## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ СИЛИЦИТАХ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

### Е.В. Кузнецова, Г.А. Мизенс

Осадочные силициты на территории Магнитогорской мегазоны широко распространены. Кремнистые толщи, пачки, пакеты разной протяженности и выдержанности развиты, в том числе и на всех уровнях девонского разреза данного региона, а также в низах карбона. Изученность стратиграфии этих образований за последние два десятилетия достигла высокой степени [Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2002; и др.], что позволяет рассчитывать на корректное выполнение разного рода сопоставлений и корреляций. В этой связи можно надеяться, что изученное распределение РЗЭ по толщам и свитам кремней близко к реальному. Эта группа элементов часто используется для характеристики и сопоставления породных комплексов, так как процессы преобразования пород не оказывают существенного влияния на их распределение. Кроме того, близость химических свойств упомянутых элементов и постепенное изменение ионных радиусов позволяют избежать возможных ошибок в определении концентрации отдельных элементов, а также установить тенденции в их поведении.

Содержание РЗЭ определялось методом ICP MS. Пробы для анализа подготавливались в Институте геологии и геохимии УрО РАН О.П. Лепихиной и О.Ю. Поповой.

Распределение РЗЭ изучено нами во всех более или менее значимых горизонтах и толщах осадочных силицитов рассматриваемого возра-

стного интервала (за исключением эмсской сагитовской пачки). Среди них нижнедевонские мазовская и ильтабановская толщи, среднедевонские ярлыкаповская, бугулыгырская и карамалыташские свиты, сафаровская ишкининская толщи, верхнедевонская мукасовская свита, а также актауская свита, охватывающая интервал от конца нижнего девона до низов верхнего девона, и нижнекаменноугольные кремни района города Верхнеуральска (условно верхнеуральская толща). Стратиграфическое положение указанных комплексов дано по О.В. Артюшковой и В.А. Маслову [Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2002].

**Мазовская толща** (D<sub>1</sub> mz) обнажена по левобережью р. Дергаиш, ниже д. Мазово (западнее города Гай). Представлена главным образом обломочными породами кремнистого состава (конглобрекчии, гравелиты, песчаники с крупными блоками слоистых красновато-бурых и зеленоватых кремней), общей мощностью 200-300 м. Подстилается кремнями силурийской сакмарской свиты, перекрывается среднедевонскими вулканитами гайского комплекса. Проба на РЗЭ взята из глыбы слоистых кремней.

**Ильтабановская толща** (D<sub>1</sub> il) опробована в стратотипической местности, в районе д. Ильтабаново (Учалинский район). Здесь, по берегам р. Урал, развиты вулканогенно-осадочные отложения (вулканомиктовые гравелиты, песчаники, аргиллиты) с пачками и пакетами

кремней и глинисто-кремнистых сланцев, мощностью в 200-300 м. Подстилающие и перекрывающие отложения в этом разрезе не известны.

Ишкининская толща (D<sub>2</sub>e ish) тоже прослеживается в южных районах Магнитогорской мегазоны. Опробованный разрез находится западнее города Гай, по ручью Акры-Сагыл. Толща здесь представлена мощным (не менее 700 м) олистостромовым комплексом с крупными олистолитами красных и темно-серых кремней [Мизенс, 2004]. Оба контакта тектонические, но в кремнях определены конодонты эйфельского яруса.

Актауская свита (D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub> ak) залегает на вулканитах баймак-бурибаевского комплекса у западного подножья хребта Ирендык. Перекрывается она отложениями зилаирской серии. Свита (мощность до 200-250 м) представлена кремнистыми породами с линзовидными горизонтами песчано-глинистых образований и грубообломочных дебритов. В возрастном отношении актауская свита охватывает интервал от верхов эмсского яруса до франа включительно. Геохимические пробы взяты из отложений двух разрезов – возле д. Актау (стратотип свиты) и южнее оз. Талкас, у дороги Сибай-Нигаматово.

