

УДК 552.5(551.734.5)+550.380+551.2

СОСТАВ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УРМИНСКОЙ ТОЛЩИ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА В СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2003 г. Член-корреспондент РАН И. В. Гордиенко, Н. Э. Михальцов, А. В. Филимонов

Поступило 16.09.2002 г.

В последние годы в Южном Прибайкалье среди мощных, считающихся докембрийскими, метаморфических образований хамардабанской серии выделена морская вулканогенно-осадочная урминская толща позднедевонского возраста [1], что привело к коренному пересмотру устоявшихся представлений о геологическом развитии Юго-Западного Забайкалья и Прибайкалья в среднем и позднем палеозое. В настоящее время делаются попытки выделения подобных осадочных толщ в других районах Западного Забайкалья [2], однако до сих пор опорным (эталонным) разрезом верхнего девона для данной территории является разрез урминской толщи в восточной части хребта Малый Хамар-Дабан Южного Прибайкалья (рис. 1). Именно здесь нами впервые проведены палеомагнитные исследования с целью уточнения возраста и структурного положения этой толщи относительно Сибирской платформы и Монголо-Охотского палеоокеана.

Наиболее крупные по площади выходы урминской толщи находятся в бассейне нижнего течения р. Иро (правый приток р. Темник). Здесь толща слагает тектонический блок размером 7×6.5 км среди метаморфитов хамардабанской серии, а также интрузивных и вулканогенных образований позднего палеозоя и мезозоя (см. рис. 1). Отложения толщи формируют крупную синклиналичную складку северо-восточного простирания. Залегание слоев относительно пологое (40° – 50°) в крыльях и крутое (70° – 85°) – в ядре складки. Оно осложнено серией сбросов в северном крыле складки и взбросов – в южном. Наклоны их сместителей близки к падению слоистости. Вблизи контактов с интрузиями сиенитов и граносиени-

тов верхнего палеозоя породы толщи орговикованы и скарнированы.

Толща сложена аркозовыми, реже вулканомиктовыми песчаниками с многочисленными прослоями алевролитов, туфоалевролитов, алевритовых и алевропелитовых туфов и туффитов кислого состава. Отдельные пачки образованы карбонатными алевролитами со слоями и прослоями песчаников или чередованием этих пород при ведущей роли песчаников. В подобных пачках в подчиненном количестве присутствуют прослои алевритовых и алевритистых известняков, туфов, туффитов, а также горизонты очень тонкого миллиметрового переслаивания известняк–алевролит. В средней части толщи фиксируется маркирующий горизонт строматолитовых известняков мощностью до 5–10 м с прослоями и линзами силицитов (спонголитов) и алевролитов. По литологии разрез толщи снизу вверх расчленяется на 10 пачек, которые сгруппированы в три более крупные стратиграфические подразделения (подтолщи), отличающиеся друг от друга общим составом пород, строением разрезов и таксономическим составом миоспоровых комплексов (см. рис. 1). Так, нижнеурминская подтолща (пачки 1–5) в основном сложена красноватыми и коричневатыми песчаниками, видимой мощностью 600–800 м. Среднеурминская подтолща (пачки 6–9) сложена серыми песчаниками, алевролитами, известняками, кислыми туфами и туффитами, общей мощностью 250–300 м. Наконец, верхнеурминская подтолща (пачка 10) сложена красноватыми и коричневатыми тонко- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с линзами и прослоями вишнево-красных алевролитов, видимой мощностью около 100–150 м. Таким образом, общая видимая мощность урминской толщи составляет 950–1250 м.

Степень вторичных изменений пород толщи слабая и неоднородна как по разрезу, так и по простиранию. В верхней половине разреза они ограничиваются стадиями позднего катагенеза–раннего катагенеза, а в нижней половине – стадией позднего катагенеза.

