

МАГМАТИЗМ ТИМАНИД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЛЯПИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И U-РЬ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2017 г. Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, А. Гердес (A. Gerdes)*, А. В. Маслов

Ляпинская структура (известная также как Ляпинский антиклинорий) является крупным докембрийским блоком, расположенным в осевой части Приполярного и Северного Урала. Здесь представлены дорифейские (?), рифейские и вендские образования, входящие в состав поздневендско-раннекембрийского Тиманского орогена и подробно охарактеризованные в ее северной и центральной частях [Кузнецов и др., 2005; Андреичев, 2010; и др.]. Южная часть Ляпинской структуры исследована существенно менее полно. По причине отсутствия надежных изотопно-геохронологических и геохимических данных возраст гранитов, слагающих здесь штоки и дайки среди “немых” сланцевых толщ, считался кембрийским [Государственная..., 1993], каменноугольным [Чайковский, Андреичев, 2001] или ордовикским [Государственная..., 2006], а формирование их связывалось с рифтогенными процессами, позднепалеозойским или венд-кембрийским орогенезом. Распространенные среди тех же сланцев вулканиты датировались поздним рифеем–вендом или ордовиком. Мы впервые обосновали вендский (583–553 млн лет) возраст кислых вулканитов и гранитов ряда массивов Печоро-Вишерского междуречья и изучили их геохимические особенности. Это позволило высказать предположение о возникновении магматических комплексов в обстановке активной континентальной окраины, расположенной над мантийным плюмом.

Исследованный район охватывает слабо изученную территорию Северного Урала (бассейны рек Ыджидяга, Печора и Вишера). Распространенные здесь метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы традиционно относятся к хобеинской (преимущественно песчаники) и мороинской (алевросланцы, метапесчаники, metabазальты) свитам позднего рифея и саблегорской свите (преимущественно метавулканиты) позднего рифея–венда. Южнее р. Печора присутствует позднерифейская (?) вулканогенно-терригенная толща [Государственная..., 2006]. Небольшие участки сложены полимиктовыми конгломератами, песчаниками и туфоалевролитами лаптопайской свиты позднего вен-

да–раннего кембрия. Стратифицированные толщи прорваны штоками и дайками метадолеритов и метагаббро вендского парнукского комплекса, а также гранитов, относимых к венд-раннекембрийскому сальнерско-маньхамбовскому и ордовикскому (?) саклаимсорскому комплексам [Государственная..., 2006]. Однако до наших исследований перечисленные стратоны, вулканические и интрузивные образования не имели ясной привязки к шкале абсолютного летоисчисления.

В южной части Ляпинской структуры вулканиты имеют широкое распространение (рис. 1). В основном они принадлежат контрастно дифференцированной риолит-базальтовой формации, а в верховьях р. Печора входят в состав непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации. Среди вулканогенных образований преобладают афировые metabазальты; риолиты и риодациты развиты преимущественно в пределах двух вулканических центров (ареалов) – Атертумпского (I на рис. 1) и Тумпшинского (II на рис. 1) и представлены субвулканическими, экструзивно-лавовыми и туфовыми фациями. В бассейне верхнего течения р. Печора довольно широко распространены также андезиты и дациты.

Метабазальты – умеренно-титанистые, умеренно-магнезиальные породы; **Na в них преобладает над K, характерны высокие содержания фосфора (до 0.4%).** Точки составов на дискриминантных диаграммах попадают в поля магматических пород дивергентных и конвергентных обстановок. Графики РЗЭ, нормированные на хондрит [Sun, McDonough, 1989], имеют наклонную форму ($LPZЭ/TPZЭ = 2.3–7.7$).

Фигуративные точки кислых вулканитов саблегорской свиты на диаграммах Nb–Y и Rb–(Yb + Ta) располагаются как в полях составов островодужных гранитов, так и в области пород структур растяжения (рис. 2). Составы их в разных районах несколько различаются: в Атертумпском ареале распространены железистые ($F^1 = 4.55–116.74$), преимущественно калиевые ($K_2O/Na_2O = 0.95–3.91$) поро-

¹ Здесь $F = (FeO + 0.9Fe_2O_3)/MgO$.

* Университет им. И.В. Гёте, г. Франкфурт-на-Майне, Германия.

