

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ (SHRIMP) ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЗЫЦЗИНЬШАНЬСКОГО МАССИВА (*восточная часть бассейна Ордос, Китай*)

Ян Синкэ, Чао Хуэйся, Н.И. Волкова*, Чжэн Мэнлинь**, Яо Вэйхуа***

*Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education,
Chang'an University, 126 Yanta Road, Xi'an, 710054, China*

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

** *Research Institute of Prospecting and Development, SINOPEC, 20 Xueyuan, Beijing, 100083, China*

*** *Research Institute of Exploration and Development, Changqing Oilfield Company of CNPC,
151 Weiyang Road, Xi'an, 710021, China*

Рассмотрены геологические, петрологические и геохимические особенности пород массива Цзыцзиньшань, расположенного в восточной части бассейна Ордос. Петрогеохимический анализ показывает, что породы массива характеризуются высокими содержаниями щелочей, сравнительно высоким содержанием Fe, низкими содержаниями Mg и Ca, недосыщенностью SiO₂, высокими концентрациями редкоземельных элементов (при отсутствии Eu-аномалии) и относятся к щелочно-агпаитовой серии. Цзыцзиньшаньский массив является полихронным и имеет многоэтапную историю магматических событий. Полученные изотопно-геохронологические (U-Pb SHRIMP) данные свидетельствуют о том, что пик магматической деятельности имел место в возрастном интервале 150—110 млн лет назад, при этом возраст 16 зерен цирконов соответствует более узкому интервалу 132—125 млн лет, т.е. раннему мелу. Последняя дата отвечает по времени среднему и позднему этапам эволюции Ордосского бассейна и согласуется с крупным раннемеловым тектонотермальным событием в Северном Китае. Это событие привело к масштабному воздыманию восточного фланга бассейна Ордос, подъему астеносферы в районе Люйлян и к формированию крупного моноклиального наклона на запад. Изотопные U-Pb SHRIMP исследования показали также присутствие магматических цирконов карбон-пермского возраста, что свидетельствует о многоэтапности термального процесса в бассейне Ордос.

Магматическая деятельность, тектонотермальное событие, ранний мел, Цзыцзиньшаньский массив, изотопное датирование SHRIMP, бассейн Ордос.

GEOCHEMISTRY AND SHRIMP GEOCHRONOLOGY OF ALKALINE ROCKS OF THE ZIJINSHAN MASSIF IN THE EASTERN ORDOS BASIN (*China*)

Yang Xingke, Chao Huixia, N.I. Volkova, Zheng Menglin, and Yao Weihua

Characteristics of geology, petrology, and geochemistry of the Zijinshan massif were studied in the eastern part of the Ordos basin. Geochemical analysis shows that the massif is characterized by high alkali, relatively high Fe, and low Mg and Ca contents. The rocks are undersaturated in SiO₂, rich in REE (with no Eu anomaly) and belong to the alkaline-peralkaline series. The geologic history of the Zijinshan massif consists of several stages of magmatism. The obtained isotope-geochronological (U-Pb SHRIMP) data show that the magmatic activity climaxed in the interval 150—110 Ma, while the age of 16 zircon grains fitted a narrower interval, 132—125 Ma, i.e., the Early Cretaceous. The younger age corresponds to the middle and late stages of the evolution of the Ordos basin and agrees with a large Early Cretaceous tectonothermal event in North China. This event led to the large-scale uplift of the eastern flank of the Ordos basin, rise of the Lüliang asthenosphere, and to the formation of a large west-sloping monocline. The U-Pb SHRIMP studies have also revealed magmatic zircons of Carboniferous—Permian age, which evidences the multistage character of the thermal process.

Ordos basin, magmatic activity, tectonic thermal event, Early Cretaceous, Zijinshan, SHRIMP chronology

ВВЕДЕНИЕ

При изучении динамики формирования бассейнов наибольшие трудности вызывают термальный процесс и термальная структура бассейна [He, Li, 1995; Ma et al., 2003; Liu, 2005]. Китайские ученые считают, что термальные структуры бассейнов можно детально классифицировать на основе их современной структуры, геоморфологического типа, возраста отложений и глубины термического (магматического) воздействия. В последние годы в соответствии с глубиной термического (магматического) воздействия выделяются пять типов тектонотермальных структур [Yang et al., 2005]: 1) зоны разломов, к которым приурочены древние геотермические аномалии; 2) зоны активной гидротермально-вулканичес-

кой активности (с проявлениями близповерхностного эффузивного магматизма, гидротермальной деятельности и гипабиссальных порфировых интрузий); 3) термальные купола; 4) структуры с развитием среднеглубинных интрузий (включая внутрикоровые термальные плюмовые аномалии); 5) мантийные термальные плюмы.

Бассейн Ордо́с является не только одним из бассейнов, где впервые были обнаружены месторождения нефти, но и вторым по величине нефтеносным бассейном. Он расположен на западе Северо-Китайского кратона (рис. 1, врезка вверху справа) в зоне сочленения двух тектонических регионов (восточного и западного), претерпевших многоэтапное расширение и сжатие, и является сложным внутрикратонным бассейном [Ingersoll, Busby, 1995], сформированным в результате многоэтапного наложения различных структур на основе первичного бассейна Ордо́с. Восточная часть бассейна Ордо́с ранее привлекала внимание исследователей как объект для изучения сейсмической и магматической активности на юго-вос-

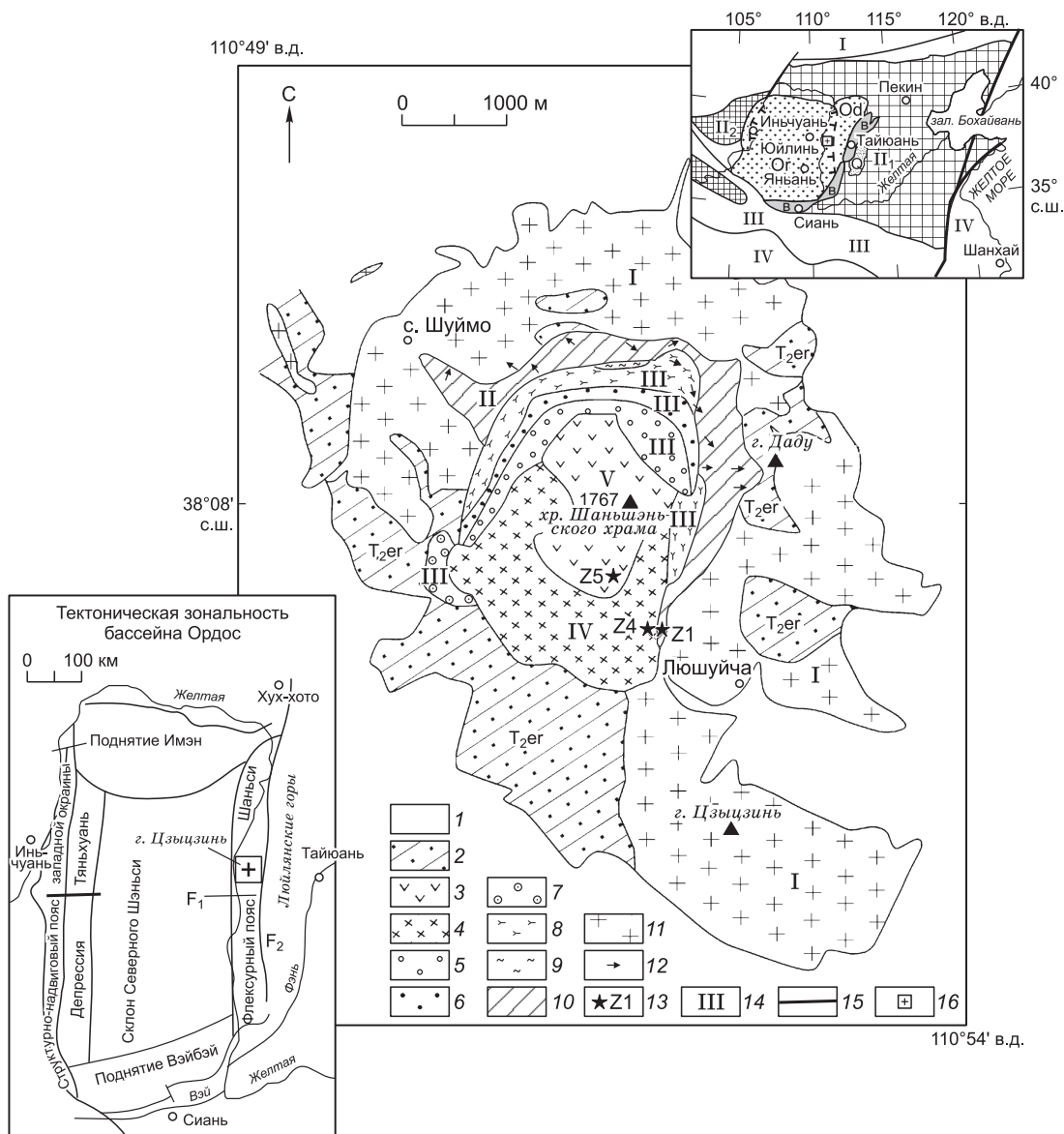


Рис. 1. Схема геологического строения Цзыцзиньшаньского массива (по [Wu, 1966] с изменениями).