Карамалыташская свита (D<sub>2</sub>e kr) залегает на вулканитах и вулканогенно- осадочных образованиях ирендыкской свиты и перекрывается яшмами бугулыгырской толщи. Основной район ее распространения располагается к востоку от хребта Ирендык, на территории Западно-Магнитогорской зоны. Свита, мощностью до 2000 м, представлена вулканитами, реже туфами контрастной базальт-риолитовой формации, чередующимися с пакетами и пачками яшм. Ее возраст определяется как средняя часть эйфельского яруса. Кремни карамалыташской свиты опробованы нами в бассейне речки Карагайлы, западнее пос. Старый Сибай, но результаты анализа единственной пробы сходны с таковыми ярлыкаповской свиты, поэтому они объединены.

Сафаровская толща (D<sub>2</sub>e sa). Название условное. Отложения этой толщи – вулканиты и вулканогенно-осадочные образования с пакетами и прослоями кремней, являются аналогами карамалыташской свиты на севере Магнитогорской мегазоны, севернее г. Учалы. Распределение РЗЭ изучено в двух пробах из этих отложений (восточнее с. Сафарово).

Бугулыгырская толща (D<sub>2</sub>e bg) венчает карамалыташскую свиту и тесно с ней связана. Возраст толщи (мощностью до 100 м) отвечает верхней части эйфельского яруса, она представлена в основном яшмами красного цвета. Перекрываются бугулыгырские кремни тефроидами улутауской свиты. Толща опробована в разрезах на горе Бугулыгыр и на левобережье р. Карагайлы.

**Ярлыкаповская свита** (D<sub>2</sub>е jr) простирается вдоль восточного подножья хребта Ирендык на сотни километров. Она залегает на вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты или на обломочных отложениях гадилевской толщи. Свита представлена красными яшмами, ее мощность колеблется от нескольких метров до 100 м. По возрасту она синхронна карамалыташской свите вместе с бугулыгырской толщей, т.е., отвечает большей части эйфельского яруса (за исключением его нижней зоны). Геохимия кремней ярлыкаповской свиты изучена нами в районе д. Ярлыкапово (стратотип свиты) и в окрестностях Файзуллинского марганцевого местрождения.

Мукасовская свита (D,fmk) вместе с ее аналогами распространена почти по всей территории Магнитогорской мегазоны. Она подстилается отложениями улутауской свиты и перекрыта турбидитами зилаирской серии. Возраст мукасовской свиты соответствует среднему и верхнему франу. В южной части Магнитогорской мегазоны, к югу от р. Худолаз, свита сложена кремнистыми породами черного и темно-серого цвета, ее мощность составляет несколько десятков метров. Севернее мукасовская свита представлена чередующимися пачками и пакетами кремней и обломочных пород, мощность увеличивается до многих сотен метров. Пробы на изучение РЗЭ в кремнях взяты нами на правобережье р. Урал, у с. Уральск (южнее г. Учалы), у с. Вятское (широта г. Верхнеуральск), в стратотипической местности (д. Мукасово-1), в нижнем течение р. Таналык (ручей Таштугай, г. Туратка).

Верхнеуральская толща (C<sub>1</sub>t vur). Название условное. Отложения этой толщи, скорее пачки, мощностью до нескольких десятков метров, развиты на обоих берегах р. Урал, южнее г. Верхнеуральска (на широте д. Дзержинка), а также на речке Янгелька (юго-восточнее пос. Аскарово). Они представлены черными кремнями (спонголитами) с прослоями калькаренитов, полимиктовых песчаников и туффитов. Возраст этих пород, по мнению Н.М. Кочетковой и др. [1980], верхнетурнейский. Кремни подстилаются песчано-глинистыми породами турне и перекрываются турбидитами предположительно нижневизейского возраста.

