

О ПРИРОДЕ КАРБОНАТИТОВ УРАЛА

© 2011 г. К. С. Иванов

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер, 7
E-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 22.01.2010 г.

*Посвящается памяти
кандидата геолого-минералогических наук
Сергея Федоровича Карпенко*

На примере Урала предложена новая модель образования карбонатитов в складчатых поясах (“карбонатитов линейно-трещинных зон”). Карбонатиты Урала располагаются в висячем крыле Главного Уральского глубинного разлома, который в силуре–верхнем девоне являлся зоной субдукции Заварицкого-Беньофа. Карбонатиты приурочены к Ильмено-Вишневогорскому комплексу метаморфических пород и нефелиновых сиенитов, располагающемуся напротив Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы. Поскольку Уфимский выступ выдвинут на восток, то здесь (и только здесь) в зону субдукции во время завершающего этапа ее функционирования попали шельфовые фации, представленные преимущественно массивными известняками. Именно в этом районе Урала, в зоне Главного Уральского разлома, отмечаются обильные пластовые тела массивных мраморов, чередующиеся с меланжированными серпентинитами. Их совместное переплавление в зоне субдукции и привело к формированию карбонатитов в пределах надсубдукционного комплекса, а также изменению изотопно-геохимических характеристик карбонатов. Установлены самарий-неодимовые и рубидий-стронциевые возраста формирования карбонатитов (388 млн. лет) и их выведения на уровень верхней коры (252 млн. лет) во время этапа пост-коллизийного растяжения Урала.

Ключевые слова: *карбонатиты, генезис, Урал, субдукция, палеозой, самарий-неодимовый и рубидий-стронциевый возраста.*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение карбонатитов весьма актуально, поскольку с ними связаны крупные месторождения редких земель, тантала, ниобия, железа, апатита, вермикулита и др.; это важный вопрос в геологии, имеющий и научное и практическое значение. Вопросы геологического строения и генезиса карбонатитов (несмотря на то, что это, в целом, достаточно редко встречающиеся комплексы; по разным оценкам их на Земле выявлено около 500) посвящено огромное количество публикаций [5, 18–21, 24, 27, 42, 43, 48, 50–53, 56, 57, 62, 63, 67, 70–73, 75–77, 79, 80, 82–85, 87 и многие, многие другие].

Карбонатиты на Урале выделяются вслед за А.Г. Жабиным [13], почти все они сосредоточены в пределах Ильмено-Вишневогорского комплекса щелочных интрузивных пород и метаморфитов, расположенного в северной части Южного Урала (рис. 1). Карбонатиты здесь изучались Н.В. Свяжиным [44 и др.], В.Я. Левиным с коллегами [25 и др.], В.О. Поляковым [38 и др.], А.С. Таланцевым [47 и др.], И.В. Чернышевым, В.А. Кононовой, У. Краммом с коллегами [49, 68, 69], Е.П. Макагоновым с коллегами [26], К.К. Золосевым с коллегами [14], много сделавшими для познания геологического

строения, минералогии, петрографии и геохимии этих пород. В последние годы исследования геохимических и изотопных характеристик карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса и вопросов их генезиса интенсивно проводятся И.Л. Недосековой, опубликовавшей индивидуально и в соавторстве серию статей на эту тему [28–34, 40 и др.]. Выводы в этих статьях практически идентичные, но постепенно добавляются новые анализы, сделанные современными методами в разных лабораториях. Исследования И.Л. Недосековой пользуются популярностью и развиваемые ею традиционные представления (о мантийном генезисе карбонатитов Урала, карбонатно-силикатной несовместности [36 и др.]) сейчас являются почти общепризнанными, хотя и иные точки зрения еще присутствуют – см. [39]. Я, тем не менее, вынужден не согласиться с общепризнанными взглядами на природу карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса. Необходимо отметить, что по поводу генезиса карбонатитов и карбонатито-подобных пород этой части Урала (и правомерности отнесения их к карбонатитам) была достаточно длительная дискуссия [3, 8, 11, 35, 46 и др.], поскольку налицо ряд явных отличий карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса от