1 — четвертичные отложения, 2 — песчаники, сланцы эрмаинской свиты среднего триаса (T_{2er}), 3 — трахитовые порфиры и трахитовые вулканические брекчии, 4 — псевдолейцитовые фonoлиты и фonoлитовые вулканические брекчии, 5 — меланит-эгиринов-авгитовый нефелиновый сиенит, 6 — эгирин-авгитовый нефелиновый сиенит, 7 — биотит-меланитовый нефелиновый сиенит, 8 — малинит, 9 — нефелиновый титан-авгитит, 10 — эгирин-авгитовый сиенит, 11 — монзонит, 12 — направления потоков, 13 — места отбора и номера образцов, 14 — номера зон, 15 — разломы (F_1 — разлом Убу, F_2 — разлом Лиши), 16 — район работ. Врезка вверху справа: расположение района работ на структурно-геологической схеме Северо-Восточного Китая: I — Бол. Хинган—Монгольский орогенный пояс, II_1 — Северокитайский кратон, II_2 — Алашаньский блок, III — орогенный пояс Циньлин-Дабешань, IV — кратон Янцзы, Ог — бассейн Ордо́с, Od — большой бассейн Ордо́с, Q — бассейн Циньшуй, В — Фэньвэйский рифт.

точной окраине бассейна (Фэньвэйский рифт). В восточной части бассейна располагается флексурный складчатый пояс Шаньси (см. рис. 1, врезка внизу слева), представляющий собой гигантскую моноклиналичную структуру, погружающуюся с востока на запад [Yang, 2002] и осложненную серией открытых и горизонтальных меридиональных складок второго порядка широтного простирания, а также субширотным разломом Убу (F_1) и крупным субмеридиональным разломом Лиши (F_2). Большинство складок и разломов являются полускрытыми. Наряду с проблемами изучения тектоники, минерализации и накопления нефти в этом бассейне, большого внимания заслуживает и существующая точка зрения о вероятном термальном воздействии глубинного магматического источника в восточной части бассейна и на его периферии.

Анализ предшествующих изотопно-геохронологических исследований интрузивных пород восточной части бассейна Rb-Sr методом [Huang, 1991; Tang et al., 1992; Zhou et al., 1996; Luo et al., 1999], K-Ag методом [Shanxi..., 1989] и U-Pb методом по циркону — 127 млн лет [Ying et al., 2007], позволил подразделить полученные оценки возраста магматизма в данном регионе на пять интервалов: 94—91 млн лет (K_2), 132—125 (K_1), 154—141 (J_3), 293—287 (P_1), 343 млн лет (C_1). Следует отметить большой разброс данных и низкую достоверность используемых ранее методов изотопного датирования.

В данной работе на основании проведенных полевых исследований Цзыцзиньшаньского щелочного массива, анализа отобранных образцов, их петрогеохимических характеристик, определения возраста U-Pb SHRIMP методом обсуждаются этапы, источники и эволюция магматизма, которые позволили предположить наличие среднеглубинного источника для магмы, внедрившейся на восточном фланге бассейна Ордос. Полученные U-Pb изотопно-геохронологические (SHRIMP) данные свидетельствуют о том, что главный этап магматизма датируется ранним мелом, что позволило определить последовательность магматических событий в этом регионе, что имеет важное значение для реконструкции тектонотермальных событий в данном регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЫЦЗИНЬШАНЬСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Цзыцзиньшаньский массив, локализованный в северо-западной части уезда Линь провинции Шаньси, слагает горы Цзыцзинь, Даду и Цзяопай и образует шток и силл общей площадью 23 км². Вмещающими породами являются серовато-зеленые полевошпатовые песчаники с прослоями красных глин мощностью 386—430 м, которые относятся к эрмаинской свите нижнего триаса (T_2er) и перекрываются четвертичными отложениями (см. рис. 1). Массив имеет зонально-кольцевое строение с центром, расположенным на высоте 1767 м над уровнем моря в пределах хр. Шаньшэньского храма к северу от горы Цзыцзинь. В радиальном направлении выделяются пять зон (от внешней к внутренней): зона I — серые мондониты; зона II — черно-серые и зеленые эгирин-авгитовые сиениты; зона III — черно-серые малиниты, реже — меланит-биотит-титанавгитовые нефелиновые сиениты, эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты и меланит-эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты; зона IV — серо-зеленые и красновато-коричневые феолитовые вулканические брекчии; зона V — желто-коричневые трахитовые вулканические брекчии. Все эти зоны, имеющие полукольцевую форму, относятся к щелочному комплексу (см. рис. 1). Щелочные магмы, имеющие глубинный источник, были внедрены в ордовикские известняки (за пределами рассматриваемого региона) или в триасовые породы эрмаинской свиты [Yang et al., 1988]. Цзыцзиньшаньский массив локализован в точке пересечения скрытого разлома 38° с.ш. (такого же, как разлом Убу F_1) и субмеридионального разлома (аналогичного разлому Лиши F_2), что и обеспечило внедрение магмы в более высокие горизонты.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Отбор образцов и методы анализа. На основании полевых наблюдений и петрографических исследований шлифов были выбраны три образца для петрохимического анализа, определения содержания редких и редкоземельных элементов, Sr-Nd изотопии и U-Pb изотопных исследований цирконов. Эти три образца имеют номера: Z1 — эгирин-авгитовый сиенит, Z4 — трахитовый порфир, Z5 — трахиандезит. Места отбора образцов показаны на рис. 1. Географические координаты обр. Z1: 110°52' в.д. и 38°07' с.ш., образцы Z4 и Z5 были отобраны соответственно в 150 м к западу и в 710 м к северо-западу от обр. Z1.

Анализ образцов на главные и редкие элементы осуществлялся в лаборатории элементного анализа Института геологии и геофизики Китайской академии наук. Содержания петрогенных элементов определялись с использованием рентгенофлюоресцентного спектрометра XRF1500, плазменного эмиссионного спектрометра IRIS, атомно-абсорбционных спектрофотометров AA-6200, Z-8000. Редкие и редкоземельные элементы анализировались методом ICP-MS; контроль осуществлялся анализом стандартных образцов (GSR-1, GSR-2 и GSR-3); погрешность анализов составляла менее 5 %.

Изотопные определения Sm, Nd, Rb и Sr были выполнены в сверхчистой лаборатории геохимии твердых изотопов Института геологии и геофизики АН Китая. Разложение проб проводилось под воз-

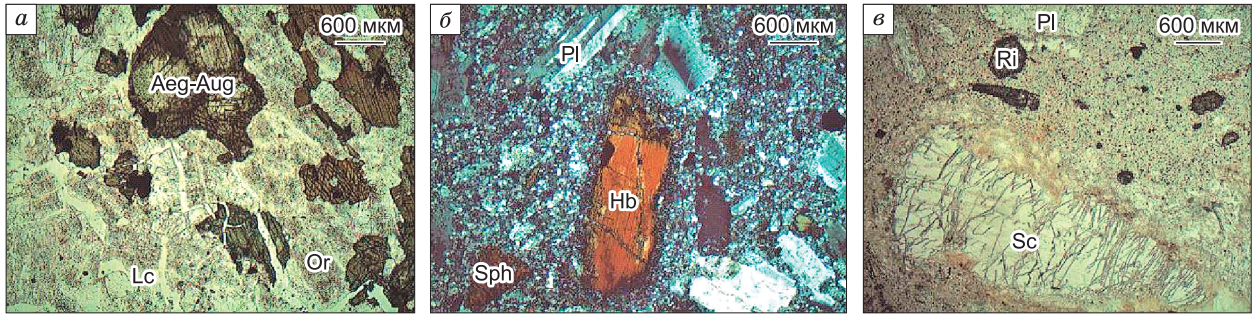


Рис. 2. Микрофотографии шлифов щелочных пород Цзыцзиньшаньского массива.

Pl — плагиоклаз, Or — ортоклаз, Aeg-Aug — эгирин-авгит, Hb — роговая обманка, Ri — рибекит, Sph — сфен, Lc — лейцит, Sc — скаполит. *a* — обр. Z1 — гипидиоморфно-зернистый эгирин-авгитовый сиенит, плоскополяризованный свет; *b* — обр. Z4 — трахитовый порфир, николи скрещены; *v* — обр. Z5 — порфиновый трахиандезит, плоскополяризованный свет.

действием HF + HClO₄ в герметической тefлоновой посуде в течение недели при низкой температуре, для выделения чистых Sm и Nd использовалась катионообменная колонка AG50W×8(H⁺) и насыщенная растворителем смола P507. Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре VG354. Нормирование изотопных соотношений неодима осуществлялось по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219; холостой внутрилабораторный опыт составляет около 5·10⁻¹¹ г. Возраст вычислен с использованием программы Isoplot; константа распада $\lambda^{147}_{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ [Mu et al., 2001].

Петрографические исследования. Петрографические особенности трех проанализированных образцов (рис. 2) заключаются в следующем.