Осадочные кремни Магнитогорской ме-

### ЕЖЕГОДНИК - 2004

газоны характеризуются относительно высокой суммой РЗЭ – от 8.7 до 97.3 (чаще 30-60) г/т (табл.1), что в среднем лишь несколько ниже, чем в девонских песчаниках и аргиллитах – 15-170 (обычно 50-115) г/т). При этом следует отметить, что изученные нами силициты во многих случаях содержат значительное количество органических остатков (радиолярий, спикул кремневых губок). Однако высокое содержание РЗЭ отличает их от современных кремнистых илов биогенного происхождения, которые характеризуются очень низкими концентрациями

упомянутых элементов (менее 10 г/т). Присутствие органогенного кремнезема приводит к существенному снижению их общей суммы [Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин, 2004]. Правда, существуют и другие данные, также основанные на изучение современных океанических осадков. Так, по мнению А.П. Лисицына и др. [1980], именно радиолярии способны сорбировать редкие земли из морской воды. Кроме того, описанная ситуация, возможно, обусловлена примесью глинистого и, в некоторых случаях, обломочного (в том числе пирокластического)

Таблица 1

| <u>№№</u><br>п/п | №№ проб  | ΣРЗЭ  | LREE  | HREE  | LREE*/HRRE* | Ce/Ce* | Eu/Eu* |
|------------------|----------|-------|-------|-------|-------------|--------|--------|
| 1                | 27-3     | 26.03 | 21.83 | 3.87  | 4.16        | 0.86   | 0.83   |
| 2                | 2790-2-5 | 71.91 | 59.70 | 11.40 | 3.60        | 1.11   | 0.75   |
| 3                | 2792-5-2 | 92.06 | 79.41 | 11.64 | 5.63        | 1.09   | 0.75   |
| 4                | 29-03    | 78.99 | 65.88 | 12.26 | 4.41        | 0.75   | 0.73   |
| 5                | 30-03    | 58.20 | 49.96 | 7.76  | 4.59        | 1.06   | 0.65   |
| 6                | 2854-2-1 | 94.59 | 81.43 | 12.38 | 4.52        | 1.02   | 0.66   |
| 7                | 2855-2-1 | 36.63 | 30.62 | 5.63  | 3.66        | 0.98   | 0.74   |
| 8                | 5-03     | 28.97 | 25.01 | 3.74  | 5.26        | 0.87   | 0.66   |
| 9                | 6a-03    | 15.23 | 12.69 | 2.38  | 3.11        | 0.89   | 0.68   |
| 10               | 23-03    | 45.69 | 38.30 | 6.89  | 4.95        | 0.66   | 0.70   |
| 11               | 25-03    | 39.30 | 32.22 | 6.68  | 3.64        | 0.73   | 0.70   |
| 12               | 26-03    | 29.88 | 23.99 | 5.59  | 3.51        | 0.64   | 0.63   |
| 13               | 2824-3-2 | 33.99 | 27.16 | 6.35  | 3.25        | 0.78   | 0.85   |
| 14               | 2827-2-3 | 60.33 | 50.32 | 9.38  | 4.39        | 0.69   | 0.72   |
| 15               | 2-03     | 97.27 | 82.13 | 13.97 | 6.33        | 0.57   | 0.69   |
| 16               | 3-03     | 45.20 | 35.20 | 9.47  | 3.12        | 0.60   | 0.67   |
| 17               | 15-03    | 35.17 | 28.30 | 6.47  | 3.78        | 0.58   | 0.64   |
| 18               | 16-03    | 17.77 | 14.64 | 2.96  | 3.28        | 0.66   | 0.56   |
| 19               | 18-03    | 26.39 | 20.72 | 5.30  | 3.47        | 0.48   | 0.68   |
| 20               | 20-03    | 46.91 | 36.56 | 9.76  | 3.77        | 0.37   | 0.69   |
| 21               | 2803-1   | 36.66 | 29.46 | 6.70  | 3.55        | 0.88   | 0.84   |
| 22               | 11-03    | 68.03 | 53.22 | 14.00 | 3.51        | 0.41   | 0.69   |
| 23               | 9a-03    | 51.78 | 44.97 | 6.37  | 4.96        | 1.10   | 0.71   |
| 24               | 31-03    | 8.67  | 6.63  | 1.95  | 1.90        | 0.89   | 0.75   |
| 25               | 36-03    | 25.62 | 21.19 | 4.19  | 3.58        | 0.91   | 0.64   |
| 26               | 2796-4-1 | 36.77 | 30.77 | 5.60  | 3.80        | 1.06   | 0.76   |
| 27               | 2796-4-2 | 35.61 | 30.49 | 4.73  | 4.37        | 1.06   | 0.90   |
| 28               | 2813-1-4 | 26.20 | 22.51 | 3.45  | 4.92        | 0.91   | 0.71   |
| 29               | 32-03    | 32.86 | 27.59 | 4.98  | 3.84        | 0.82   | 0.71   |
| 30               | 2708-4   | 25.98 | 22.42 | 2.69  | 5.99        | 0.96   | 0.83   |
| 31               | 2719-1   | 30.34 | 26.48 | 3.58  | 5.64        | 0.95   | 0.76   |
| 32               | 2719-2   | 49.16 | 39.27 | 9.33  | 2.99        | 0.78   | 0.79   |
| 33               | 37-03    | 57.62 | 39.59 | 17.28 | 1.34        | 0.93   | 0.65   |
| 34               | 13-03    | 37.36 | 27.98 | 9.05  | 2.19        | 0.63   | 55     |

