сакуканская	1500-3000	
	Талаканская	1100-1450	
Чинейская	Бутунская	300-600	
	Александровская	130-600	
	Читкандинская	30-1300	
	Инырская	250-400	
	Аянская	120-150	
	Икабийская	200-1000	
Кодарская	Веселинская	400-600	
	Боруяхская	500	

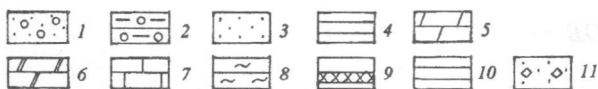


Рис. 1. Геологический разрез отложений Кодаро-Удоканского прогиба: 1 — кайнозойские рифтогенные отложения (пески, глины, супеси, гравийно-галечный материал); 2 — разнозернистые породы (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты); 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — известняки, песчаники; 6 — доломиты; 7 — аргиллиты; 8 — известняки; 9 — сланцы; 10 — медистые песчаники; 11 — железистые песчаники

Породы кеменской серии представлены монотонными толщами аркозовых и полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов. Отложением сакуканской свиты характеризуются наличием мощных горизонтов железистых и медистых песчаников.

Установлено, что преобладающая часть отложений чинейской серии имеет олигомиктовый или мономиктовый состав, кеменской серии — полимиктовый [9]. Обломочные зерна пород чинейской серии представлены кварцитами, кварцем и редко полевыми шпатами, что свидетельствует о зрелости континентальных пород, подвергшихся выветриванию. Обломочный состав образований кеменской серии полимиктовый: обломки яшм, кислых эффузивов, плагиоклаза, калиевого полевого шпата [16]. Отложения чинейской серии отнесены преимущественно к флишевому формационному типу, кеменской серии — к молласовому [16]. Анализ петрографического состава обломочного материала пород кеменской серии свидетельствует о размыве пород, преимущественно гранитоидного состава.

В составе отложений удоканского комплекса выделены основные акцессорные минералы: магнетит, титаномагнетит, ильменит, рутил, сфен,

лейкоссен, циркон, монацит, турмалин (три разновидности), апатит (две разновидности) и редко встречающийся ксенотим [2]. При этом отмечены следующие отличия обломочных составов пород чинейской и кеменской серий: среди акцессорных отложений чинейской серии отсутствуют ильменит и ксенотим, породы кеменской серии характеризуются повышенными содержаниями большинства акцессорных минералов [2].

Различие пород кеменской и чинейской серий проявляются также в развитии пликативной тектоники. Так, породы кеменской серии деформированы в относительно простые брахиформные складки, отложения чинейской серии — в более сложные линейные складки, осложненные разрывными нарушениями.

Отложения кеменской серии с отчетливым угловым несогласием, по линиям пологих надвигов, налегают на породы чинейской серии при общем падении тектонических чешуй в северных румбах. Границы тектонических чешуй фиксируются зонами метаморфических сланцев, мощностью до нескольких десятков метров [15].

Периоду формирования кеменской серии предшествовал большой временной перерыв. Возраст пород кеменской серии остается дискуссионным. Изучение биоты кеменской серии показывает близость с биотой рифейского возраста, что противоречит данным изотопной геохронологии [14].

В разрезе отложений удоканского комплекса выделены два формационных ритма, отражающих разные их режимы формирования. Нижний ритм выделен в объеме чинейской серии, верхний — кеменской [16].

Породы чинейской и кеменской серий отличаются также и геохимическими характеристиками. Так, для пород чинейской серии типичны более высокие концентрации большинства элементов-примесей. Средний химический состав терригенных отложений кеменской серии в отличие от чинейской характеризуется более высокими содержаниями кремнезема, общего железа, преобладанием кальция над магнием, калия над натрием.

Приведенный материал свидетельствует о значительной тектонической перестройке региона на рубеже чинейского и кеменского времени. Отмечено, что смена источников сноса в Кодаро-Удоканском регионе произошла тогда, когда к Чаро-Олекминскому блоку и прилегающим частям Алданского щита близко подошел Становой блок и стал возможен снос обломочного материала из Становой зоны [5].