Эгирин-авгитовый сиенит (Z1, рис. 2, *a*): серого цвета, имеет гипидиоморфную гранулярно-ксеноморфно-зернистую структуру и массивную текстуру. Порода состоит в основном из ортоклаза (47 об.%), эгирин-авгита (27) и нефелина (11), в меньших количествах встречаются щелочной амфибол (8) и лейцит (3 об.%). Аксессуарные минералы представлены непрозрачным рудным минералом (2 об.%), сфеном (1.5) и апатитом (0.5). Ортоклаз (калиевый полевой шпат) содержит вросстки альбита, образующие пертитовую структуру. Эгирин-авгит демонстрирует отчетливый плеохроизм и зональность; центральные части кристаллов имеют бледную желто-зеленую окраску (диопсид) и окружены сине-зеленой каймой (эгирин-авгит). Ксеноморфные зерна нефелина бесцветные с ярко выраженными трещинами. Почти изометричные зерна лейцита распределены среди зерен ортоклаза. Щелочной амфибол обладает бледно-желтой окраской и отчетливым плеохроизмом.

Таблица 1. **Химический состав щелочных пород Цзыцзиньшаньского массива (мас. %)**

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	58.72	0.68	17.20	3.46	2.16	0.11	1.58	5.52	4.60	4.42	0.31	98.76
2	58.51	0.59	17.93	3.02	1.95	0.12	1.65	5.86	5.08	3.99	0.26	98.96
3	52.51	1.06	15.11	5.97	4.12	0.14	2.75	7.59	3.58	5.75	0.49	99.07
4	51.02	2.03	15.38	5.18	3.69	0.15	2.57	7.06	3.60	5.16	0.93	96.77
5	51.67	1.03	14.06	6.54	3.02	0.16	3.09	7.56	2.82	6.93	0.86	97.74
6	49.92	1.03	14.50	3.36	5.03	0.15	3.3	7.33	3.05	7.55	0.64	95.86
7	52.44	0.69	18.04	5.81	1.32	0.10	0.41	2.83	3.16	12.46	0.50	97.76
8	48.44	0.59	19.65	3.44	1.91	0.10	0.69	3.88	3.07	14.34	0.13	96.24
9	51.94	0.97	19.01	4.17	1.46	0.11	0.70	3.73	3.53	11.93	0.13	97.68
10	54.01	0.38	19.50	5.14	1.27	0.14	0.26	1.31	4.39	11.39	0.05	97.84
11	54.06	0.89	18.78	5.22	1.40	0.13	0.40	1.76	3.38	11.99	0.45	98.46
12	61.81	1.27	18.85	3.49	2.29	0.12	1.02	0.01	5.07	3.23	0.70	97.86
13	57.74	1.10	16.58	4.27	2.19	0.08	0.83	3.42	4.89	4.92	0.58	96.60

Примечание. Образцы 4, 12 и 13 (4 — Z1, 12 — Z4, 13 — Z5) проанализированы в Институте геологии и геофизики АН Китая (аналитик Ли Хэ); Остальные анализы — по литературным данным: 1, 3, 5, 7, 9, 10 — [Shanxi..., 1989], 2, 6, 11 — по [Wu, 1966], 8 — по [Zhou, Zhao, 1994].

1, 2 — монзонит, 3, 4 — эгирин-авгитовый сиенит, 5, 6 — малинит, 7 — биотит-меланитовый нефелиновый сиенит, 8 — нефелиновый сиенит, 9 — меланит-эгирин-авгитовый нефелиновый сиенит, 10 — фонолит, 11 — фонолитовая вулканическая брекчия, 12 — трахитовый порфир, 13 — трахитовая вулканическая брекчия.

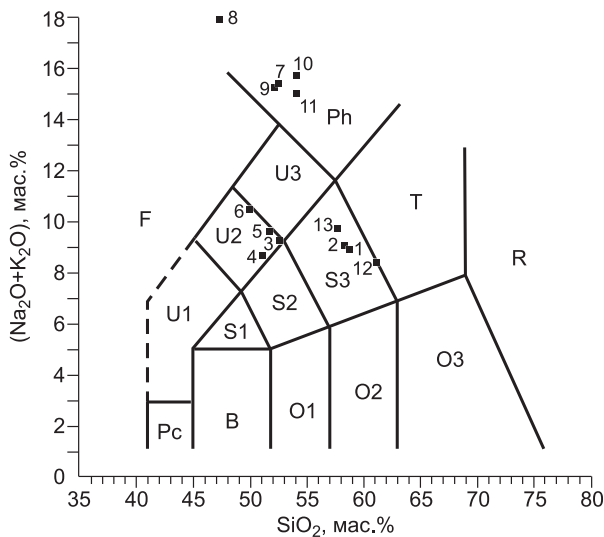


Рис. 3. Щелочные породы Цзыцзиньшаньского массива на диаграмме TAS.

F — фойдит, Pc — пикробазальт, B — базальт, O1 — андезибазальт, O2 — андезит, O3 — дацит, S1 — трахибазальт, S2 — трахиандезибазальт, S3 — трахиандезит, U1 — тефрит, U2 — фонотефрит, U3 — тефрифенолит, Ph — фенолит, R — риолит, T — трахит, трахидацит; 1—13 — номера образцов (см. табл. 1).

за бесцветные, встречаются карлсбадские двойники. Зональные фенокристы эгирин-авгита неправильной формы характеризуются изменением окраски от серовато-голубой в центре к светло-желто-зеленой по краям и распространены спорадически среди основной массы, которая сложена главным образом эгирин-авгитом, плагиоклазом и ортоклазом. Акцессорные минералы представлены непрозрачным рудным минералом (3.8 об.%), сфеном (1) и апатитом (0.2).

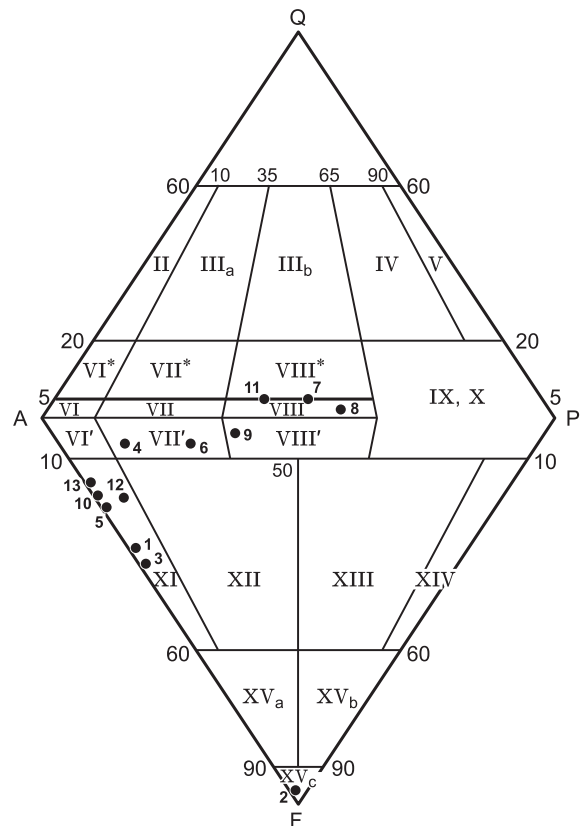
Трахиандезит (Z5, см. рис. 2, в): бледно-желтого цвета, имеет порфировую структуру и массивную текстуру, сложен фенокристами (28.5 об.%) и основной массой (68). Фенокристы представлены плагиоклазом (17 об.%), реже ортоклазом (5), рибекитом (3.5) и скаполитом (3). Субгидральные лейсты бесцветного плагиоклаза характеризуются зональным строением. Рибекит имеет серовато-голубую до светло-желто-зеленой окраску, встречается в виде призматических кристаллов, демонстрирующих амфиболовую спайность. Зерна скаполита часто трещиноваты. Основная масса сложена плагиоклазом, ортоклазом и рибекитом. Акцессорные минералы представлены непрозрачным рудным минералом (3 об.%) и сфеном (0.5).

Петрохимические особенности. Химические анализы наших образцов, а также пород Цзыцзиньшаня по данным других авторов [Yan et al., 1988; Huang, 1991; Zhou, Zhao, 1994] приведены в табл. 1, а их петрохимические типы показаны на рис. 3 и 4. На диаграмме TAS (рис. 3) рассматриваемые породы ложатся в поля трахиандезитов, фонотефритов и фенолитов, а с использованием диаграммы Q—A—P—F [Strekeisen, 1978] (см. рис. 4) могут быть классифицированы как трахиты, латиты, фенолиты и фойдиты.

В целом породы данного щелочного массива обладают следующими петрохимическими особенностями: 1) они недосыщены или резко недосыщены кремнеземом ($SiO_2 = 48.44—61.81$ мас.%;); 2) судя по диаграмме $SiO_2—AR$ (рис. 5), относятся к щелочно-аг-

Рис. 4. Щелочные породы Цзыцзиньшаньского массива на диаграмме Q—A—P—F для изверженных пород [Strekeisen, 1978]. Q — кварц, A — щелочной полевой шпат, P — плагиоклаз, F — фельдшпатоид.

II — щелочно-полевошпатовый риолит, IIIa — риолит, IIIb — риодацит, IV, V — дацит, VI* — кварц-щелочно-полевошпатовый трахит, VI — щелочно-полевошпатовый трахит, VI' — фойдсодержащий щелочно-полевошпатовый трахит, VII* — кварцевый трахит, VII — трахит, VII' — фойдсодержащий трахит, VIII* — кварцевый латит, VIII — латит, VIII' — фойдсодержащий латит, IX, X — базальт, андезит, XI — фенолит, XII — тефритовый фенолит, XIII — фенолитовый базанит, фенолитовый тефрит, XIV — базанит, тефрит, XVa — фенолитовый фойдит, XVb — тефритовый фойдит, XVc — фойдит.