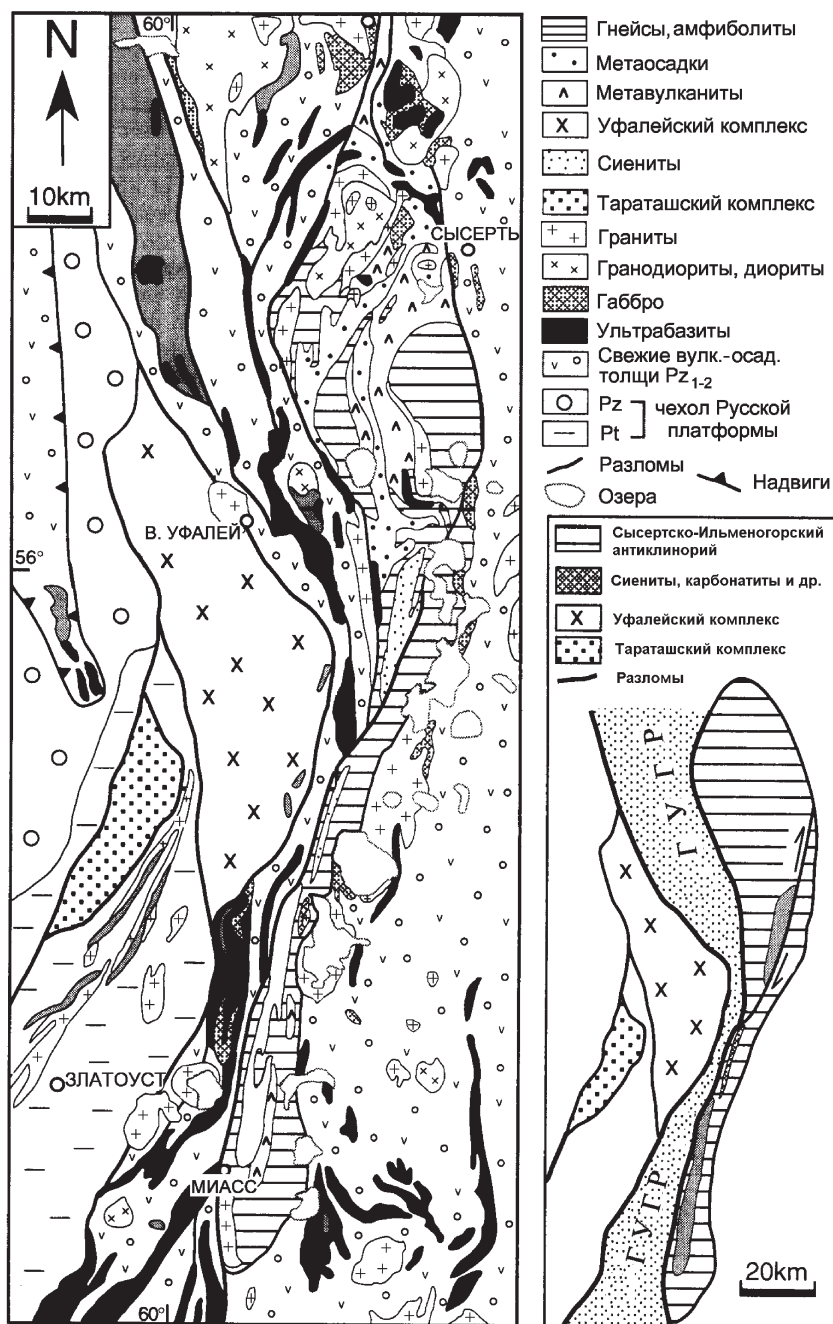


Рис. 1. Геологическая схема зоны Главного Уральского глубинного разлома на севере Южного Урала по [15] с изменениями; геологической основой для этого рисунка послужила карта И.Д. Соболева и др. [45].

классических карбонатитов кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов платформ. Указывалось на связь эндогенных карбонатных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса с нефелиновыми сиенитами и отсутствие здесь щелочно-ультраосновных магматитов, на геохимические отличия этих карбонатитов от классических (см., например, рис. 2 и 4 в [31]), на зависимость состава карбонатитов Урала от состава вмещающих пород, отсутствие четких признаков магматическо-

го происхождения карбонатных жил в Ильмено-Вишневогорском комплексе и др. В результате, эти карбонатные породы были выделены, наряду с похожими образованиями других регионов (Черниговская зона Украины, Татарская зона Енисейского края, Блу Маунтин Канады, Корати Индии и др. – подробнее см. [1, 2, 6, 7, 10, 30, 33 и др.]), в “формацию карбонатитов линейно-трещинных зон” [3]. О генезисе карбонатитов только этой формации и идет далее речь в данной статье.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ КАРБОНАТИТОВ