# Содержание РЗЭ (г/т) в силицитах девонского и каменноугольного возраста

материала в составе уральских кремней. Как известно [Лисицын и др., 1980], глинистые минералы являются довольно активными концентраторами лантаноидов. Прежде всего это относится к гидрослюдам и монтмориллонитам. О наличии такой связи (как и связи с вулканокластическими пироксеном и амфиболом) свидетельствует корреляция (r = 0.84) тяжелых РЗЭ с иттрием. Ее подтверждает и корреляция РЗЭ с калием (r = 0.58). Известно также, что в тонких фракциях терригенных пород, главным образом в глинистых минералах, часто концентрируется ниобий [Fralick, Kronberg, 1997], а в изученных нами породах связь этого элемента с РЗЭ очень сильная (r = 0.90). По мнению А.П. Лисицына и др. [1980], на обломочные фемические и акцессорные минералы в качестве носителей указывает связь РЗЭ с Ti (r = 0.82).

В пелагических осадках современных океанов РЗЭ в условиях замедленного осадконакопления сорбируются также минералами марганца и железа [Лисицын и др., 1980; Дубинин, 2004]. Вероятно, этот процесс в какой-то мере шел и на Урале. Если в песчано-глинистых толщах лантаноиды связь с марганцем не обнаруживают, то в кремнях такая корреляция (хотя и очень слабая) имеет место (r = 0.44).

Обращает на себя внимание, что общее содержание РЗЭ в девонских силицитах Магнитогорской мегазоны изменяется в зависимости от возраста. В толщах, которые занимают низкое стратиграфическое положение, концентрация РЗЭ в целом выше (табл. 2). Только тогда необходимо допустить, что пониженное содержание этих элементов в единственной пробе из кремней мазовской свиты является случайным.

Распределение РЗЭ во всех изученных образцах имеет схожий характер (рис. 1). В их составе преобладает группа легких элементов (LREE). Соотношение легких и тяжелых лантаноидов (LREE\*/HREE\*)<sup>1</sup>, за редкими исключениями, составляет 3-6, а в среднем по свитам – 3.9-4.6 (табл. 1, 2). Только в бугулыгырской и сафаровской толщах эйфельского возраста эти значения несколько ниже (соответственно 2.85

и 2.45). При этом отрезки кривых, отражающие на графиках тренды тяжелых элементов, пологие до горизонтальных (Gd/Yb = 1.0-2.1, чаще 1.5-2.0). Изучение распределения РЗЭ в карбонатных отложениях складчатого обрамления Сибирской платформы [Летникова, 2003] показало, что сходное соотношение LREE\*/HREE\* свойственно отложениям, формировавшимся в пограничных условиях активной и пассивной окраин континентов. На графике, приведенном Е.Ф. Летниковой, граница проведена по отношению 4:1. Геологическая ситуация в Магнитогорской мегазоне (на уровне девона) вполне согласовывается с подобной трактовкой. Мазовская, ильтабановская, ишкининская и актауская толщи (с упомянутыми отношениями выше 4) представляют собой пассивную окраину [Mizens, 2004], сафаровская, ярлыкаповская, бугулыгырская, мукасовская (отношения ниже 4) - активную. Только нижнекаменноугольные кремни выбиваются из этой закономерности.