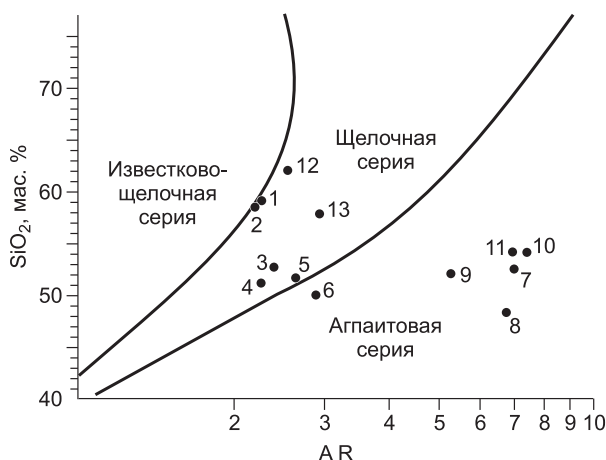


Рис. 5. Породы Цзыцзиньшаньского массива на диаграмме SiO_2 —AR [Wright, 1969]. (AR = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)/($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$)).

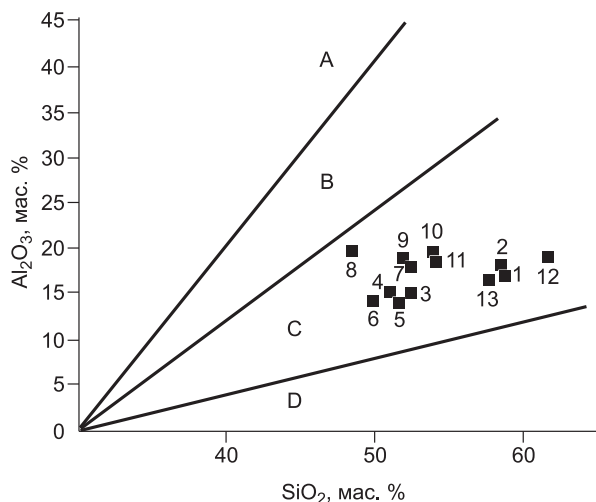


Рис. 6. Породы Цзыцзиньшаньского массива на диаграмме Al_2O_3 — SiO_2 [Zhang, Cong, 1976].

Породы: А — высокоглиноземистые, В — глиноземистые, С — низкоглиноземистые, D — крайне низкоглиноземистые.

паитовой серии; 3) породы характеризуются высокими содержаниями щелочей, повышенным содержанием Fe и низкими содержаниями Mg и Ca. На вариационной диаграмме SiO_2 — Al_2O_3 они располагаются в поле низкоглиноземистых пород (рис. 6).

Геохимия редкоземельных элементов. Основными особенностями распределения редкоземельных элементов в породах массива Цзыцзиньшань (табл. 2, рис. 7) являются: 1) высокое общее содержание РЗЭ достигает 45—270 г/т, что составляет 13.7—81.4 хондритовых норм; 2) породы обогащены легкими РЗЭ, содержание которых достигает 42—249 (19.7—117.7 хондритовых норм); 3) легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми РЗЭ, отношение суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых РЗЭ варьирует от 3.9 до 19.7, что свидетельствует об интенсивном фракционировании редких земель, демонстрирующем обогащенный тип распределения; 4) кривые распределения РЗЭ имеют слабый отрицательный наклон;

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в щелочных породах Цзыцзиньшаньского комплекса (г/т)

№ образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE/HREE	(La/Yb) _N	Eu/Eu*
1	44.00	70.20	24.50	66.40	7.33	2.02	6.05	0.57	3.23	0.56	1.52	0.23	1.24	0.27	15.69	20.11	1.01
2	37.40	77.60	8.70	34.30	5.80	2.10	5.80	0.90	4.40	0.70	2.20	0.30	1.80	0.30	10.12	11.77	1.24
3	38.92	76.13	10.80	42.31	9.03	2.66	8.02	1.17	5.59	1.01	2.56	0.40	2.17	0.33	8.46	10.16	1.06
4	38.94	74.88	9.31	39.22	7.53	2.27	6.61	0.95	4.88	0.90	2.35	0.34	2.12	0.30	9.33	10.43	1.09
6	41.40	46.70	33.70	53.40	9.11	2.90	8.84	1.18	5.53	1.03	2.62	0.36	1.85	0.29	8.63	12.68	1.1
7	13.50	24.90	2.60	11.80	2.80	0.90	2.50	0.10	2.70	0.40	1.80	0.30	1.80	0.30	5.71	4.25	1.15
8	17.71	40.52	6.37	29.48	8.30	2.79	8.58	1.43	7.58	1.42	3.67	0.55	3.09	0.40	3.94	3.25	1.14
12	64.37	111.00	13.02	48.68	7.74	2.39	6.61	0.88	4.68	0.90	2.35	0.35	2.20	0.34	13.50	16.62	1.12
13	59.78	109.40	12.16	46.37	7.52	2.41	6.26	0.86	4.78	0.93	2.42	0.35	2.22	0.34	13.09	15.28	1.18
14	30.90	63.10	7.90	32.50	7.50	2.40	6.70	1.00	5.40	0.60	3.00	0.40	2.90	0.30	7.11	6.04	1.14
15	73.30	88.10	39.20	37.70	9.12	2.50	8.02	1.18	4.55	0.81	2.45	0.41	2.47	0.39	12.32	16.82	0.99
16	13.50	11.90	9.29	5.70	1.19	0.36	1.45	0.09	1.14	0.24	0.42	0.04	0.14	0.04	11.78	55.04	0.96
17	29.30	46.40	4.30	12.40	1.70	0.40	1.10	0.20	1.60	0.20	0.90	0.20	0.50	0.10	19.69	33.21	0.94

Примечание. Образцы 4, 12 и 13 (4 — Z1, 12 — Z4, 13 — Z5) проанализированы в Институте геологии и геофизики АН Китая (аналитик Цзинь Синьди). Остальные анализы — по литературным данным: 1, 6, 15—16, по [Huang, 1991], 2, 7, 14, 17, по [Yan et al., 1988], 3 и 8, по [Zhao, Zhou, 1994].

1, 2 — монзонит, 3, 4, 14 — эгирин-авгитовый сиенит, 6 — малинит, 7, 8, 15 — нефелиновый сиенит, 12, 13 — трахитовый порфир и трахитовая вулканическая брекчия, 16 — фonoлитовая вулканическая брекчия, 17 — псевдолейцитовый фonoлит.

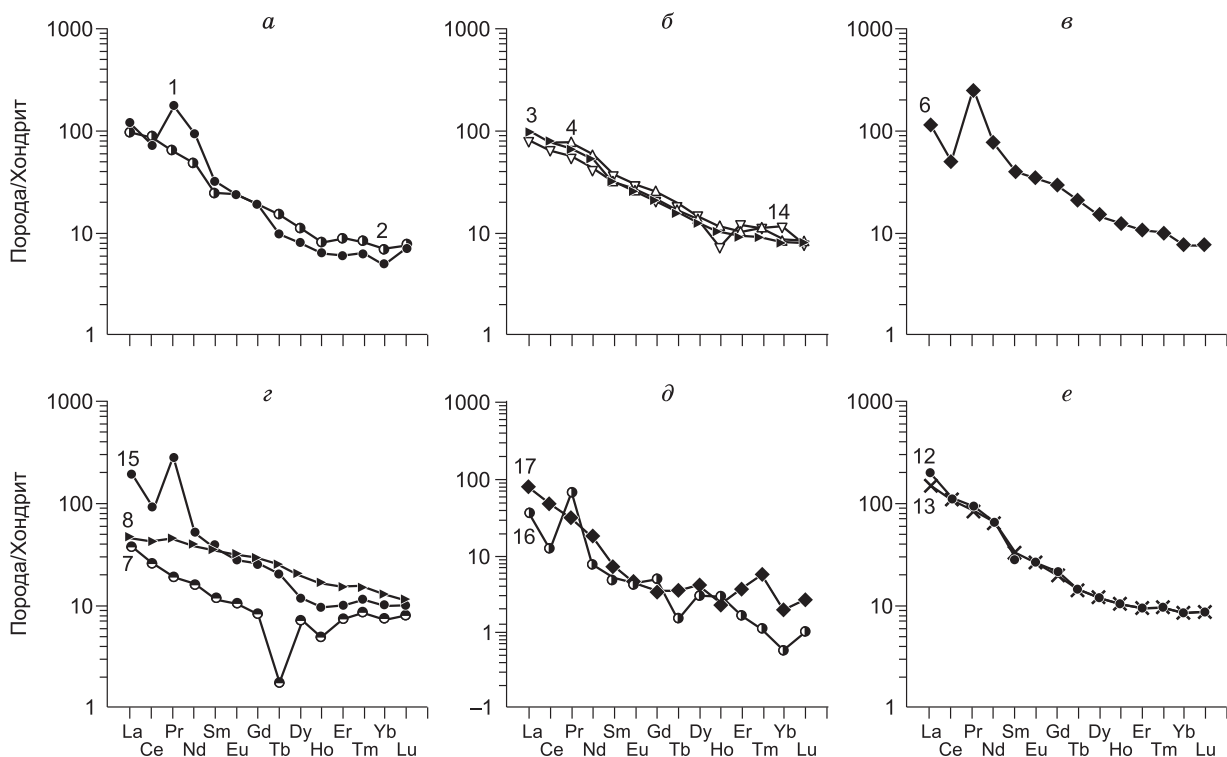


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов щелочных пород Цзыцзиньшаньского массива.