Модели “осадочной природы” карбонатитов, т.е. их формирования путем преобразования известняков, перестали обсуждаться примерно с начала 60-х гг. XX века (т.е. фактически еще до смены геологической парадигмы на новую глобальную тектонику), после установления значительных геохимических отличий между этими группами карбонатных пород. В 50–60-х гг. оформились две главные гипотезы происхождения карбонатитов – магматогенная (которой придерживались практически все зарубежные исследователи, а также и некоторые советские геологи) и гидротермально-метасоматическая¹, развивавшаяся преимущественно учеными СССР (Ю.А. Багдасаров, А.И. Гинзбург, А.А. Кухаренко, В.С. Самойлов, Е.М. Эпштейн и др.).

Описание в великом Восточно-Африканском рифте, в Танзании современного вулкана Олдоиньо Ленгаи (**Oldoinyo Lengai Volcano – сейчас известный туристический объект**, см. [86 и др.]) с самой низкотемпературной на Земле натрокарбонатитовой лавой (рис. 2а–в), а также обнаружение эффузивных карбонатитов в Афганистане, явились очень убедительными аргументами в пользу магматического генезиса карбонатитов. Для подтверждения магматической природы карбонатитов была проведена (и продолжает проводиться) серия экспериментов по изучению расплавов в карбонатных и карбонатно-силикатных системах [4, 53, 56, 58, 60, 61, 65, 66, 71, 81 и др.]. В результате чего, были, в частности, установлены явления несмесимости силикатных и карбонатных магм (что определяет возможность отделения карбонатитовых расплавов и флюидов от исходных щелочно-ультраосновных магм), а также постепенный переход (по мере понижения температуры) от карбонатитовой магмы к гидротермальным карбонатным флюидам. Соответственно, большинство геологов теперь считают ранние фазы карбонатитов магматическими, допуская гидротермальный генезис их более поздних разновидностей.

В отношении геодинамических обстановок формирования карбонатитов и карбонатит-содержащих комплексов подавляющее большинство исследователей сейчас сходится во мнении, что эти формации характерны для рифтовых зон платформ или приурочены к глубинным разломам на платформах (что вполне справедливо для классических карбонати-

тов щелочно-ультраосновных комплексов). Соответственно, при выявлении карбонатитов в складчатых поясах их сразу относят к формациям рифтового и предрифтового этапов развития (что многократно делалось и применительно к карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса; с нашей точки зрения – неправильно). Поскольку для классических карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов весьма характерна округлая форма интрузивных массивов, то в [55 и др.] даже предложено по “карбонатитам линейно-трещинных зон” (считая форму их массивов изначально круглой) исчислять степень деформированности структурно-формационных зон.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КАРБОНАТИТОВ УРАЛА

Ильмено-Вишневогорский комплекс щелочных пород и карбонатитов (рис. 1) располагается в, пожалуй, наиболее деформированном районе Уральского складчатого пояса, на стыке Южного и Среднего Урала. Он протягивается на 150 км при ширине около 6 км и приурочен к ядерной части Сысертско-Ильменогорского блока метаморфических пород. Щелочной комплекс состоит из двух относительно крупных массивов нефелиновых сиенитов – Ильменогорского на юге и Вишневогорского на севере, некогда, по всей видимости, единых, но сейчас разорванных крупным правым сдвигом. Между этими массивами протягивается так называемая Центральная щелочная полоса, образованная пластически деформированными различными фенитами, полевошпатовыми метасоматитами, мелкими телами миаскитов, карбонатитов и др., маркирующими зону этого сдвига.