*Геологический институт
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Улан-Удэ*

*Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

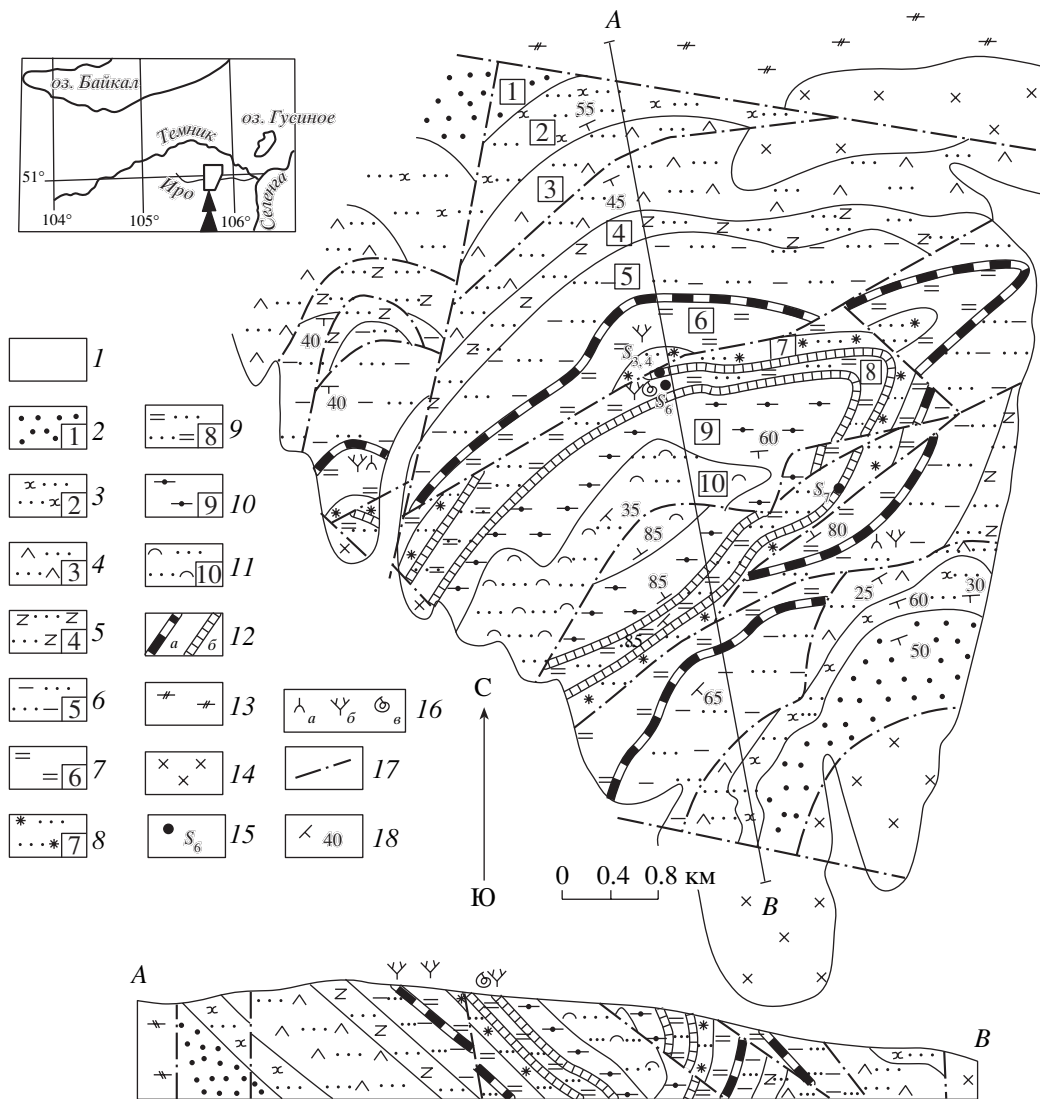


Рис. 1. Схема геологического строения стратотипа урминской толщи позднего девона (по [1]). 1 – четвертичные отложения; Урминская толща позднего палеозоя (пачки 1–10): 2 – песчаники с подчиненными прослоями туфоалевролитов, туффитов и алевролитов (1-я пачка); 3 – песчаники аркозовые с подчиненными прослоями алевролитов, туфов и туффитов (2-я пачка); 4 – песчаники с редкими прослоями туфоалевролитов, туффитов (3-я пачка); 5 – песчаники аркозовые с многочисленными прослоями карбонатных алевролитов (4-я пачка); 6 – переслаивание вулканомиктовых песчаников, карбонатных алевролитов и туфоалевролитов (5-я пачка); 7 – карбонатные алевролиты и песчаники, алевролитовые известняки с водорослями (6-я пачка); 8 – чередование аркозовых и вулканомиктовых песчаников с прослоями алевролитовых туфов и туффитов (7-я пачка); 9 – карбонатные песчаники с подчиненными прослоями алевролитов с отпечатками конхострак и усонюгих раков (8-я пачка); 10 – карбонатсодержащие алевролиты с прослоями карбонатных и вулканомиктовых песчаников (9-я пачка); 11 – аркозовые песчаники с прослоями алевролитов (10-я пачка); 12 – маркирующие горизонты строматолитовых известняков (а) и туффитов (б); 13 – метаморфиты хамардабанской серии докембрия (?); 14 – интрузии сиенитов и граносиенитов позднего палеозоя; 15 – точки отбора образцов; 16 – места находок остатков ископаемых ракообразных (а), водорослей (б) и демоспонгий (в); 17 – разрывные нарушения; 18 – элементы залегания слоистости.

Возраст урминской толщи определяется по палеонтологическим данным второй половиной франского и началом фаменского веков позднего девона. Комплекс ископаемых остатков представлен ракообразными (конхостраки, циррипедии), водорослями (синезеленые, дазикладациевые), кремневыми губками, сколекодонтами, а также обильными комплексами миоспор по всему раз-

резу (определения Э.Ф. Орловой, К.Б. Кордэ, Л.Н. Неберикутинной, О.Р. Мининой).

По своим палеонтологическим и фаціальным характеристикам отложения урминской толщи представлены фациями мелководного шельфа линейных морских побережий с терригенной седиментацией в условиях семиаридного климата.

По этим признакам они хорошо сопоставляются с обстановками седиментации в Тувинском прогибе, где отложения живета–позднего девона интерпретируются как осадки лагун, озер, рек и мелких дельт [3], а также приливно-отливных равнин.