а — монзонит, *б* — эгирин-авгитовый сиенит, *в* — малинит, *г* — нефелиновый сиенит, *д* — фонолит, *е* — трахитовый порфир. Номера образцов соответствуют табл. 2.

(La/Yb)_N достигает 3.25—55.04; 5) значения (La/Sm)_N и (Gd/Yb)_N составляют 1.49—12.06 и 0.42—0.80 соответственно, что указывает на существенные различия во фракционировании легких и тяжелых редкоземельных элементов; 6) Eu/Eu* = 0.94—1.27, что свидетельствует об отсутствии явного Eu-минимума.

Изотопные характеристики магматического источника. На основании изотопии кислорода пород Цзыцзиньшаньского щелочного массива [Yan et al., 1988] было установлено, что диапазон изменения δ¹⁸O для каждого этапа очень узкий — от 7.9 до 9.2, в среднем 8.4 ‰. Считается, что δ¹⁸O для ультраосновных и основных пород мантийного происхождения варьирует от 5.5 до 9.0 ‰, а для щелочных пород немного выше [Li et al., 2003].

На основании результатов анализа изотопного состава Rb, Sr, Sm, Nd (табл. 3) и с использованием формулы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$, были рассчитаны первичные изотопные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, которые составили 0.70422—0.70512, откуда следует, что I_{Sr} варьирует от 0.704528 до 0.706399. Известно, что интервал значений первичных изотопных отношений Sr для мантийных пород составляет 0.702—0.706, следовательно, породы Цзыцзиньшаньского щелочного массива имеют мантийный источник. Поскольку современное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для EM1 литосферной мантии составляет 0.7050—0.7055 [Ren et al., 2004], большинство наших данных попадает в интервал значений литосферной мантии EM1.

Судя по полученным Sm-Nd изотопным данным, первичное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.512457—0.512516, а $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ варьирует от -5.93 до -10.90, что отвечает изотопным характеристикам для однородного хондритового резервуара (современное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$).

Таким образом, можно предполагать глубинный мантийный источник для пород Цзыцзиньшаньского массива.

Таблица 3. Изотопный состав Sm, Nd, Sr и Rb в щелочных породах Цзыцзиньшаньского массива

№ образца	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Sr, г/г	Rb, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Z1	7.650	36.51	0.1268	0.512270	1716.4	146.42	0.2481	0.705023
Z4	7.589	43.80	0.1049	0.512033	2052.8	75.54	0.1058	0.705261
Z5	6.796	39.87	0.1032	0.512021	1932.1	136.41	0.2034	0.706674

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики АН Китая (аналитики Чэнь Фуген и Чу Чжунинь).

U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ (SHRIMP) ДАННЫЕ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Из трех образцов (Z1, Z4 и Z5), отобранных в результате полевых исследований и петрогеохимического анализа, было выделено несколько сот зерен цирконов. Сначала они были отсортированы по стандартной методике, затем под бинокляром отобраны представительные зерна цирконов с хорошей огранкой для подготовки и полировки мишеней образцов, после этого цирконы фотографировали в видимом и катодолюминесцентном свете (CL) для исследования их внутренней структуры и выбора наилучших участков кристаллов для определения возраста. Катодолюминесцентные изображения некоторых зерен цирконов из образцов Z1, Z4 и Z5 показаны на рис. 8.

U-Pb изотопный анализ цирконов был выполнен в Пекинском центре ионных исследований АН Китая на ионном зонде SHRIMP-II. На мишени с зернами цирконов из образцов Z1, Z4 и Z5 помещался также стандартный циркон Геологической службы Австралии TEM; в процессе измерения после съемки каждых четырех зерен цирконов, проводилось определение стандартного циркона. Каждый анализ представляет собой среднее значение 7-кратного сканирования. На основании изотопных данных для стандартного циркона Геологической службы Австралии TEM (417 млн лет [Black et al., 2003]) проводилась поправка на межэлементное фракционирование. Формула поправки: $Pb/U = A(UO/U)^2$ [Claoue-Long et al., 1995]. Для калибровки содержаний U, Th и Pb использовался другой стандартный циркон SL13 (возраст 572 млн лет, содержание $U = 238 \cdot 10^{-6}$), помещенный на тестовой мишени. Для обработки данных использовалась программа PRAWN Национального университета Австралии [Williams et al., 1996]. Содержание обычного свинца корректировалось по фактически определенному изотопу свинца ^{204}Pb . Полученные U-Pb SHRIMP данные представлены в табл. 4, погрешность для каждой точки составляет 1σ .

В обр. Z1 было выбрано 15 точек, результаты анализов которых можно видеть на рис. 9, а и в табл. 4; из них 11 точек имеют близкий возраст, который в среднем составляет 343.0 ± 5.4 млн лет (СКВО = 1.6). Эти цирконы длинно- и короткопризматические, с густой окраской, часто окатаны. Остальные четыре точки показывают возрасты от 303 до 286 млн лет (в среднем 293.0 ± 6.9 млн лет, СКВО = 1.3). Эти цирконы имеют длиннопризматический габитус с хорошей огранкой.

В обр. Z4 было проанализировано 10 точек (см. рис. 9, б; табл. 4). Большинство зерен цирконов из этого образца представлено удлинненными пластинками, в меньшинстве присутствуют короткопризматические густо окрашенные кристаллы с отчетливой зональной структурой. Полученные даты варьируют от 139 до 119 млн лет и составляют в среднем — 132.0 ± 2.1 млн лет, СКВО = 1.6.

В обр. Z5 было проанализировано 12 точек (см. рис. 9, в; табл. 4). Цирконы из этого образца представлены короткопризматическими густо окрашенными кристаллами с хорошей огранкой. Полученные возрастные даты концентрируются в двух интервалах: средний возраст шести точек составляет

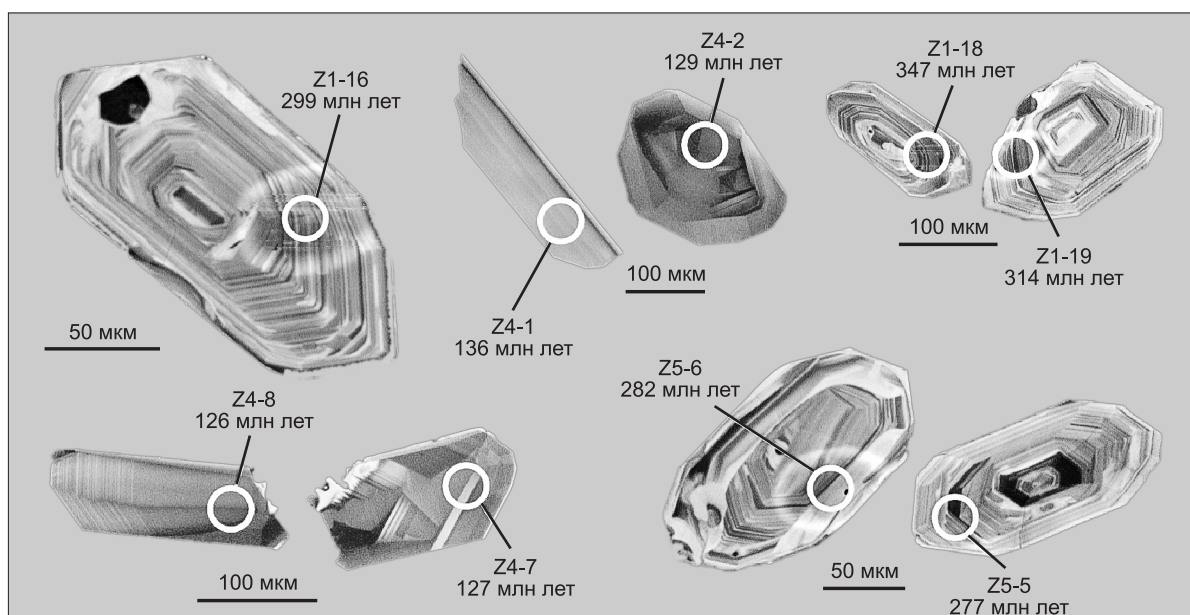


Рис. 8. Катодно-люминесцентные снимки отдельных зерен цирконов из пород Цзыцзиньшаньского массива.

В образцах Z1, Z4 и Z5 было проанализировано 37 зерен циркона, 9 из которых показаны здесь.

Таблица 4.