Карбонатиты залегают преимущественно в Вишневогорском массиве нефелиновых сиенитов, в Центральной щелочной полосе, и в массивах ультрабазитов – Булдымском, Спирихинском, Халдинском и др. [14, 25, 30 и др.]. Наиболее значительные объемы карбонатитов находятся в северной части комплекса в экзо- и эндоконтакте Вишневогорского массива; здесь развиты пластообразные и жильные тела, мощность их достигает 10 м, а протяженность – нескольких сотен метров. Вишневогорское месторождение ниобия, которое эксплуатировалось более 50 лет, связано с пироклорсодержащими карбонатитами, залегающими в северо-западном эндоконтакте Вишневогорского массива (Зона 147, протяженностью около 4 км, мощностью – до 30 м). Отдельные зоны Вишневогорского месторождения приурочены к карбонатитам, залегающим в фенитах, в экзоконтакте интрузии (Зоны 125, 135). Ниобиево-редкоземельные рудопроявления карбонатитов известны в Булдымском массиве метаультрабазитов [25, 31 и др.]. Многочисленные месторождения и рудопроявления пироклорсо-

¹ При обсуждении природы карбонатитов необходимо ясно осознавать, что разные предположения об их гидротермальном или магматическом (магматогенном) происхождении отражают лишь представления исследователей о промежуточной стадии процесса формирования карбонатитов, но мало что дают для понимания их исходного генезиса, т.е. природы и источников вещества (и в первую очередь CO₂) в карбонатитах.

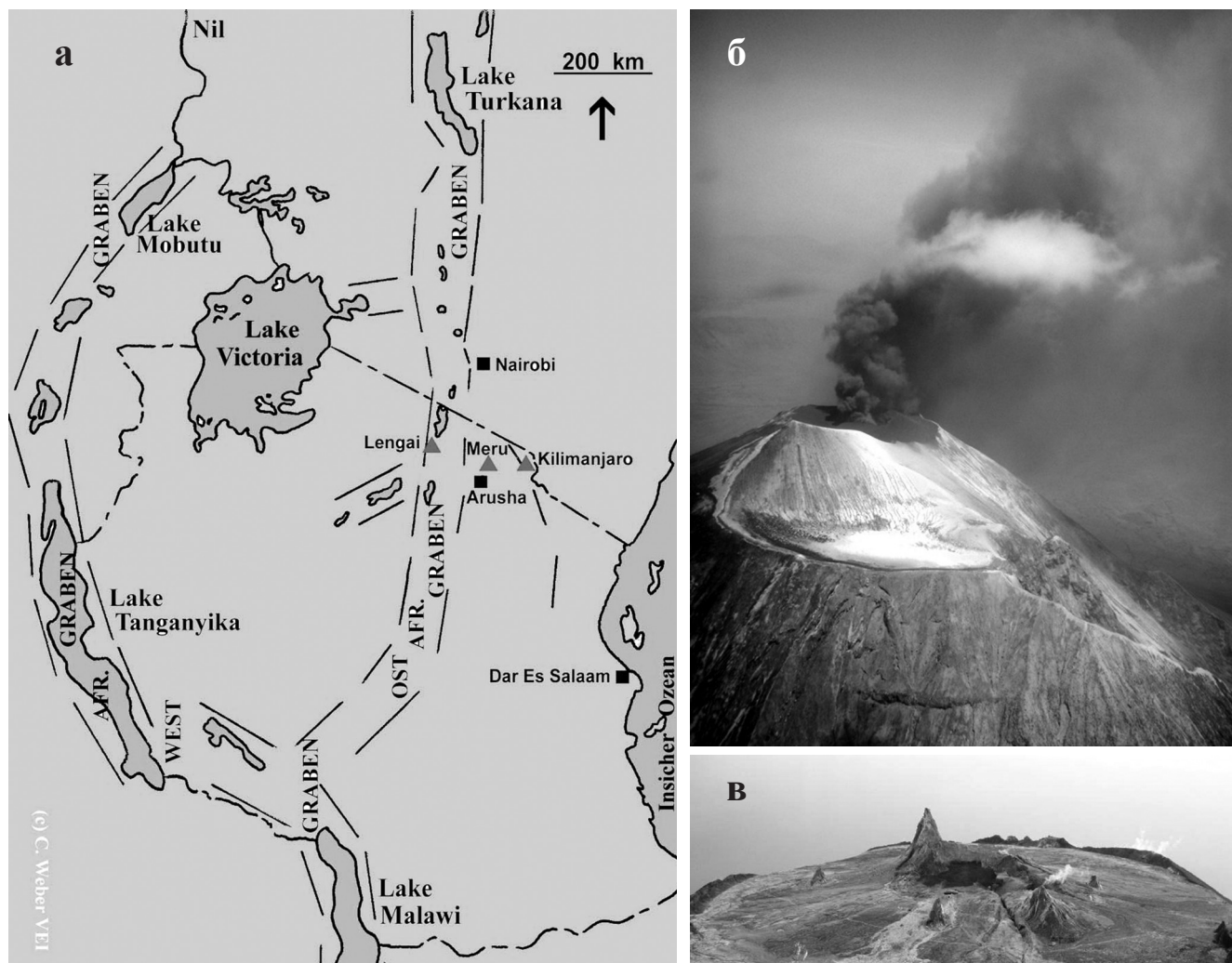


Рис. 2. Расположение (а) и фотографии (б, в) карбонатитового вулкана Олдоиньо Ленгаи (Танзания).