Для всех изученных проб характерна отрицательная европиевая аномалия (см. рис. 1). Отношение Eu/Eu? колеблется в пределах 0.55-0.90 (см. табл. 1). В среднем она сильнее всего выражена у кремней эйфельских толщ – ярлыкаповской, карамалыташской и бугулыгырской (0.62-0.66) – см. табл. 2, относительно слабее – у мазовской и верхнеуральской (соответственно 0.83 и 0.77).

Известно [Дубинин, 2004; Батурин и др., 2001], что европий подвижен в восстановительной обстановке. В условиях дефицита кислорода во время осадконакопления и раннего диагенеза часть его могла восстановиться до двухвалентного состояния и перейти в раствор, в морскую воду. И таким образом, при отсутствии минералов-концентраторов осадок оказывается обедненным упомянутым элементом. Этот механизм мог быть ведущим при формировании девонских кремневых толщ Магнитогорской мегазоны.

Очень характерно поведение церия в изученных породах (см. рис. 1). У кремней ярлыкаповской, карамалыташской и бугулыгырской свит наблюдается устойчивая глубокая отрица-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Отношение рассчитано по формуле [Стрекопытов и др., 1999]:

 $LREE*/HREE*=(La/La^{n}+2Pr/Pr^{n}+Nd/Nd^{n})/(Er/Er^{n}+Tm/Tm^{n}+Yb/Yb^{n}+Lu/Lu^{n})$ 

| Eu/<br>Eu*      | 0,83      | 0,75      | 0,70         | 0,74       | 0,74       | 0,66       | 0,62       | 0,72                       | 0,77               |
|-----------------|-----------|-----------|--------------|------------|------------|------------|------------|----------------------------|--------------------|
| Ce/<br>Ce*      | 0,86      | 1,10      | 0,95         | 0,72       | 06'0       | 0,54       | 0,52       | 0,93                       | 0,88               |
| LREE*/<br>HREE* | 4,16      | 4,54      | 4,36         | 4,06       | 2,45       | 3,95       | 2,85       | 3,93                       | 4,62               |
| HREE            | 3,87      | 11,52     | 9,51         | 7,32       | 12,01      | 7,99       | 11,52      | 4,22                       | 5,14               |
| LREE            | 21,83     | 69,56     | 56,97        | 37,0       | 34,53      | 36,26      | 40,60      | 24,25                      | 28,94              |
| ΣREE            | 26,03     | 81,98     | 67,10        | 44,82      | 47,14      | 44,78      | 52,70      | 28,75                      | 34,58              |
| Lu              | 0,08      | 0,22      | 0,20         | 0,16       | 0,33       | 0,16       | 0,28       | 0,09                       | 0,12               |
| Чh              | 0,56      | 1,52      | 1,37         | 1,07       | 2,11       | 1,12       | 1.86       | 0,63                       | 0,81               |
| Tm              | 0,08      | 0,25      | 0,21         | 0,16       | 0,32       | 0,18       | 0,30       | 0,09                       | 0,12               |
| Er              | 0,62      | 1,69      | 1,49         | 1,15       | 2,09       | 1,25       | 1.96       | 0,66                       | 0,85               |
| Но              | 0,22      | 0,62      | 0,53         | 0,42       | 0,71       | 0,45       | 0,68       | 0,23                       | 0,29               |
| Dy              | 1,06      | 3,18      | 2,56         | 1,98       | 3,23       | 2,20       | 3,16       | 1,15                       | 1,39               |
| Tb              | 0,17      | 0,54      | 0,42         | 0,32       | 0,47       | 0,36       | 0,48       | 0,18                       | 0,21               |
| Gd              | 1,08      | 3,47      | 2,68         | 2,03       | 2,73       | 2,26       | 2,80       | 1,15                       | 1,30               |
| Eu              | 0,30      | 0,91      | 0,62         | 0,50       | 0,60       | 0,51       | 0,57       | 0,27                       | 0,33               |
| Sm              | 1,10      | 3,83      | 2,77         | 2,10       | 2,39       | 2,30       | 2,65       | 1,14                       | 1,32               |
| ΡN              | 4,96      | 16,52     | 12,82        | 9,26       | 9,19       | 10,57      | 12,2       | 5,35                       | 6,21               |
| Pr              | 1,24      | 4,00      | 3,22         | 2,36       | 2,10       | 2,64       | 3,04       | 1,35                       | 1,79               |
| Ce              | 9,34      | 32,57     | 25,46        | 14,02      | 14,19      | 11,30      | 11,72      | 10,94                      | 12,64              |
| La              | 5,18      | 12,63     | 12,69        | 10,78      | 6,65       | 9,43       | 11,04      | 5,46                       | 7,14               |
| Колич.<br>проб  | 1         | 2         | 4            | 4          | 2          | 4          | 5          | 6                          | 4                  |
| Свиты           | $D_1  mz$ | $D_1$ ilt | $D_2 e$ ishk | $D_2$ e ak | $D_2 e sa$ | $D_2 e jr$ | $D_2 e bg$ | D <sub>3</sub> fr<br>mk+ak | C <sub>1</sub> vur |