**Результаты U-Pb изотопного датирования (SHRIMP) цирконов
из щелочных пород Цзыцзиньшаньского массива**

№ образца и точки	U		Th		²⁰⁶ Pb, %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	Ошибка, %	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (1σ)	
	г/г		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U									
Z4-2.1	586.1831	1112.523	0.5453	0.0499	0.0455	2.5973	1.961048	0.006385	0.020979	128.6547	133.8423		
Z4-3.1	367.0821	468.4909	0.7748	0.0526	0.0462	3.0546	1.318714	0.006364	0.021518	128.2154	137.2418		
Z4-6.1	391.5421	579.0011	0.5832	0.0499	0.0451	3.1430	1.527966	0.006489	0.021611	130.7397	137.8322		
Z4-7.1	425.3	637.6085	0.0001	0.0505	0.0505	3.7868	1.549071	0.006637	0.022027	133.6987	140.4526		
Z4-8.1	514.0486	756.4036	0.6482	0.0560	0.0507	2.7179	1.520415	0.006255	0.020481	126.041	130.6927		
Z4-9.1	818.95	1859.215	1.2013	0.0509	0.0410	2.2406	2.345767	0.006293	0.020351	126.8034	129.8762		
Z4-10.1	368.8153	532.4763	1.1021	0.0484	0.0393	3.3397	1.491777	0.005587	0.02136	112.6054	136.2444		
Z4-11.1	321.2227	438.8622	1.4830	0.0470	0.0347	6.8380	1.411674	0.004954	0.021463	99.88184	136.8944		
Z4-13.1	443.3363	666.1746	0.4751	0.0504	0.0465	3.1202	1.552628	0.005954	0.020025	119.9832	127.8163		
Z4-14.1	291.3991	365.6551	0.6185	0.0284	0.0232	4.9125	1.29657	0.003013	0.020773	60.81042	132.5415		
Z5-2.1	523.063	379.8387	0.0618	0.0532	0.0527	1.8803	0.75034	0.013592	0.045437	272.8825	286.4487		
Z5-3.1	448.905	650.6309	0.1655	0.0491	0.0478	3.2236	1.49759	0.005916	0.019666	119.2154	125.5433		
Z5-4.1	377.5402	301.5385	0.0001	0.0511	0.0511	2.4785	0.825263	0.014328	0.047521	287.5398	299.2867		
Z5-5.1	701.3893	692.2076	1.0979	0.0624	0.0535	1.5118	1.019741	0.01305	0.04409	262.0731	278.1368		
Z5-6.1	452.0999	302.1854	0.3871	0.0532	0.0501	2.0256	0.69064	0.013211	0.045018	265.2795	283.8637		
Z5-7.1	363.2919	323.6752	0.2611	0.0538	0.0517	2.1148	0.92059	0.016394	0.054732	328.6761	343.506		
Z5-8.1	356.8634	515.9435	0.4497	0.0503	0.0467	3.8361	1.49387	0.005551	0.01971	111.8873	125.8257		
Z5-9.1	293.749	293.0755	0.5261	0.0531	0.0488	2.4488	1.030898	0.0144	0.046707	288.9864	294.2743		
Z5-10.1	357.4214	526.7273	0.8974	0.0498	0.0424	3.3699	1.522712	0.005989	0.02022	120.6996	129.0466		
Z5-11.1	450.7453	758.2168	0.3110	0.0493	0.0467	3.0648	1.7381	0.006086	0.019749	122.643	126.0692		
Z5-12.1	394.3582	524.7796	0.4982	0.0486	0.0445	3.4616	1.374987	0.00565	0.019669	113.8733	125.5649		
Z5-13.1	227.5574	302.0451	1.9254	0.0430	0.0269	13.1306	1.371493	0.003897	0.022215	78.62245	141.6406		
Z1-1.1	646.7168	449.7228	0.1163	0.0533	0.0524	1.5052	0.718528	0.017063	0.056442	341.9694	353.9538		
Z1-2.1	1103.027	567.6129	0.1771	0.0551	0.0537	1.8320	0.531715	0.01677	0.052356	336.1439	328.9671		
Z1-4.1	260.4532	256.7456	0.8332	0.0524	0.0456	3.0650	1.018559	0.013005	0.048188	261.1594	303.3849		
Z1-5.1	180.9595	158.591	0.5527	0.0522	0.0477	3.1479	0.905545	0.014315	0.04823	287.2802	303.6482		
Z1-6.1	632.3457	742.7388	0.1552	0.0575	0.0562	1.9209	1.213652	0.017998	0.056324	360.5448	353.2284		
Z1-7.1	413.0455	281.0428	0.5761	0.0563	0.0516	1.9320	0.703052	0.016046	0.055995	321.7579	351.2251		
Z1-8.1	845.5278	543.581	1.4015	0.0625	0.0511	1.9347	0.664277	0.014404	0.053906	289.0533	338.4604		
Z1-9.1	131.8207	84.26622	1.2340	0.0573	0.0472	3.3923	0.660515	0.013455	0.056734	270.1502	355.7308		
Z1-10.1	355.1528	228.6931	0.5751	0.0513	0.0466	2.3091	0.66535	0.010285	0.046477	206.8233	292.8556		
Z1-11.1	425.813	459.6549	0.1802	0.0527	0.0512	2.1215	1.115387	0.013121	0.046468	263.4864	292.8019		
Z1-12.1	676.6412	573.7876	0.1528	0.0541	0.0529	1.9473	0.876204	0.016387	0.053511	328.5287	336.0426		
Z1-14.1	259.7152	276.7719	0.0001	0.0542	0.0542	3.8983	1.101127	0.015964	0.05605	320.1242	351.5584		
Z1-15.1	318.2518	191.987	0.3399	0.0518	0.0490	3.1780	0.623323	0.015812	0.052139	317.0855	327.6389		
Z1-18.1	777.9820	515.3577	0.0342	0.0565	0.0562	1.1626	0.6845	0.0237	0.0729	473.9379	453.6960		
Z1-19.1	545.1548	332.4405	0.0374	0.0584	0.0581	1.4132	0.6301	0.0228	0.0653	455.8619	407.6835		

Примечание. Анализы выполнены в Пекинском центре изотопных исследований АН Китая (аналитики Ян Синкэ, Чао Хуэйся, Мяо Лайчэн).

125.0 ± 6.7 млн лет (СКВО = 0.079), средний возраст других пяти точек равен 293 ± 17 млн лет (СКВО = 1.7). Возраст точки Z5-7 (343.0 ± 7.7 млн лет) совпадает с возрастом девяти точек из обр. Z1.

Статистика показывает, что возраст кристаллизации большинства цирконов из эгирин-авгитового сиенита (Z1) составляет 343.0 ± 5.4 млн лет, в меньшем количестве присутствуют цирконы с возрастом 293.0 ± 6.9 млн лет. Трахитовый порфир (Z4), сформировавшийся в результате внедрения гипабиссальной интрузии или эффузивного вулканизма, имеет возраст кристаллизации 132.0 ± 2.1 млн лет. Возраст кристаллизации трахиандезита (Z5), образовавшегося при вулканическом извержении, датируется в

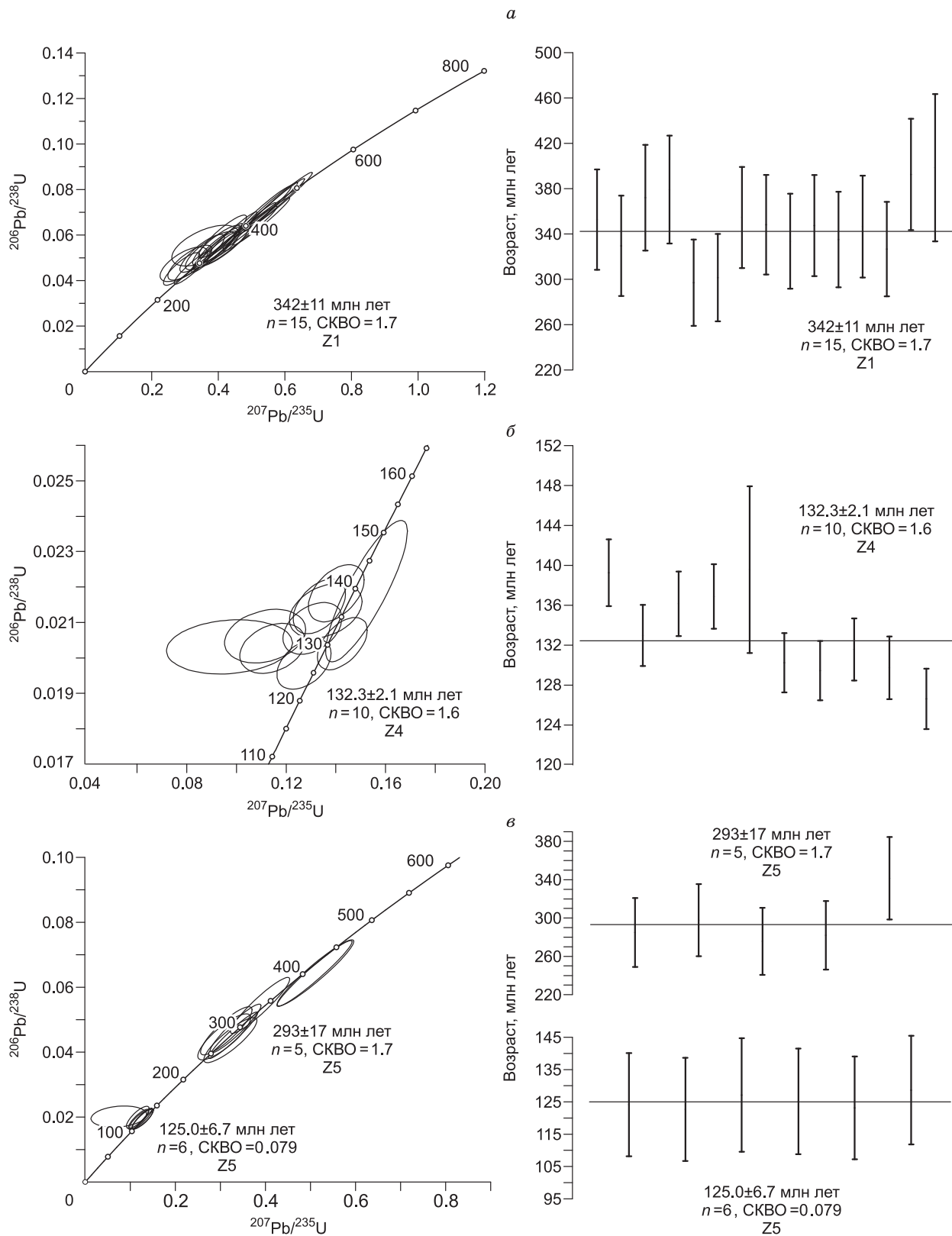


Рис. 9. Конкордантный U-Pb SHRIMP возраст цирконов из образцов Z1 (а), Z4 (б), Z5 (в).