На диаграммах, классифицирующих терригенные отложения различных тектонических обстановок, концентрации элементов в песчаниках чинейской серии сопоставимы с песчаниками активных континентальных окраин, а песчаники кеменской серии — с таковыми пассивных окраин [6] (рис 2, 3).

Геохимические характеристики пород чинейской серии, подтверждающие, что они сформировались в обстановке активной континентальной окраины, входят в противоречие с составами пород, типичными для активных континентальных окраин. Так, в разрезе чинейской серии отсутствуют вулканогенные образования. Однако при этом состав отложений чинейской серии близок к соста-

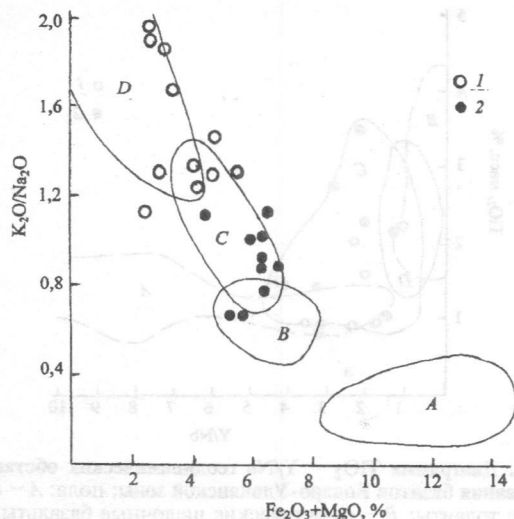


Рис. 2. Диаграмма $K_2O/Na_2O - Fe_2O_3 + MgO$, характеризующая геодинамические обстановки формирования терригенных отложений удоканского комплекса; поля песчаников из различных тектонических обстановок: *A* – океанические островные дуги, *B* – континентальные островные дуги, *C* – активная континентальная окраина, *D* – пассивная континентальная окраина; 1 – песчаники кеменской серии, 2 – песчаники чинейской серии; Fe_2O_3 – суммарное железо в пересчете на Fe_2O

ву пород нижних частей Курильской островной дуги, сложенных флишевыми морскими отложениями мощностью > 2000 м [11]. Геохимическую специфику отложений чинейской серии можно объяснить присутствием в породах областей сноса вулканогенных образований, развитых в аршейских зеленокаменных поясах севернее Кодаро-Удоканской зоны. В пользу этого также свидетельствует наличие в обломочной части пород кеменской серии вулканогенных образований (яшмоиды, кислые эффузивы).

В течение длительной истории формирования удоканского комплекса существовало несколько периодов тектонической активности, повлиявших на геодинамические обстановки образования осадочных и интрузивных комплексов пород Кодаро-Удоканской зоны. С начальными этапами формирования удоканского комплекса связано образование гранито-гнейсов куандинского комплекса ($\gamma PR_1 kn$), верхняя возрастная граница которого 2100–2200 млн. лет [12]. Эти граниты тяготеют к границам нижних базальных частей удоканского комплекса.

С периодом тектонической активности на рубеже возникновения чинейской и кеменской серий связана смена формационных ритмов отложений удоканского комплекса. В этот же период времени образовались гранитоиды кодарского ($\gamma PR_1 kd$) и габброиды чинейского комплексов [7, 10]. С позднепротерозойским периодом активизации Кодаро-Удоканской зоны связано образование даек и силлов габброидов доросского комплекса ($\nu d PR_2 d$), прорывающих породы удоканского комплекса и перекрываемых отложениями венда. Палеозойский период активизации проявлен формированием обширных полей гранитоидов ингамакитского комплекса ($\gamma d PR_3 ig$). В раннем мезозое образованы небольшие выходы гранитоидов эймнахского комплекса ($\gamma J_{1-2} e$).