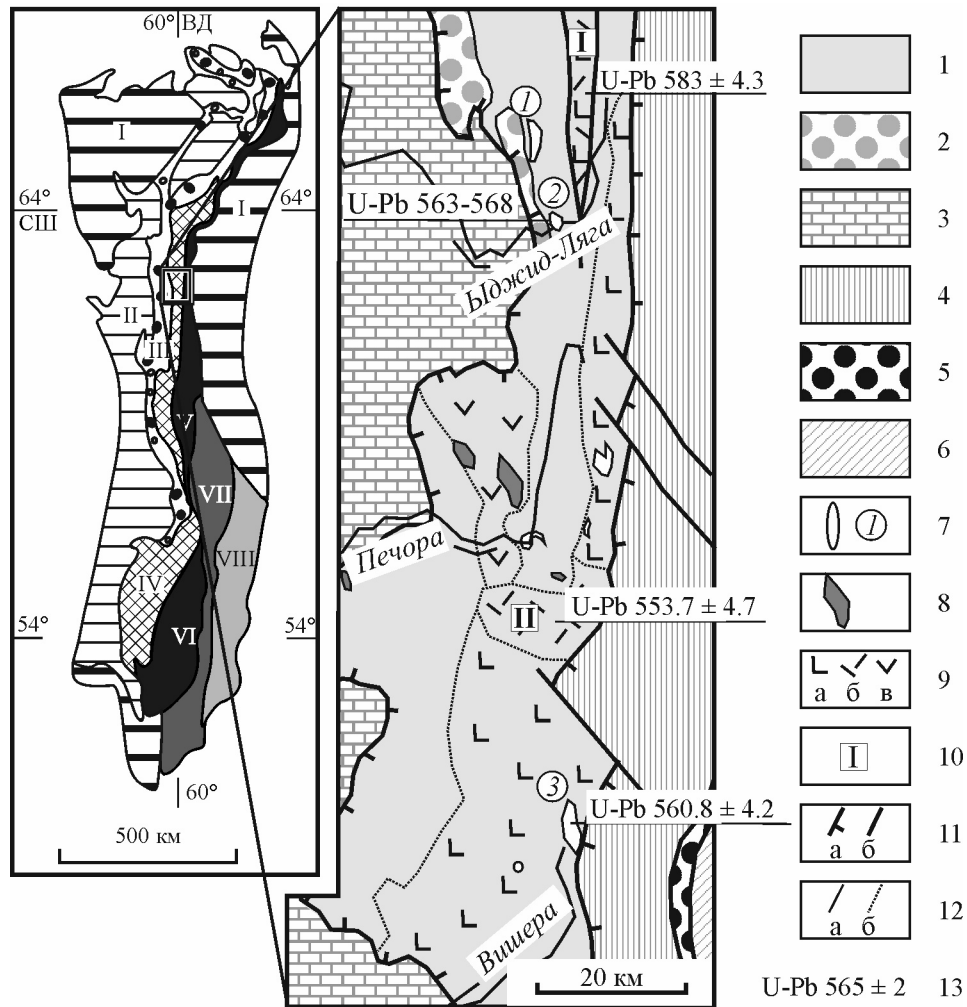


Рис. 1. Обзорная схема и схематическая геологическая карта южной части Ляпинской структуры.

I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мезазоны: II – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская. Контуром показан изученный район.

1 – доордовикские образования южной части Ляпинской структуры; 2 – ордовикские терригенные толщи; 3 – ордовикско-девонские терригенно-карбонатные толщи; 4 – метаморфизованные базальтово-терригенные толщи раннепалеозойской пассивной континентальной окраины; 5 – меланж зоны Главного Уральского разлома; 6 – зеленосланцевые бластомилониты по вулканитам и вулканогенно-осадочным породам O_{2-3} (?); 7 – гранитные массивы (цифры в кружках): 1 – Торрепорреизский, 2 – Биджидлягский, 3 – Саклаимсорский; 8 – габбровые массивы; 9 – области распространения метаморфизованных вулканитов: а – преимущественно базальтов, б – то же риолитов и дацитов, в – непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формации; 10 – ареалы кислого вулканизма (цифры в квадратах): I – Атертумпский, II – Тумпьянский; 11 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – разломы со сложной кинематикой; 12 – геологические границы: а – интрузивные и стратиграфические, б – фациальные; 13 – изотопно-геохронологические определения, млн лет.