Для палеомагнитных исследований отобраны образцы аркозовых песчаников и алевроитовых известняков (один сайт, 10 образцов), кислых туфов и туффитов (три сайта, 32 образца). Для возможности постановки теста складки образцы туфов и туффитов отбирались с двух крыльев складки из одного и того же слоя. Положения точек отбора показано на рис. 1. Всего было отобрано и исследовано 42 образца, из них пригодными для палеомагнитных исследований оказались только 31. Ориентирование образцов проводилось с помощью компаса с одновременным измерением солнечного азимута для определения локального магнитного склонения. Палеомагнитные исследования образцов и обработка результатов выполнялись в Палеомагнитном центре ОИГГиМ СО РАН в соответствии с общепринятой в мировой практике методикой [4]. Все образцы, распиленные на кубики с размером ребра 20 мм, были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до температур 680–700°C в экранированной печи системы В.П. Апарина (ИФ СО РАН, Красноярск). Число шагов чистки составляло от 15 до 18. Измерения остаточной намагниченности производились на криогенном магнитометре HSM (Германия). Обработка и интерпретация данных проводились с использованием пакета программ [5] на основе стандартных алгоритмов.

Установлено, что скалярные магнитные характеристики исследованных образцов значительно варьируют. Это хорошо видно на диаграмме магнитная восприимчивость (X) – естественная остаточная намагниченность (ЕОН) (рис. 2). Величины X и ЕОН для туфов (сайты S_3 , S_4 , S_7) меняются от 2 до $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ и от 0.1 до 50 мА/м соответственно. Отношение Кеннигсбергера (Q_n) в среднем колеблется от 1 до 100. Такие значительные колебания магнитных параметров и аномально высокие значения Q_n косвенно свидетельствуют о том, что магнитные минералы в исследуемых породах подверглись значительным изменениям. Это подтверждается и анализом палеомагнитной информации в этих образцах. Наибольшая степень сохранности первичной палеомагнитной информации наблюдается для образцов сайта S_3 , которые характеризуются наименьшими значениями фактора Q_n (см. рис. 2). Несколько большими значениями магнитных параметров и меньшей степенью их разброса характеризуются песчаники и известняки (сайт S_6): магнитная восприимчивость от 50 до $80 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, естественная остаточная намагниченность – от 6 до 200 мА/м. Для них также наблюдается верти-