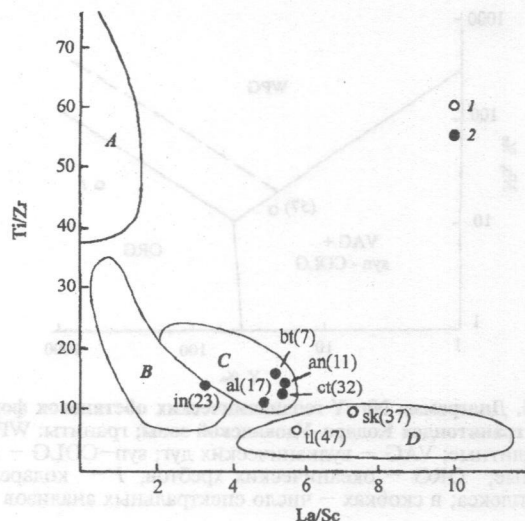


Рис. 3. Диаграмма $Ti/Zr - La/Sc$, отражающая геодинамические обстановки формирования терригенных отложений удоканского комплекса; поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: *A* – океанические островные дуги, *B* – континентальные островные дуги, *C* – активная континентальная окраина, *D* – пассивная континентальная окраина. Диаграмма построена по отношениям средних значений элементов в песчаниках. 1 – песчаники кеменской серии, 2 – песчаники чинейской серии. Терригенные отложения (песчаники) по свитам удоканского комплекса: sk – сакуканская, tl – талаканская, bt – бутунская, al – александровская, ct – читкандинская, an – аянская, in – инырская; в скобках – число спектральных анализов.

Для определения геодинамических обстановок формирования гранитов Кодаро-Удоканской зоны применен ряд дискриминационных диаграмм. На дискриминационной диаграмме Д. Пирса [6] граниты кодарского комплекса ложатся в поле значений гранитов активных континентальных окраин + коллизионных гранитов (рис. 4, 5). На диаграмме П. Мениара, Ф. Пикколи [6] граниты кодарского, ингамакитского и эймнахского комплексов отмечаются в поле значений – гранитоиды островных дуг (IAG) + граниты континентальных островных дуг (CAG) + граниты обстановок континентальной коллизии (CCG). Для разделения этих гранитов служит индекс $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (расчеты в молекулярных количест-

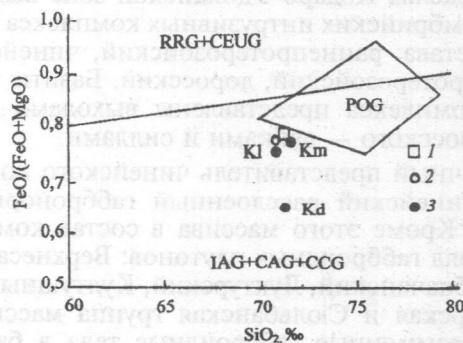


Рис. 4. Диаграмма $FeO/(FeO + MgO) - SiO_2$, демонстрирующая геодинамические обстановки формирования гранитоидов Кодаро-Удоканской зоны; поля – гранитоиды: RRG, связанные с рифтами; CEUG – континентальных эпиорогенных поднятий; IAG – островных дуг; CAG – континентальных дуг; CCG – обстановок континентальных коллизий; граниты: 1 – эймнахского комплекса; 2 – ингамакитского комплекса; 3 – кодарского комплекса; гранитные массивы: Kd – Кодарский; K1 – Каларский; Km – Кеменский

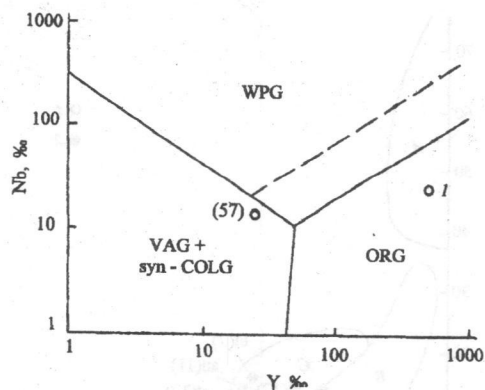


Рис. 5. Диаграмма Nb-Y геодинамических обстановок формирования гранитоидов Кодаро-Удоканской зоны; граниты: WPG — внутриплитные; VAG — вулканических дуг; syn-COLG — коллизионные; ORG — океанических хребтов; 1 — кодарского комплекса; в скобках — число спектральных анализов

вах). Значения $ASI > 1,15$ характерны для гранитов континентальных коллизионных обстановок [6]. Расчеты показывают, что граниты кодарского, ингамакитского и эймнахского комплексов образовались в обстановке континентальной коллизии (таблица).