б – извержение карбонатитов 27 сентября 2007 г. (фото сделал Jen Schoenburg [54]), в – карбонатитовые конусы на дне кратера, потокам темной лавы только несколько часов (июль 2004 г. [86]).

держат карбонатитов (Светлоозерское, Увильдинское, Байдашевское и Ишульское месторождения) разведаны в Центральной щелочной полосе; самым крупным из них является Потанинское месторождение ниобия (протяженность рудной зоны карбонатитов до 15 км при мощности до 30 м), его разведка закончилась в 1985 г., месторождение отнесено к резервным, главным образом в связи с проблемой обогащения руд (устное сообщение А.С. Таланцева). В существенно меньшей степени карбонатиты развиты в Ильменогорском миаскитовом массиве (Савелькульская копь, копь Полякова № 97 и др.) [14, 25 и др.].

Вишневогорские карбонатиты, особенностям минералогии и геохимии которых посвящен ряд работ [14, 30, 32, 44 и др.], представлены ранними и

поздними кальциокарбонатитами – севитами I и севитами II. Севиты I – массивные и брекчиевидные разновидности кальцитового состава, содержат перемещенные округлые включения миаскитов и миаскит-пегматитов и минералы миаскитов – нефелин, калиевый полевой шпат, биотит, а также акцессорные гатчеттолит, красно-бурый пирохлор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Севиты II образуют гнезда и жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, иногда пересекают ранние карбонатиты. Севиты II содержат биотит, апатит, красный пирохлор, циркон, ильменит, пирротин, пирит [25, 31]. Ранние доломит-кальцитовые карбонатиты, залегающие в метаультрабазах Булдымского массива (севиты III) содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и акцессорные пирохлор, циркон, магне-

тит, ильменит, пирротин, пирит. Поздние доломитовые карбонаты (бефорситы IV) содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, РЗЭ-пирохлор, ортит, а также флогопит (или хлорит), винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон [14, 28, 31, 44 и др.].

Абсолютный возраст нефелиновых сиенитов обычно принимается как 440 млн. лет (U-Pb и Rb-Sr методы [22, 68 и др.]). По биотиту для карбонатов определен возраст в 240–250 млн. лет (K-Ar метод [25]). Возраст вмещающих метаморфических толщ обычно относится к протерозою–венду, хотя обоснованы и представления об их среднепалеозойском возрасте [15 и др.]; обсуждение данного вопроса выходит за рамки этой статьи. Новые данные о возрасте карбонатов представлены ниже.

Весьма важно, что и карбонаты и вмещающие их комплексы располагаются в восточном, высящем крыле зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР). ГУГР отделяет западный палеоконтинентальный сектор Урала, представляющий собой пассивную окраину Русской платформы [37 и др.], от восточного, палеоостроводужного сектора Урала. Для ГУГРа характерно широкое развитие серпентинитового меланжа и тектонических мегабрекчий протяжением в сотни километров (Сакмаро-Вознесенская зона Южного Урала, Райзско-Хараматалоусская зона Полярного Урала и др.). Характерны также зоны дислокационно-метаморфизма, бластомилониты. ГУГР состоит из серии сближенных, субпараллельных разломов, образующих зону шириной до 20 км. Здесь штрихпунктирно прослеживается всеуральский пояс глаукофановых сланцев. Судя по сейсмическим данным (МОВ), поверхность разлома падает на восток под углом 35–55°. Именно до ГУГРа под современными структурами Урала прослеживается утоняющийся в восточном направлении кристаллический фундамент Восточно-Европейской плиты. С востока к ГУГРу примыкают крупнейшие габбро-гипербазитовые массивы Урала (начиная от Кемпирсайского на юге и кончая крупнейшим Войкар-Сыньинским и другими массивами Полярного Урала), являющиеся меланократовым основанием вулканогенных островодужных разрезов.