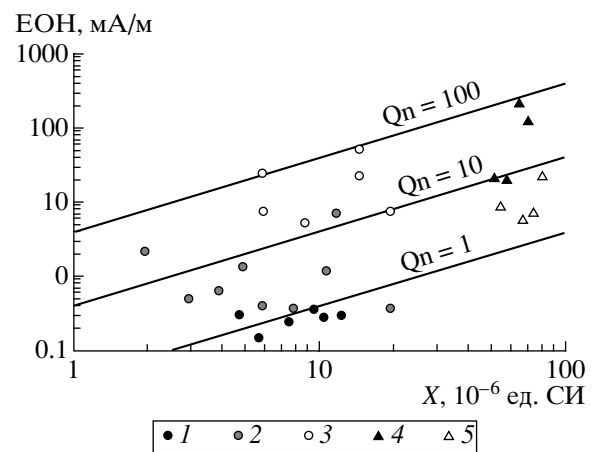


Рис. 2. Скалярные магнитные характеристики исследованных образцов пород урминской толщи. Наклонные линии обозначают равные значения фактора Q_n (объяснение в тексте). 1 – S_3 ; 2 – S_4 ; 3 – S_7 ; 4, 5 – S_6 : 4 – песчаники, 5 – известняки.

кальное рассеяние на диаграмме X –ЕОН и аномально высокие значения Q_n .

По результатам температурной магнитной чистки основным носителем намагниченности во всех образцах является магнетит. Однако по поведению вектора остаточной намагниченности образцы из различных сайтов отличаются друг от друга.

Образцы туфов сайта S_3 характеризуются двухкомпонентной намагниченностью (не считая вязкой) и направления высокотемпературной компоненты для различных образцов имеют хорошую сходимость (рис. 3а). Туфы сайтов S_4 и S_7 существенно перемагничены. В образцах, частично сохранивших первичную палеомагнитную информацию, наблюдается двух-трехкомпонентная намагниченность, в полностью утративших – чаще всего однокомпонентная. Для выделения наиболее древнего направления в образцах сайта S_4 использовался метод совместного анализа направлений и кругов перемагничивания (рис. 3б), для сайта S_7 – только компонентный анализ (рис. 3г).

Поведение в ходе чистки песчаников и известняков (сайт S_6) выглядит как проявление однокомпонентной намагниченности, хотя в некоторых образцах высокотемпературная характеристическая компонента, по-видимому, является суперпозицией образовавшихся в разное время намагниченностей, спектры которых перекрываются. Поскольку направления в этих образцах отстоят от общей группы, их пришлось исключить из вычисления среднего направления.

На рис. 3 и в табл. 1 приведены результаты интерпретации полученных данных для каждого сайта. Видно, что в стратиграфической системе координат, после приведения в одну полярность,