Средние значения ASI гранитов Кодаро-Удоканской зоны

Интрузивный комплекс	Массив	n	ASI
Кодарский PR ₁	Кодарский	24	1,89
	Кеменский	45	1,89
	Каларский	31	2,43
Ингамакитский PZ ₁		87	1,87
Эймнахский J ₁₋₂		11	2,31

Примечание. n — число силикатных анализов.

В пределах рассматриваемого региона выделяются несколько крупных массивов гранитоидов кодарского комплекса: Кодарский, Кеменский, Каларский и ряд меньших по размерам выходов. Граниты ингамакитского комплекса широко развиты преимущественно в южных частях Кодаро-Удоканской зоны. Граниты эймнахского комплекса развиты ограниченно. Возраст гранитоидов кодарского комплекса 1846 ± 8 млн. лет [10].

В пределах Кодаро-Удоканской зоне выделены два докембрийских интрузивных комплекса основного состава: раннепротерозойский, чинейский и позднепротерозойский, доросский. Базиты чинейского комплекса представлены выходами интрузий, доросского — дайками и силлами.

Типичный представитель чинейского комплекса — Чинейский расслоенный габброноритовый массив. Кроме этого массива в состав комплекса входят ряд габброидных плутонов: Верхнесакуканский, Эбкочанский, Луктурский, Култушный, Верхнекаларская и Сьюлбанская группа массивов, а также безымянные габброидные тела в бассейне р. Хадатканда [8].

Породы чинейского комплекса сходны по составу. Различия в них обусловлены количественными соотношениями основных породообразующих минералов. Наиболее распространены габбронориты, менее развиты нориты, лейкократовые габбро, анортозиты, пироксениты [3, 8].

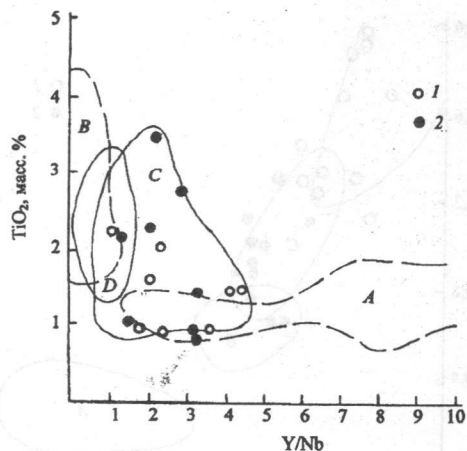


Рис. 6. Диаграмма $TiO_2 - Y/Nb$ геодинамических обстановок формирования базитов Кодаро-Удоканской зоны; поля: A — океанические толеиты; B — океанические щелочные базальты; C — континентальные толеиты; D — континентальные щелочные базальты; 1 — габброиды доросского комплекса; 2 — габброиды чинейского комплекса

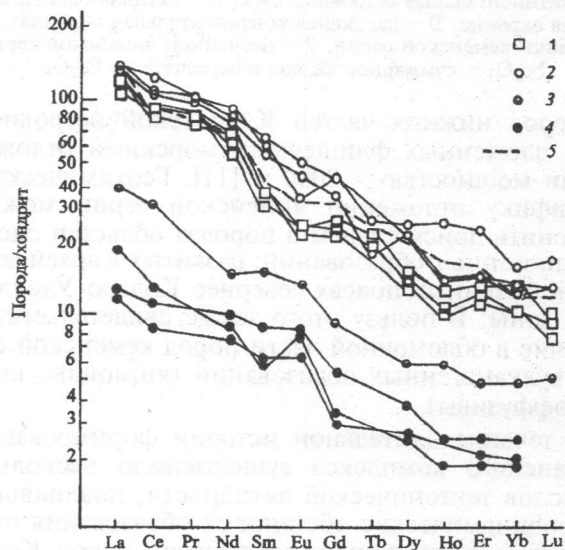


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в базитах чинейского и доросского комплексов: 1 — базиты доросского комплекса; 2, 3, 4 — базиты чинейского комплекса: 2 — безрудные, 3 — с вкрапленными включениями титаномагнетитов, 4 — сплошные титаномагнетитовые руды; 5 — средние содержания редкоземельных элементов в континентальных базальтах по [13]

По химическому составу базиты чинейского и доросского комплексов близки. Преобладающая их часть по щелочности относится к известково-щелочному ряду.