Показано [15 и др.], что формирование ГУГРа было длительным и многоэтапным. На начальном этапе ГУГР, по-видимому, представлял собой рифтовый разлом растяжения. Время полного разрыва континентальной коры на Урале – позднеаренигское, т.е. 480 млн. лет. В среднем палеозое, на протяжении большей части своей истории, ГУГР являлся зоной субдукции, падающей на восток (в современных координатах) и поглощавшей кору раннепалеозойского Уральского океана. При этом генерировались разновозрастные (на Южном Урале 378 ± 3 млн. лет) эклогит-глаукофановые комплексы (западная часть зоны ГУГР) и формировав-

шиеся над ними андезитоидные островодужные вулканогенно-осадочные (ирендыкская свита и др.) и плутонические ассоциации. Во время позднепалеозойского коллизионного этапа, начавшегося на Южном Урале в раннем фамене (а на севере региона примерно на 30 млн. лет позже), ГУГР трансформируется в надвиг. Структурные, палеомагнитные, палеогеографические и другие данные свидетельствуют, что сближение и коллизия Русской платформы и островодужных террейнов Урала были не фронтальными, а происходили по косой [16, 17 и др.], что сопровождалось значительным движением восточного Урала к северу в позднем палеозое. Скорость субдукции 2.8 ± 0.5 см/год была рассчитана [16], опираясь на данные о возрасте высокобарического метаморфизма на юге (максютовский комплекс 378 ± 3 млн. лет) и севере (неркауский комплекс 352 ± 3 млн. лет) Урала. Начало коллизионного этапа развития Урала фиксируется накоплением грауваккового флиша зилаирской серии и ее аналогов, что связывается [37 и др.] с размытием шарьируемых на запад пластин. Начало образования флиша на юге Урала произошло в раннем фамене (нижняя подзона *Palmatolepis crepida*), что соответствует 365 млн. лет.

В раннем мезозое ГУГР являлся сбросом, формировавшимся в условиях постколлизионного ограниченного растяжения Урала.

ГУГР всегда описывается, как субмеридиональный разлом, что в целом правильно, но не совсем точно – на всех геологических, тектонических и др. картах [37, 45 и др.] четко виден выдающийся на восток (не менее, чем на 50 км), так называемый Уфимский выступ Русской платформы, расположенный как раз на стыке Южного и Среднего Урала, напротив обсуждаемых карбонатит-содержащих комплексов (рис. 1). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Тагильской и Магнитогорской мегазон на Северном и Южном Урале обычно смяты в относительно пологие складки, вулканы здесь часто сохраняют свои первичные структуры, нередко остатки вулканических построек. На Среднем Урале вулканогенные толщи наиболее интенсивно тектонизированы, раздавлены о жесткий блок Уфимского выступа.

Интересно, и очевидно не случайно, что именно в этом (и только в этом!) районе Урала в зоне ГУГРа (кроме обычных для нее меланжированных серпентинитов, зеленых альбит-хлоритовых и других сланцев, черных углистых и кремнистых сланцев, различных туфопесчаников и др.) отмечаются обильные пластовые тела мраморов (мраморизованных известняков). Эти мрамора перемежаются с серпентинитами и прослеживаются более чем на 250 км, начиная от точки севернее широты г. Екатеринбурга и до г. Миасса на юге; хорошие обнажения есть в районе ж/д станции “Спортивная”, в карьерах в районе Дегтярского колчеданного ме-

сторождения, в Черемшанских никелевых карьерах (район г. Верхний Уфалей) и др. местах. Мрамора имеют, как правило, белый или светло-серый цвет, мощность – первые десятки метров (нередко в разрезе отмечается несколько сближенных таких пластов), характерна метаморфическая полосчатость, слабо выраженная линейность, нередки структуры типа “наклоненной книжной полки”. Неоднократные попытки найти здесь конодонты успехом не увенчались, видимо из-за интенсивных дислокаций и метаморфизма. Но при геолого-съемочных работах в нескольких пунктах были найдены криноидеи эмса ([45 и др.]; данные Т.Г. Тресвятской, И.И. Зенкова, В.С. Миличиной и др.).