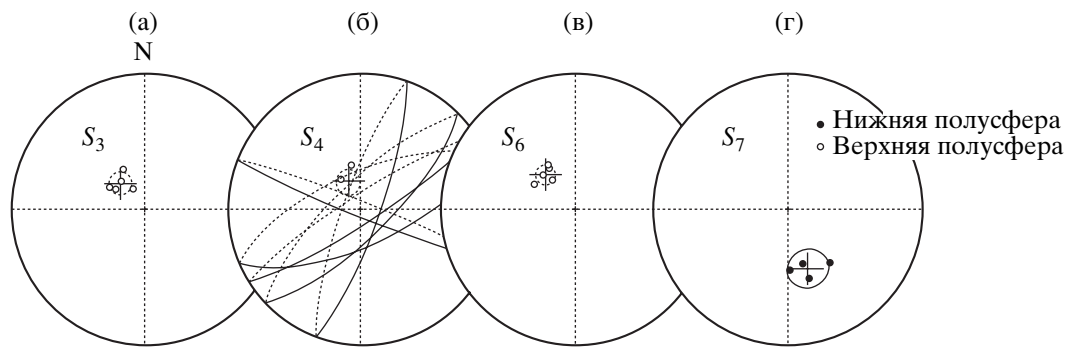


Рис. 3. Интерпретация результатов температурной магнитной чистки и средние направления в стратиграфической системе координат с овалами доверия для туфов и туффитов (а, б, г), песчаников и известняков (в). Кружками и тонкими линиями показаны выделенные в образцах характеристические направления и большие круги соответственно. Перекрестиями показаны средние направления с овалами доверия.

все полученные направления имеют хорошую (с учетом овалов доверия) сходимость между собой. Тест складки дает однозначно положительный результат, что позволяет сделать вывод о до складчатости выделенного направления.

Этот факт подтверждается также тем, что близко расположенные в пределах Юго-Западного Забайкалья более молодые позднепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения (гунзанская S_{2-3} – P_1 и тамирская– P_2 толщи) были подвергнуты складчатости в постаккреционную стадию в одном плане с урминской толщей в позднем палеозое–раннем мезозое в связи с формированием позднепалеозойской Пангеи [6].

На рис. 4а показано положение палеомагнитного полюса, вычисленного для среднего направления по всем сайтам (табл. 1), относительно фрагмента траектории кажущегося движения (перемещения) полюса (ТКДП) Сибирской платформы [7]. Видно, что с учетом овала доверия полученный полюс близок к участку ТКДП 380–360 млн. лет (D_{2-3}), что позволяет предположить, что урмин-

ский террейн (прогиб), в котором отобраны исследованные породы, не претерпел существенных изменений в пространственной ориентации относительно Сибирской платформы и имеет палеомагнитный возраст, совпадающий с палеонтологическими данными. Судя по полученной палеошироте (47.8°), террейн находился немного южнее своего нынешнего положения (51° с.ш.) и был, по-видимому, частично (10° – 15°) повернут по часовой стрелке. По долготе он был вероятно перемещен по сдвиговым зонам на значительное расстояние, так как в настоящее время до ближайших подобных девонских прогибов (Тувинского, Хангайского, Хэнтэйского, Даурского и др.) складчатого обрамления юга Сибирской платформы это расстояние составляет от 500 до 800 км. Судя по составу и фациальному облику вулканогенно-карбонатно-терригенных пород урминский морской бассейн формировался на континентальном основании вблизи Сибирского континента. По существу это был глубоко проникший на континент

Таблица 1

Сайт	n/N	D_g	I_g	Azm	Dip	D_s	I_s	K	A95	Φ	Λ	dp/dm	Plat
S_3	5/6	178.7	–64.6	159	44	315.8	–68.5	128.1	6.8				
S_4	7/9	160.4	–56.9	158	51	333.8	–72.0	78.5	7.6				
S_6	5/8	193.4	–64.1	165	48	318.8	–62.5	162.6	6.0				
S_7	4/6	157.9	–31.0	328	90	164.0	57.6	58.0	12.2				
				K_g	$A95_g$			K_s	$A95_s$				
Среднее по сайтам	(4/4)	21.9	73.8	1.7	112.5	149.0	65.6	89.0	9.8	12.3	126.5	13.0/15.9	47.8

Примечание. n/N – число использованных в статистике к общему числу независимо ориентированных образцов, в скобках то же для сайтов; Azm, Dip – азимут и угол падения слоя; D , I – склонение и наклонение; K , A95 – статистические параметры по Р. Фишеру; индексы g и s обозначают соответственно географические и стратиграфические координаты; Φ , Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp и dm – полуоси эллипса доверия для вероятности 95%; Plat – палеоширота. Для вычисления среднего направления и палеомагнитного полюса направления по всем сайтам приведены к прямой полярности.