125.0 ± 6.7 млн лет. Но в этой породе присутствуют и захваченные магматические цирконы, имеющие возрасты 343 и 293 млн лет. Возраст 16 точек цирконов из образцов Z4 и Z5 (10 в Z4 и 6 в Z5) составляет 132—125 млн лет (см. табл. 4), что соответствует раннему мелу, когда имел место подъем астеносферы в Люйлянской горной области в восточной части бассейна Ордос, являющийся отражением глубинной магматической деятельности преобразования орогенной впадины в этом регионе. Следует отметить, что этот процесс согласуется со значительными тектоническими преобразованиями, утонением литосферы, андерплэйтингом мантийных магм и тектонотермальными событиями, имевшими место на территории Северного Китая в это время [Ren et al., 2006]. Кроме того, обнаружение магматических цирконов со средним возрастом 343 млн лет (11 зерен циркона из обр. Z1) и ~293 млн лет (4 циркона из обр. Z1) говорит о том, что, вероятно, магматическая активность в данном регионе имела место также и на более ранних этапах — в карбоне и ранней перми. Сравнение с проявлениями магматизма в соседних регионах показало, что близкое время образования имеет мезозойский пояс горы Тайхан на восточной окраине бассейна.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В палеозое и триасе Северо-Китайский блок был сравнительно стабилен, но это состояние изменилось в среднем—позднем мезозое с началом яньшаньских событий. В юрский и меловой периоды магматическая деятельность в рассматриваемом регионе была активной, и разнообразные магмы внедрялись по разломам внутри бассейна Ордос и на его восточной окраине. Например, K-Ar возраст щелочных монцитонитов горы Хуянь на западном участке угольного месторождения Сишань вблизи г. Тайюань, провинция Шаньси, составляет ~139—125 млн лет, а изотопный возраст пород гранодиорит-порфирового штока, вскрытого при бурении на площади Цинцзяо в южной части этого месторождения, — 105 млн лет [Yang et al., 1988]. Таким образом, этот позднеюрско-раннемеловой этап магматической активности, который фиксируется в бассейне Ордос, относится к единому крупному и интенсивному тектонотермальному событию, затронувшему весь Северо-Китайский блок в среднем—позднем мезозое. Датирование по трекам пород северного фланга горы Люйлян (70—62 млн лет) позволяет утверждать, что период подъема горных пластов и охлаждения совпадал по времени или был чуть позже этапа снижения температуры после мощного тектонотермального события в Северо-Китайском кратоне, что указывает на общий подъем данной территории в это время. Изучение следов распада термолюминесцентным методом [Sun, Li, 1997] показало, что с конца палеозойской эры бассейн Ордос испытал, как минимум, три тектонотермальных события: 215, 135 и 72 млн лет. Тектонотермальное событие, имевшее место в раннем мелу (135—125 млн лет), привело к тектонической инверсии на поздней стадии эволюции бассейна Ордос. Время начала воздымания этого региона совпадает со временем его тектонической инверсии и согласуется с синхронным тектонотермальным событием в других регионах Северного Китая.

На основании определения величин палеогеотермических градиентов и тепловых потоков в восточной части бассейна Ордос и соседнем бассейне Циньшуй в позднеюрско-раннемеловое время мы полагаем, что в позднем мезозое здесь имело место одно крупное тектонотермальное событие. Изотопный возраст пород массива бассейна Циньшуй и возраст магматизма в окружающем поясе также позволяют отнести это тектонотермальное событие к поздней юре—раннему мелу [Ren, 1997; Ren et al., 1999].

Район развития Цзыцзиньшаньского массива располагается в зоне крутого контакта восточного фланга твердого блока Ордос и более мягкого Люйлянского блока. В яньшаньское время глубинная структура региона характеризовалась поднятием астеносферного плюма (мягкий блок) в утолщенную литосферу (жесткий блок). В точке подъема горячего астеносферного вещества произошел разрыв литосферного блока, подъем и андерплэйтинг нагретой магмы в нижние горизонты земной коры, плавление окружающих пород, затем дальнейший подъем к поверхности, где на небольшой глубине и произошло формирование ряда щелочных и субщелочных комплексов [Xing et al., 2006]. Именно эти процессы привели к образованию цзыцзиньшаньских щелочных пород, имеющих мантийное происхождение.

Позднеюрское—раннемеловое время соответствовало этапу интенсивных тектонических событий на территории Северо-Китайского кратона, в пределах которого локализован бассейн Ордос. Как следствие в мезозое отмечается широкое развитие интрузивного магматизма и вулканической активности в восточной части бассейна Ордос, и в районе горы Тайхан в частности, что привело к образованию Цзыцзиньшаньского массива. В качестве другого примера можно привести риолиты чжанцзякоуской свиты, сформировавшиеся при смешении архейского корового материала и вещества из мантийного источника в результате существенного утонения литосферы Северо-Китайского кратона в позднем мезозое, возраст которых составляет 126 ± 1 млн лет [Yang et al., 2006]. В чехле внутренней части бассейна также довольно часто встречаются интрузивные породы, имеющие глубинный источник. Все эти факты свидетельствуют о том, что термальное событие в это время носило региональный характер, а в глубинных частях бассейна Ордос существовали специфические условия, способствующие развитию этого обширного тек-

тонотермального события. Этот же процесс привел к поднятию Люйлянского купола, изменению угла наклона зоны разломов и площадному воздыманию восточного фланга бассейна.

Тектономагматическая эволюция изученного региона сводится к следующему. 1. В раннем палеозое данная территория совместно с Северо-Китайским блоком испытала подъем, что привело к отсутствию позднеродовиковских—раннекарбонных осадков. 2. В варисцийское время в рассматриваемом регионе произошло внедрение глубинных интрузий монцонитов и эгириин-авгитовых сиенитов. В восточной части бассейна, вокруг горы Тайхан, вероятно, также имел место глубинный магматизм. Наши U-Pb SHRIMP изотопные даты показывают, что магматические цирконы имеют возраст 343 и 293—287 млн лет, что позволяет говорить о нескольких этапах магматических событий, имевших место по периферии бассейна или на глубине. 3. В триасе—юре в восточной части бассейна и в районе горы Люйлян происходило непрерывное осадконакопление. 4. Ньяншаньская тектоническая активность в бассейне Ордос и его окрестностях была очень мощной, при этом сильные деформации отложений и интенсивные тектонические движения имели место главным образом в поздней юре. 5. В мелу тектоническое напряжение и характер деформаций земной коры в Северном Китае резко изменились: преобладает растяжение литосферы со слабым сжатием, литосфера становится все тоньше, в то время как кора продолжает претерпевать деформацию растяжения. Это приводит к образованию и развитию рифтового бассейна и рифтовой долины, в которых широко распространен магматизм и эффузивный вулканизм (154—141, 132—125 млн лет). В рассматриваемом регионе именно в этот период образовались массивы щелочных пород (трахитовых порфиринов, трахиандезитов, трахитовых и феолитовых вулканических брекчий, реже малиньитов и нефелиновых сиенитов), которые в настоящее время обнажаются на поверхности или скрыты на небольшой глубине и являются объектом многочисленных изотопно-геохронологических исследований. С гималайского времени и до сих пор этот район находится в состоянии непрерывного воздымания и денудации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бассейн Ордос является зоной сочленения тектонических деформаций восточного и западного регионов Китая. Его термальная структура до сих пор изучена слабо, поэтому систематическое изучение и накопление геохимических и изотопно-геохимических (SHRIMP) данных по магматизму в восточной части бассейна имеет огромное значение для реконструкции тектонотермальной эволюции бассейна.

Цзыцзиньшаньский щелочной массив внедрился в среднетриасовые отложения восточной части массива Ордос в виде сложного полукольцевого массива.

Главными типами пород массива Цзыцзиньшань являются монцониты, сиениты, трахиты, латиты, трахиандезиты, феолитовые и трахитовые вулканические брекчии.

Породы Цзыцзиньшаньского массива недосыщены или резко недосыщены SiO_2 , относятся к щелочно-агпаитовой серии, имеют высокое содержание щелочей, сравнительно высокое содержание Fe и низкие содержания Mg, Ca и Al. Они характеризуются высоким содержанием редкоземельных элементов с преобладанием легких PЗЭ над тяжелыми и при отсутствии отрицательной Eu-аномалии. Первичные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ попадают в интервал значений литосферной мантии EM1, что свидетельствует о глубинном магматическом верхнемантийном источнике.