ПРЕДЛАГАЕМАЯ НОВАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ “ЛИНЕЙНО-ТРЕЩИННЫХ ЗОН” НА УРАЛЕ

Кратко описанная выше геологическая ситуация позволяет обоснованно предложить новую модель образования карбонатитов Урала. Карбонатиты Урала располагаются висячем крыле Главного Уральского глубинного разлома, который в силуре – верхнем девоне являлся зоной субдукции Заварицкого-Беньюфа. Карбонатиты приурочены к Ильмено-Вишневогорскому комплексу метаморфических пород и нефелиновых сиенитов, располагающемуся напротив Уфимского выступа Русской платформы. Поскольку Уфимский выступ существенно выдвинут на восток, то здесь (и только здесь) в зону субдукции во время завершающего этапа ее функционирования попали шельфовые фации пассивного края Русской платформы, представленные преимущественно массивными известняками. Именно в этом районе Урала, в зоне Главного Уральского разлома, отмечаются обильные пластовые тела массивных мраморов, чередующиеся с меланжированными серпентинитами. Их совместное переплавление в зоне субдукции и привело к формированию карбонатитов в пределах надсубдукционного комплекса.

Как указывалось выше, между классическими карбонатитами УЩК (ультраосновных щелочных комплексов) и обсуждаемыми в этой статье карбонатитами “линейно-трещинных зон” обнаруживаются [2, 31 и др.] существенные геохимические различия, причина которых установлена не была. Думаю, что эта причина достаточно очевидна, если принять предложенную выше совершенно иную модель образования карбонатитов “линейно-трещинных зон”. И действительно, наиболее ярким геохимическим отличием карбонатитов “линейно-трещинных зон” является резко повышенная роль сидерофильных элементов – Co, и особенно Ni, Cr [2]. Это, казалось бы, тем более странно, поскольку карбонатиты “линейно-трещинных зон” связаны с сиенитами и нефелиновыми сиенитами, а класси-

ческие карбонатиты – с щелочно-ультраосновными породами. Предложенная модель совместного плавления известняков и серпентинитов хорошо объясняет причины высоких концентраций Cr, Ni, Co в карбонатитах “линейно-трещинных зон”.

На этом, собственно, статью можно было бы и закончить (еще лет 8–10 назад) – предлагаемая мной новая идея образования карбонатитов Урала, думаю вполне понятна. Однако в отечественной геологической литературе, в отличие от других наук, публиковать только идею как-то не принято, поэтому ниже приводится новая аналитическая фактура. В чем ее смысл? В том, чтобы проверить, соответствует ли возраст и состав карбонатитов предложенной модели их образования. Возраст известняков, поступавших в зону субдукции, отвечает верхам раннего девона, эмсу (что по международной шкале [59] соответствует интервалу 397–407 млн. лет), а завершение субдукции (и начало коллизии) в этом районе Урала произошло около 375 млн. лет назад [16, 17 и др.], что установлено и по геолого-палеонтологическим и изотопно-геохронометрическим (возраст высокobarического метаморфизма) данным. Следовательно, наиболее вероятно (исходя из модели), что возраст образования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса должен быть именно около 375 млн. лет. А в случае, если он окажется древнее 407 млн. лет, налицо будет некоторое расхождение с моделью. При возрасте от 480 млн. лет (начало раскрытия Уральского палеоокеана [15]) и древнее, придется признать правоту исследователей, считавших данные карбонатиты реликтами рифтового этапа развития Уральского складчатого пояса. Для проверки (во всяком случае, для ее первого этапа) была выбрана самарий-неодимовая изотопная система как, по всей видимости, наиболее устойчивая (представлялось², что при использовании уран-свинцовой изотопной системы в цирконах главными проблемами в данном случае могут быть, по-видимому, возможное наличие “унаследованной” памяти этого минерала о каких то более древних предшествующих событиях и тождества-различия возрастов циркона и вмещающей породы).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

² Уже после завершения данной статьи были опубликованы данные [23], по определению возраста карбонатитов Вишневогорского массива по цирконам с использованием SHRIMP-II; среднее по 12 определениям дает 369 ± 33 млн. лет, а по 5 наиболее точным определениям (сделанным по кристаллам циркона с наибольшим содержанием урана, и, соответственно, с наименьшей погрешностью) 389 ± 8 млн. лет, что полностью соответствует приведенным ниже нашим самарий-неодимовым данным. (По предварительному выводу А.А. Краснобаева и др., [23] могут быть установлены два этапа в эволюции цирконов карбонатитов – 402 ± 9 млн. лет и 359 ± 25 млн. лет; первый может отождествляться с возрастом карбонатитов, второй – с их диафорезом).