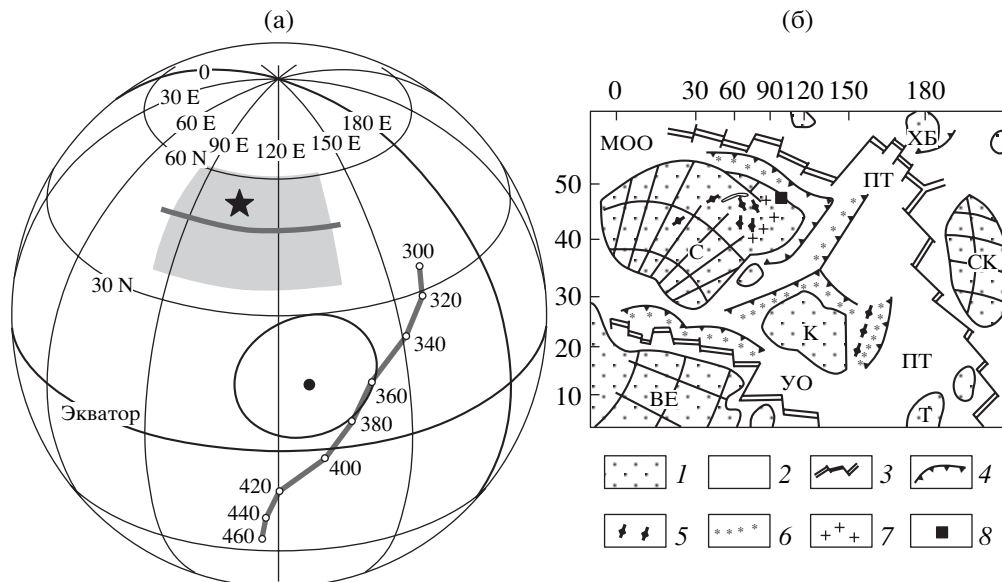


Рис. 4. а – положение палеомагнитного полюса (черная точка) с овалом доверия относительно ТКДП Сибирской платформы (звездочка) и полученное значение палеошироты с доверительным интервалом (серая полоса). б – глобальная палеогеодинамическая реконструкция позднего девона [по, 8, 9]. 1 – континенты и микроконтиненты (С – Сибирь, ВЕ – Восточная Европа, СК – Северный Китай, К – Казахстан, Т – Тарим, ХБ – Хинган-Буреинский); 2 – океанические бассейны (ПТ – Палеотетис, МОО – Монголо-Охотский океан, УО – Уральский океан); 3 – зоны спрединга; 4 – зоны субдукции; 5 – континентальные рифты; 6 – островные дуги и активные континентальные окраины; 7 – гранитоиды краевого Саяно-Забайкальского вулcano-плутонического пояса; 8 – структурное положение урминского террейна по палеомагнитным данным.

мелководный залив системы Тува-Хангай-Хэнтэй-Даурских окраинных морей.

Согласно глобальной палеогеодинамической реконструкции окраины Сибирского континента в позднем девоне [8, 9], урминский террейн по своей палеошироте (47.8° с.ш.) и характеру вулканогенно-осадочного разреза располагался скорее всего в тылу активной континентальной окраины андийского типа (рис. 4б) и был тесно связан с развитием окраинных спрединговых морей Монголо-Охотского океана. Это хорошо согласуется с другими девонскими палеореконструкциями исследованного региона [10, 11].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-64268, 02-05-65328).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберекутина Л.Н. // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1999. № 8. С. 46–57.
2. Минина О.Р., Неберекутина Л.Н. В сб.: Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 177–182.
3. Варенцов И.М. Стратиграфия и фации отложений среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. М., 1959. 70 с.
4. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.М. Палеомагнитология. Л., 1982. 312 с.
5. Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.
6. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 190–203.
7. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М., 1995. 298 с.
8. Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Т. 2. 328 с.
9. Gordienko I.V. // J. Southeast Asian Earth Sci. 1994. V. 9. № 4. P. 429–433.
10. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. // Nature. 1993. V. 364. № 6435. P. 299–307.
11. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 59–75.