Средние содержания РЗЭ в толщах кремней различного возраста (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>)

Таблица 2

# ЕЖЕГОДНИК - 2004

### ГЕОХИМИЯ

Рис. 1. Вариации состава РЗЭ в разновозрастных свитах и толщах осадочных с и л и ц и т о в Магнитогорской мегазоны. С одержание нормировано по хондриту [Evensen et al., 1978].



La Ce Pr Nd Sm En Gd Tb Dy Hb Er Tm Yb Lu

тельная аномалия этого элемента. Отношение Ce/Ce\* у них колеблется в интервале 0.37-0.66, в среднем 0.52-0.54. Отрицательная цериевая аномалия присутствует и в пробах эйфельской части актауской свиты, но она несколько менее выражена (в среднем 0.72), в то время как для кремней других толщ это отношение колеблется около единицы (0.82-1.11, в среднем от 0.86, у мазовской толщи до 1.10 – у ильтабановской) – см. табл. 2.

Считается, что относительная концентрация церия в осадочных породах также обычно отражает окислительно-восстановительную обстановку на дне бассейна и в верхних слоях осадка [Kato et al., 2002; Летникова, 2003]. В окислительных условиях этот элемент довольно легко переходит в 4-валентное состояние, что способствует его осаждению из раствора и формированию положительных аномалий. В то же время восстановительная обстановка, как и в случае с европием, приводит к растворению некоторой части церия и образованию отрицательных аномалий. Наличие последних в карбонатах и апатитсодержащих породах широко используется для трассирования аноксидных событий в фанерозое (например [Liu et al., 1988]). Можно предположить, что этот механизм действовал и на Урале, что относительно низкая концентрация церия в среднедевонских кремнях связана с переходом его в раствор, т.е. с существованием восстановительных обстановок. Отрицательные аномалии церия характер-



ны для пелагических кремней и в других регионах, где также предполагаются восстановительные обстановки, например юрские кремни Калифорнии [Murray et al., 1991], пермские и триасовые кремни Японии [Kato et al., 2002] и др. Однако не совсем ясно, как с этим согласовать отсутствие существенных аномалий во многих других толщах девонских кремней. Вероятность, что эти другие кремни осаждались в условиях окислительных обстановок, не очень большая. Особенно если иметь в виду, что эйфельские кремни с аномально низким содержанием церия содержат окисленное железо, это красноцветные яшмы, а кремни без аномалий – восстановленное, они преимущественно серые, зеленные и черные. То есть все наоборот, если допустить, что окраска кремней в основном первичная.