ды с неравномерным, часто высоким содержанием РЗЭ (81.48–504.94 г/т) и преобладанием среди них легких лантаноидов ($ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.07-10.43$). Значения Eu/Eu^* , Rb/Sr и Rb/Ba в них составляют 0.41–0.71, 2.26–18.88 и 0.05–0.17 соответственно. Риолиты и дациты Тумпьянского ареала менее железистые ($F = 2.14-20.63$), существенно натриевые ($K_2O/Na_2O = 0.02-0.82$). Сумма РЗЭ в них заметно ниже (43.20–179.28 г/т), величины $ЛРЗЭ/ТРЗЭ$ и Eu/Eu^* варьируют от 1.62 до 18.13 и от 0.35 до 0.79. Параметры Rb/Sr и Rb/Ba составляют 0.02–0.58 и 0.03–0.29.

Сравнение составов докембрийских гранитоидов южной части Ляпинской структуры с магматическими образованиями разных палеообстановок также не позволяет сделать однозначные выводы. Если граниты Биджидлягского и Торрепорреизского массивов достаточно определенно соответствуют породам надсубдукционных обстановок, то часть магматических образований Саклаимсорского массива отвечает кислым породам структур растяжения, другая же имеет геохимические параметры, частично отвечающие образованиям и островных дуг и активных континентальных окраин.

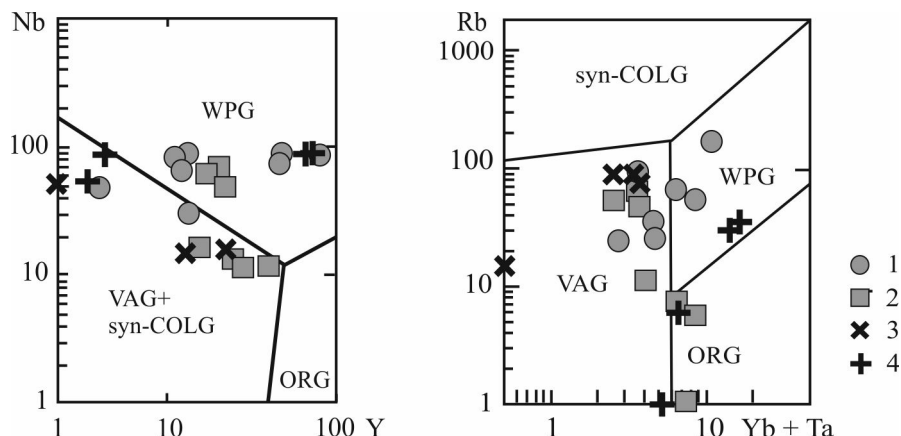


Рис. 2. Положение точек состава кислых вулканитов Атертумпского (1) и Тумпийского (2) ареалов, гранитов Торрепорреизского и Ыджидлягского (3) и Саклаимсорского (4) массивов на диаграммах Y–Nb и Rb–(Yb + Ta).

Поля составов гранитоидов разных обстановок [Pearce et al., 1984]: WPG – внутриплитных, VAG – островодужных, syn-COLG – коллизионных, ORG – океанических хребтов.

Граниты Ыджидлягского и Торрепорреизского массивов относятся к натриево-калиевому известково-щелочному ряду. Для них характерно преобладание калия над натрием в составе щелочей ($K_2O/Na_2O = 1.10–1.78$); значения других параметров: $F = 1.40–3.44$, $\sum PЗЭ = 113–178$ г/т, $LPЗЭ/TPЗЭ = 8.40–17.90$, $Eu/Eu^* = 0.68–0.86$, $Rb/Sr = 0.31–2.00$ и $Rb/Ba = 0.09–0.17$.

В состав Саклаимсорского массива входят гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и гипабиссально-субвулканические риолиты. Для них характерны низкие содержания $CaO (<1.0–1.5\%)$, и высокие – щелочей ($7.5–8.0\%$) при $K_2O/Na_2O = 0.02–0.59$. Значения F в указанных породах варьируют от 6.77 до 13.44, $\sum PЗЭ$ составляет 26–665 г/т, а параметры $LPЗЭ/TPЗЭ$, Eu/Eu^* , Rb/Sr и Rb/Ba равны 3.36–9.86, 0.24–0.48, 0.03–2.06 и 0.02–0.45 соответственно. Возможно, указанный большой “разброс” геохимических характеристик гранитоидов Саклаимсорского массива обусловлен их неравномерной альбитизацией и грейзенизацией.