Породы доросского комплекса представлены крутопадающими дайками и многоярусными силлами, являющимися составляющими траптовой формации. Дайки группируются в пояса преимущественно северо-восточного простирания. Мощность дайковых тел колеблется от нескольких десятков сантиметров до 200 м, при преобладающих мощностях 10–30 м; протяженность от 20–30 м до 10–20 км. Силлы отмечены только в ступенчатых бортах южной части Верхнекаларской впадины. Мощность достигает 150 м.

Дайки представлены в основном конга- и габбро-диабазами, в меньшей степени — габбро-дио-

ритами, диоритами. Определение абсолютного возраста пород комплекса выявило две основные возрастные группы: 1540 и 1200 млн. лет [13].

Базитовые дайки — важные индикаторы геодинамического режима. Они фиксируют обстановки растяжения во внутриконтинентальных рифтовых системах и зонах срединно-океанических хребтов. Формирование пород доросского комплекса, по-видимому, обусловлено процессами континентального рассеянного спрединга. Следует отметить, что в Верхнекаларской тектонической впадине в бассейне р. Чина отмечаются комплексы параллельных даек (дайка к дайке), характерные для пород офиолитовой ассоциации. Мощность наиболее крупной из даек составляет 20 м, другой — 1,5 м.

На дискриминационной диаграмме TiO_2 -Y/Nb габброиды чинейского и доросского комплексов отвечают формированию в континентальных геодинамических обстановках (рис. 6, 7). Распределение редкоземельных элементов в базитах чинейского и доросского комплексов аналогично таковому в континентальных базальтах (рис. 2) [1].

Таким образом, геодинамические обстановки формирования осадочных и интрузивных комплексов пород Кодаро-Удоканской зоны определялись периодами тектонической активности, обусловленными причленением к Сибирскому кратону континентальных блоков и микроплит. Тектонические процессы определили смену формационных ритмов удоканского комплекса. Образование гранитоидов кодарского, ингамакитского и эймнахского комплексов, базитов чинейского комплекса определялось коллизийными процессами, а габброидов доросского комплекса — процессами континентального рассеянного спрединга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И., Парадеева Л.М., Травин Л.В., Трифонов Н.П., Феоктистов В.П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.
3. Гонгальский Б.И., Криволюцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 121 с.
4. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
6. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие // Под ред. Е.В. Скларова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 283 с.
7. Конников Э.Г., Арискин А.А., Бармина Г.С., Кислов Е.В. Петрология расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий древних платформ // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1365–1373.
8. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 223 с.
9. Лавров И.Н. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 147–154.
10. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыц Е.И., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
11. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг // Тр. ГИН АН СССР. М. Наука, 1975. 232 с.
12. Рублев А.Г., Миркина Г.А., Чухонин А.П., Неймарк Л.А., Лебедев П.Б., Макарьев Л.Б., Ларин А.М. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 30–39.
13. Свириденко В.Т., Терентьев В.М. Магматическая эволюция и плутономагматические формации Кодаро-Удоканского района в связи с его металлоносностью // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1978. Т. 302. С. 21–25.
14. Томбасов И.А., Синица С.М. Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района. // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1990. С. 56–62.
15. Фалькин Е.М.; Абрамов Б.Н. Стратиграфические и псевдостратиграфические элементы в традиционном разрезе удоканской серии как отражение смены протерозойских геодинамических обстановок на северной границе раннего Тетиса (хребты Кодар и Удокан, Восточная Сибирь). Мат. 3-го всероссийского литологического совещания. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 161–164.
16. Феоктистов В.П. О Олекмо-Витимском поясе эпикратонных меденосных прогибов // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 9–17.

Институт природных ресурсов,
экологии и криологии СО РАН
Рецензент — А.К. Корсаков