Мы попытались сопоставить поведение церия и европия путем сравнения аномальных содержаний по стратиграфическим подразделениям (рис. 2). В приведенном графике видно, что величины обеих аномалий довольно хорошо коррелируются. Вероятно, это может быть связано с общей причиной их появления, то есть с теми же восстановительными обстановками. Но тогда надо считать, что форма железа в изученных кремнях является постдиагенетической. Или железо не является гидрогенным, а в значительной степени гидротермальным, поступавшим в составе гидротермальных растворов в результате вулканических процессов. По существующим данным [Дубинин, 2004], выпадение из гидротермального флюида оксигидроксидов железа сопровождается сорбцией РЗЭ из глубинных вод. Состав этой взвеси характеризуется отрицательной аномалией церия. Осадки, которые при этом формируются, отличаются повышенным содержанием марганца, пониженным – алюминия, титана, тория, галлия. Такая модель в принципе может считаться справедливой и для эйфельских кремней Магнитогорской мегазоны. Содержание марганца в их составе очень высокое (до 5000-5700 г/т, при средних значениях в кремнях – 1370 г/т), а Al, Ti, Ga, Th - относительно мало. Концентрация Al

Рис. 2. Сопоставление отношений Eu/Eu\* и Ce/Ce\* в кремнях различного стратиграфичес-кого положения.

– 7000-17000 (в среднем по кремням – 17000) г/т; Ti - 300-700 (в среднем – 942) г/т; Ga - 1.7-6.2(в среднем – 5.4) г/т; Th - 0.5-2.1 (в среднем – 1.7 г/т). Соответственно, индекс эксгалятивности – (Fe+Mn)/Ті (рассчитанный по Н.М. Страхову [1976]) у пород рассматриваемых толщ довольно высокий (в среднем по 8 пробам он равен 138). Такой индекс, по данным указанного автора, характерен для зон, где активно проявлялись гидротермальные процессы.

Не исключено, однако, что существовали и какие-то другие факторы, влияющие на относительное содержание церия (и европия) в кремнях. Например, изменение глубины осадконакопления. В современных океанах с удалением от береговой зоны в пелагиаль увеличивается сумма РЗЭ с одновременным ростом количества легких лантаноидов [Страхов, 1976; Лисицына и др., 1975; Гурвич, 1998]. При этом цериевая аномалия имеет положительный знак. Это обусловлено уменьшением скорости осадконакопления и увеличением доли гидрогенного железа, сорбирующего лантаноиды [Страхов, 1976]. Но, как показали более поздние исследования геохимического профиля в Атлантическом океане [Дубинин, 2004], положительная аномалия церия прослеживаются только до определенного предела. В центральной части океана, где скорость осадконакопления еще ниже, происходит инверсия Се-аномалии. Появляется значительная отрицательная аномалия одновременно с уменьшением доли легких РЗЭ, что связывается с накоплением фосфора в осадках. Но изученные нами кремни с отрицательной аномалией церия содержат фосфор в тех же пределах, что и кремни без дефицита Се. Увеличение роли тяжелых лантаноидов также не очень существенное (см. табл. 1, 2).

В нашем случае наиболее высокая концентрация РЗЭ наблюдается у кремней ильтабановской и ишкинской толщ (в среднем 81.98 и 67.10 г/т). Отношение легких и тяжелых элементов у них высокое (соответственно 4.54 и 4,36), а цериевая аномалия положительная или отсутствует. Но они, несомненно, формировались вблизи береговой зоны, в районе подножья склона. Об этом свидетельствует тесная ассоциация с обломочными, в том числе грубообломочными породами, с турбидитами, дебритами и олистостромами. Скорее всего, здесь речь должна идти об осадочном происхождении кремней, хотя по содержанию железа они не отличаются от ярлыкаповской, бугулыгырской или актауской толщ (порядка 70 000-100 000 г/т). Индекс эксгалятивности здесь тоже высокий (в среднем по ишкининской толще – 91). А по данным Н.М. Страхова [1976] значения выше 25 свидетельствуют о влиянии вулканических эманаций на осадочный процесс.