U–Pb LA-ICP-MS датирование выделенного из гранитов и риолитов циркона проведено в Johann Wolfgang Goethe University (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ) с использованием секторного высококоразрешающего масс-спектрометра ICP-MS Element2, интегрированного с лазером New Wave UP213 [Гердес и др., 2013]. Возраст риолитов установлен нами по образцам из бассейна р. Тумпья. На графике с конкордией U–Pb фигуративные эллипсы ($n = 17$), представляющие циркон из риолитов (обр. 2260–4), определяют пересечение дискордии с линией согласованных значений, соответствующее возрасту 553.7 ± 4.7 млн лет (СКВО = 1.2) (рис. 3а). Зависимость в аналогичных координатах для циркона из гранитов Саклаимсорского массива (обр. 5087, рис. 3б) позволяет выявить конкордант-

ный возраст 560.8 ± 4.2 млн лет (СКВО = 0.56). Ранее был определен U–Pb возраст цирконов Ыджидлягского массива [Петров и др., 2013а]. По фракции крупных цирконов получены цифры 565.1 ± 9.3 млн лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией, СКВО = 0.68) и 563.2 ± 3.3 млн лет (наиболее представительный кластер, $n = 26$, СКВО = 1.5); по относительно мелким цирконам – 566.1 ± 8.6 млн лет (верхнее пересечение) и 567.6 ± 3.2 млн лет (кластер, $n = 23$, СКВО = 1.1). Наиболее древний представительный кластер, объединяющий эллипсы значений возраста цирконов из риолитов района горы Атертумп [Петров и др., 2013б], соответствует значению 583.0 ± 4.3 млн лет ($n = 5$, СКВО = 0.53).

Приведенные данные свидетельствуют, что докембрийские кислые вулканиты и гранитоиды южной части Ляпинской структуры формировались на протяжении ≈ 30 млн лет, в диапазоне 583–553 млн лет. Первые выплавки кислых магм (вулканиты Атертумпского ареала) входят в состав бимодальной базальт-риолитовой ассоциации с возрастом 583 ± 4.3 млн лет и геохимическими параметрами, характерными как для внутриплитных образований, так и для пород конвергентных обстановок. Позднее, в интервале 568–560 млн лет, происходило становление гранитных массивов, обладающих геохимическими признаками известково-щелочных гранитов I-типа (Ыджидлягский и Торрепорреизский массивы) и гранитов А-типа (Саклаимсорский массив). Кислые вулканиты Тумпийского ареала, складывавшиеся в середине позднего венда (553.7 ± 4.7 млн лет), как и атертумпские риолиты, имеют составы, соответствующие породам разных палеообстановок.

При интерпретации обстановок формирования кислых магматических пород Ляпинской структуры нельзя не заметить определенную эволюцию