На основании изотопных дат, полученных U-Pb изотопным SHRIMP методом по цирконам, можно утверждать, что породы, слагающие Цзыцзиньшаньский щелочной массив, формировались в результате многоэтапного интрузивного магматизма и эффузивного вулканизма. На ранних этапах (343 и 293—287 млн лет) были внедрены сиениты, а позднее, в раннем мелу (132—125 млн л. н.), произошло внедрение гипабиссальных интрузий порфиринов, сопровождавшееся эффузивным вулканизмом, что согласуется с историей тектонотермальных событий в Северо-Китайском кратоне.

Раннемеловой магматизм в восточной части бассейна Ордос относится к типу термальных структур, когда внедрение магмы происходит на промежуточных глубинах. Он характеризовался поднятием астеносферы в районе горы Люйлян в восточной части бассейна Ордос, что и являлось источником глубинной магматической активности при развитии орогенного бассейна на данной территории, что согласуется со значительными тектоническими преобразованиями, утонением литосферы, андерплейтингом мантийной магмы и тектонотермальными событиями на территории Северо-Китайского кратона в целом.

Сложная тектоническая эволюция рассматриваемого региона характеризовалась многоэтапной историей тектономагматической активности. Возможно, что магматизм имел место и в карбоне—ранней перми, как показало изучение тектонотермальных событий в восточной части бассейна Ордос. Это имеет существенное значение для исследования процессов накопления залежей нефти и газа, образования угольных и урановых месторождений, а также для оценки перспектив их обнаружения в данном бассейне.

Авторы выражают искреннюю признательность профессорам Лю Чияну, Ли Ючжу, Цзян Чанью и Лю Дунью, доцентам Лю Минхуэй и Су Чуньцзянь, а также инженерам Ян Чжичунь, Тао Хуа и Цзинь

Синьди за руководство и помощь в процессе подготовки статьи, а также во время полевых исследований и за выполнение различных видов анализов.

Работа поддержана Китайской программой национальных грантов фундаментальных исследований 973 (№ 2003CB214601).

ЛИТЕРАТУРА

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Land Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200 (1—2), p. 155—170.

Claoue-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis // *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* / Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubrey, J. Hardenbol. Society for Sedimentary Geology (SEPM). Special Publication, 1995, v. 54, p. 3—21.

He Dengfa, Li Desheng. New advance on dynamics of sedimentary basin // *Earth Science Frontiers*, 1995, v. 2 (3—4), p. 53—58 (in Chinese with English abstract).

Huang Jinjiang. The petrology characters and genesis of Zijinshan alkaline ring complex in Linxian, Shanxi Province // *Geoscience*, 1991, v. 5 (1), p. 24—39 (in Chinese with English abstract).

Ingersoll R.V., Busby C.J. Tectonics of sedimentary basins // *Tectonics of Sedimentary Basins* / Eds. C.J. Busby, R.V. Ingersoll. Cambridge, Blackwell Science, 1995, p. 1—51.

Li Zhaonai, Quan Heng, Li Zhitong, Mao Jianren, Li Hancheng, Wu Cailai, Hao Yanli, Zhang Xiaochong, Wang Bixiang, Liu Yan. Meso-Cenozoic igneous rock and deep process in the east of China. Beijing, Geological Publishing House, 2003, 357 p. (in Chinese).

Liu Chiyang. The weakness, difficulty and key point in the study of basin tectonic dynamics // *Earth Science Frontiers*, 2005, v. 12 (3), p. 113—124 (in Chinese with English abstract).

Luo Zhaohua, Deng Jinfu, Han Xiuqing. On characteristics of magmatic activities and organics process of Taihangshan intraplate orogen. Beijing, Geological Publishing House, 1999, 124 p. (in Chinese).

Ma Zongjin, Du Pinren, Hong Hanjing. Structure and dynamics of the Earth. Guangzhou, Guangdong Science and Technology Press, 2003, p. 362—387 (in Chinese).

Mu Bao Lei, Shao Ji An, Chu Zhu Yin, Yan Guo Han, Qiao Guang Sheng. Sm-Nd age and Sr-Nd isotopic characteristics of the Fanshan potassic alkaline ultramafite-syenite complex in Hebei province, China // *Acta Petrologica Sinica*, 2001, v. 17 (3), p. 358—365.

Ren Kangxu, Yan Guohan, Mou Baolei, Cai Jianhui, Li Fengtang, Tan Linkun, Shao Hongxiang, Li Yuankun, Chu Zhuyin. Geochemical characteristics and geological implications of the Hekanzi alkaline complex in Lingyuan County, western Liaoning Province // *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2004, v. 23 (3), p. 193—202 (in Chinese with English abstract).

Ren Zhanli. Late Mesozoic comparative research on the geothermal field of Ordos basin and Qinshui basin // *Acta Sedimentologica Sinica*, 1997, v. 15 (2), p. 134—137 (in Chinese with English abstract).

Ren Zhanli, Zhao Chongyuan, Chen Gang. Tectonic thermal events of Late Mesozoic in Qinshui basin // *Oil and Gas Geology*, 1999, v. 20 (1), p. 46—48 (in Chinese with English abstract).

Ren Zhanli, Zhang Sheng, Gao Shengli, Cui Junping, Liu Xinshe. Research on region of maturation anomaly and formation time in Ordos basin // *Acta Geologica Sinica*, 2006, v. 80(5), p. 674—684 (in Chinese with English abstract).

Shanxi Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional topography of Shanxi province. Beijing, Geological Publishing House, 1989, 353 p. (in Chinese).

Streckeisen A.L. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. Recommendations and Suggestions // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 1978, v. 141, p. 1—14.

Sun Shaohua, Li Xiaoming. Tectonic and hydrogeological event in Ordos basin // *Chinese Sci. Bull.*, 1997, v. 42 (3), p. 306—309 (in Chinese with English abstract).

Tang Dazhen, Yang Qi, Pan Zhigui. Geohistory-thermal history modeling and coal metamorphic evolution in the Hedong coalfield // *Geosciences*, 1992, v. 6 (3), p. 329 (in Chinese with English abstract).

Williams I.S., Buick I.S., Cartwright I. An extended episode of Early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 1996, v. 14 (1), p. 29—47.

Wright J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis // *Geol. Mag.*, 1969, v. 106 (4), p. 370—384.

Wu Liren. Alkaline rock study of some areas. Beijing, Science Press, 1966, p. 1—76 (in Chinese).

Xing Zuoyun, Xing Jishan, Zhao Bin, Liu Jianhua, Yuan Xiaoping. Identification of deep structure of two episodes in North China and its significance—Yanshanian movement and deep process // *Geol. Rev.*, 2006, v. 52 (4), p. 433—441 (in Chinese with English abstract).

Yan Guohan, Mou Baolei, Zeng Yishan. Characteristics of REE and O, Sr isotope of Zijinshan alkaline rock-carbonatite complex in Linxian, Shanxi Province // *Acta Petrologica Sinica*, 1988, v. 3, p. 29—36 (in Chinese with English abstract).

Yang Jinhui, Wu Fuyuan, Shao Ji'an, Xie Liewen and Luo Xiaoming. In-situ U-Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from volcanic rocks of the Houcheng and Zhangjiakou Formations in the Zhang-Xuan area, Northeast China // *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2006, v. 31 (1), p. 71—80 (in Chinese with English abstract).

Yang Junjie. Geotectonic evolution and hydrocarbon distribution regularities. Beijing, Petroleum Industry Press, 2002, p. 1—79 (in Chinese).

Yang Qi, Pan Zhigui, Weng Chengmin. Research on geological factors and features of coal metamorphism in Carboniferous—Permian, North China. Beijing, Geological Publishing House, 1988, p. 54—87 (in Chinese).

Yang Xingke, Liu Chiyang, Yang Yongheng, Ji Lidan, Zhao Liang, Wei Zhenquan and Xu Xiaoyin. The concept, classification and research progress on thermal structure // *Earth Science Frontiers*, 2005, v. 12 (4), p. 385—396 (in Chinese with English abstract).

Ying Jifeng, Zhang Hongfu, Sun Min, Tang Yanjie, Zhou Xinhua, Liu Xiaoming. Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: implication for magma mixing of different sources in an extensional regime // *Lithos*, 2007, v. 98 (1—4), p. 45—66.

Zhang Wenhua, Cong Bailin. A simple research method for basic-ultrabasic petrochemistry // *Sci. Bull.*, 1976, v. 4, p. 176—183.

Zhao Zhenhua, Zhou Lingdi. Geochemical characteristics of rare earth elements of the alkali-rich intrusive rocks in China // *Science in China, Series D*, 1994, v. 24 (10), p. 1109—1120 (in Chinese with English abstract).

Zhou Lingdi, Zhao Zhenhua. The petrological and petrochemical features of the alkali-rich intrusive rocks in China // *Ibid.*, p. 1093—1101.

Zhou Lingdi, Zhao Zhenhua, Zhou Guofu. Isotopic geochronology of some alkaline rocks in China // *Geochimica*, 1996, v. 25 (2), p. 164—171 (in Chinese with English abstract).

*Рекомендована к печати 26 февраля 2009 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 23 июня 2008 г.,
после доработки — 26 января 2009 г.*