Сходная картина наблюдается в верхнем девоне и низах карбона, хотя общая сумма РЗЭ здесь существенно ниже. Средний индекс экс-галятивности по мукасовской свите 120 (по 6 пробам).

В качестве одного из признаков удаленных от берега глубоководных обстановок считается повышенная концентрация бария в породе [Юдович, 2001]. Например, известно, что фоновое содержание этого элемента в глубоководных глинах современных океанов составляет 2300 г/т. В то же время в девонских кремнях Магнитогорской мегазоны наблюдаются очень низкая (50-200 г/т) его концентрация. Возможно дело в том, что среди последних нет настоящих конденсированных отложений, все они накапливались достаточно быстро (40-50 м и более за 1 млн лет), т.е. опять-таки вблизи береговой зоны. Это не океанические кремни.

Таким образом, на основании анализа данных по распределению РЗЭ в кремнях девонского и нижнекаменноугольного возраста рассматриваемой территории можно сделать следующие выводы:

1. Суммарное содержание РЗЭ в осадочных силицитах относительно высокое и оно в целом уменьшается вверх по разрезу.

2. Основными носителями РЗЭ в изученных породах являются глинистые минералы и, вероятно, пирокластика, а также (в отдельных случаях) минералы марганца и железа.

3. Устойчивые аномалии европия связаны с восстановительными обстановками на дне бассейна как во время осадконакопления, так и в условиях раннего диагенеза.

4. Отрицательные аномалии церия, свойственные яшмам эйфельского возраста, вероятно, обусловлены гидротермальной природой присутствующего в их составе железа.

5. Большая часть девонских кремней Магнитогорской мегазоны формировалась вблизи подножья глубоководного склона. Удаленных фаций среди них, скорее всего, нет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64479), гранта «Ведущие научные школы» НШ - 85.2003.5 и Молодежного гранта УрО РАН 2004 г.

#### Список литературы

Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УФНЦ РАН, 1998. 156 с.

*Батурин Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л.* Европиевая аномалия в океанических фосфоритах // Докл. АН. 2001. Т. 379. № 5. С. 647 – 650.

*Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 339-358.

Дубинин А.В., Розанов А.Г. Геохимия редкоземельных элементов и тория в осадках и железомарганцевых конкрециях Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 311-323.

Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н., Аржавитина М.Ю. Новые материалы к стратиграфии пограничных отложений девона и карбона района г. Верхнеуральска // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. Уфа: ИГ Баш-ФАН АН СССР, 1980. С. 26-33.

Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере Южного складчатого обрамления Сибирской платформы)// Докл. АН. Т. 393. № 2. 2003. С. 235-240.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Волков И.И. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 130-149.

Лисицын А.П., Гурвич Е.Г., Лукашин Е.Н. и др. Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 240 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакс-

кого района Башкирии. Екатеринбург: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.

*Мизенс Г.А.* О строении среднедевонской ишкининской толщи в стратотипической местности (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 118-123.

*Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 2. С. 133-145.

*Юдович Я.Э.* Курс геохимии осадочных пород (избранные главы). Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского университета, 2001. 284 с.

*Evensen N.M., Hamilton P.J., O"Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199-1212.

*Fralick P.W., Kronberg B.I.* Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources // Sedimentary Geology. 1997. V. 113. P. 111-124.

*Kato Y., Nakao K., Isozaki Y.* Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change // Chemical Geology. 2002. V. 182. P. 15-34.

*Liu Y.-G., Miah M.R.U., Schmitt R.A.* Cerium: a chemical tracer for paleooceanic redox conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. N 52. P. 1361-1371.

*Mizens G.A.* Devonian paleogeography of the Southern Urals // Geological Quarterly 2004. 48 (3). P. 205-216.

*Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. N 55. P. 1875-1895.