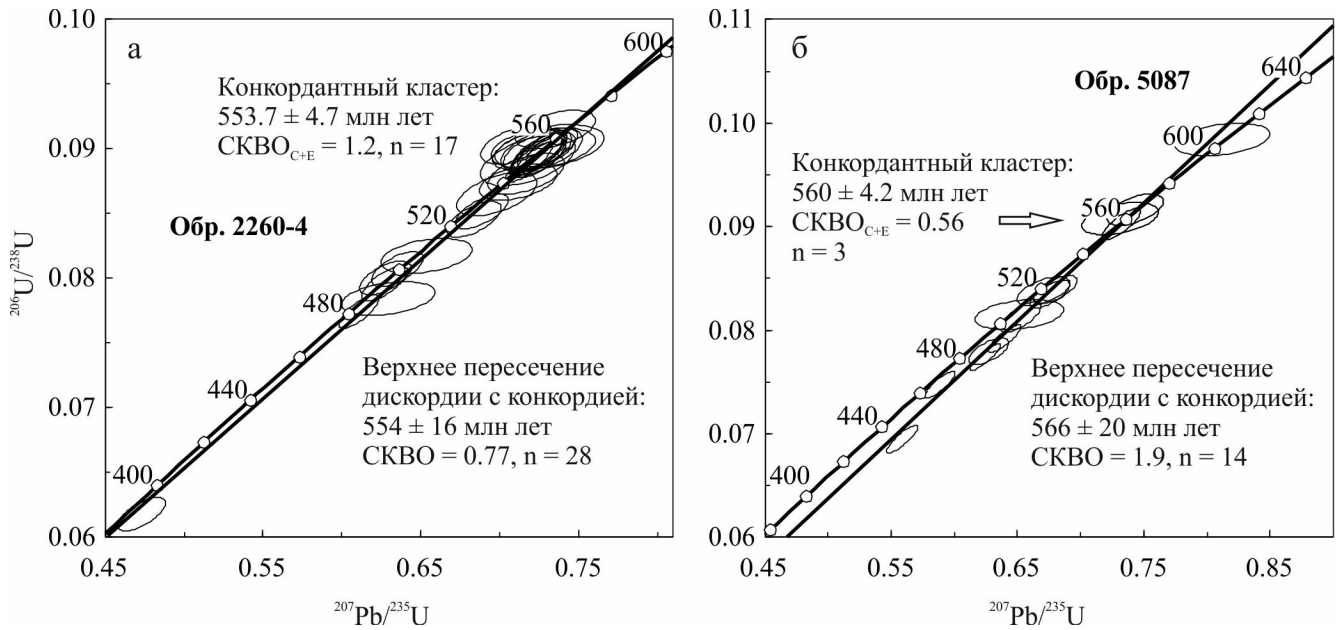


Рис. 3. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона из кислых вулканитов Тумпынского ареала (а) и гранитов Саклаимсорского массива (б).

С – конкордантность, Е – эквивалентность.

состава последних во времени: существенно калиевые породы с “внутриплитными” геохимическими параметрами, высокими содержаниями РЗЭ, Rb, Ba, Nb и Th сменяются калиево-натриевыми гранитоидами и риолитами с параметрами, близкими к I-гранитам или образованиям со “смешанными” характеристиками. В разных районах почти одновременно кристаллизуются магматические породы, близкие к гранитам I- и A-типов. Для объяснения указанных особенностей эволюции магматизма можно привлечь модель, предусматривающую воздействие мантийного плюма на континентальную литосферу [Hill et al., 1992]. Первоначально в еще “холодную” литосферу происходят проникновение порций глубинных “обогащенных” магм и образование бимодальной базальт-риолитовой серии. Далее высокий тепловой поток приводит к разогреву континентальной коры, повышению ее пластичности и частичному плавлению. В зависимости от преобладающего состава пород в областях плавления, степени участия глубинного мантийного вещества, P-T параметров и флюидного режима возникают кислые магматические породы с различными геохимическими свойствами [Barbarin, 1999].

Ляпинская структура в вендское время была частью конвергентной обстановки (активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги) [Кузнецов и др., 2005; Пучков, 2010]. Присутствие среди вулканитов пород, сходных с магматическими образованиями как известково-щелочных серий активных континентальных окраин, так и структур растяжения, вероятно, свидетельствует о

разнообразии источников магм и типов локальных обстановок в общей структуре активной континентальной окраины. Судя по палеомагнитным реконструкциям [Levashova et al., 2015], в венде Балтика и окружающие ее блоки могли находиться над южной частью Африканской низкоскоростной мантийной провинции (Африканского плюма), что, видимо, и определило наблюдаемое совмещение в пространстве вулканитов с различными геохимическими характеристиками. Можно предположить, что геологическая ситуация в исследуемом районе в вендское время имела определенное сходство и с аккреционными структурами южного обрамления Сибирского континента (конвергентными границами западно-тихоокеанского типа), где также отмечается сочетание мантийного плюмового и субдукционного магматизма [Ярмолюк и др., 2013].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 47 с.
- Гердес А., Зех А., Ронкин Ю.Л. U-Pb и Lu-Hf LA-ICP-MS датирование циркона из рудных месторождений // Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд: мат-лы всерос. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 192–195.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Л. Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 332 с.

- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Среднеуральская. Л. Р-40-XXIV. Объяснительная записка. Свердловск: Уралгеология, 1993. 185 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралит-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И., Маслов А.В., Синдерн С. Новые данные о составе и возрасте орогенных гранитоидов тиманид на Северном Урале // Докл. АН. 2013а. Т. 450, № 6. С. 691–695.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Тристан Н.И., Ильясова Г.А., Синдерн С., Маслов А.В. Наиболее древняя магматическая формация уралит на Северном Урале // Докл. АН. 2013б. Т. 453, № 5. С. 519–521.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Чайковский И.И., Андреичев В.Л. Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2001. Вып. 3. С. 129–137.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.
- Hill R.I., Campbell I.H., Davies G.F., Griffiths R.W. Mantle Plumes and Continental Tectonics // Sci. New Ser. 1992. V. 256, no. 5054. P. 186–193.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M. Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the Souths Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus ocean // Gondw. Res. 2015. V. 28. P. 191–208.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.