Таблица 1. Результаты Sm-Nd датирования карбонатита Вишневогорского комплекса

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$
вал	60.1	415.2	0.0781	0.00003	0.512274	0.000006
пироклор	176	1657	0.0643	0.0005	0.512240	0.000007
карбонат	49.7	364.9	0.0824	0.00002	0.512284	0.000001
апатит	198	1511	0.0793	0.0002	0.512274	0.000002
биотит	0.735	5.68	0.0783	0.00004	0.512277	0.000006

Таблица 2. Результаты Rb-Sr датирования карбонатита Вишневогорского комплекса

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{85}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2s$	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	$\pm 2s$
вал	77.1	7491	0.0298	0.0001	0.704524	0.000005
пироклор	0.79	4251	0.0005	0.000004	0.704418	0.000004
апатит	2.97	6900	0.0012	0.00003	0.704336	0.000011
биотит1	573	90.2	18.483	0.003	0.770589	0.000007
биотит2	729.9	131.6	16.133	0.045	0.762667	0.000056

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах (мраморах и карбонатитах) из различных массивов Урала

Проба	Порода	Место находки	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}_{\text{SMOW}}$
Ш-28	мрамор	пос. Шабры, Старая линза	-3.6	14.3
Ш-1012	мрамор	пос. Шабры, мраморный карьер	1.3	27.3
13/07	мрамор	оз. Большое Миассово, Мраморный мыс, Ильменский заповедник	1.6	24.8
15/07	карбонатит	г. Миасс, копь Полякова (№ 97), Ильменский заповедник	-7.8	9.9
25/07	карбонатит	г. Карабаш, Золотая гора	-2.3	11.1
26/07	мрамор	г. Карабаш, мраморный карьер, контакт с Spt	2.3	18.1
27/07	прожилки кальцита в мраморе	г. Карабаш, мраморный карьер, контакт с серпентинитами	1.7	18.5
29/07	карбонатит	г. Вишневогорск, карьер	-7.9	7.1
30/07	карбонатит	г. Вишневогорск, карьер	-7.8	7.0
34/07	мрамор	выемка на восточной окраине ж/д ст. Спортивная, 40 км западнее г. Екатеринбурга	3.1	26.4

Примечание. Определения проведены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с воспроизводимостью $\pm 0.2\text{‰}$.

ПО КАРБОНАТИТАМ И МРАМОРАМ ЗОНЫ ГУГР

Для проверки высказанных предположений нами было предпринято изучение возраста и изотопии (углерода, кислорода, рубидия, стронция, самария и неодима) карбонатитов из зоны Главного Уральского глубинного разлома, а также мраморизованных карбонатов, из подобных которым, по нашей модели, и образовались данные карбонатиты. Результаты приведены в табл. 1–3 и на рис. 3–5.

Изотопная систематика рубидия, стронция, самария и неодима в карбонатитах из нашей пробы (жила средне- и крупнозернистого карбонатита кальцитового состава с индивидами пироклора, апатита и лейстами биотита из карбонатизированных сиенитов; GPS координаты – $56^{\circ}00.607' \text{N}$, $60^{\circ}38.531' \text{E}$, ± 10 м, карьер на северо-западной окраине г. Вишневогорск) изучалась С.Ф. Карпенко (ГЕОХИ РАН). К навеске исследуемой пробы добавлялось опреде-

ленное количество смешанных изотопных трасиров $^{87}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$, после чего производилось их разложение в смеси концентрированных HF и HNO_3 в течение 1–3 суток при температуре 80–90°C. Выделение Rb, Sr, Sm и Nd производилось по обычной методике [78] двуступенчатой ионнообменной хроматографии с использованием на первой ступени (выделение Rb, Sr и суммы РЗЭ) ионнообменной смолы BioRad 50W $\times$ 8 (элюэнты 2.43 н. и 4.0 н. HCl), а на второй (разделение Nd и Sm) – HDEHP и в качестве элюэнтов 0.15 н., 0.30 н. и 0.70 н. HCl. Масс-спектрометрические измерения изотопного состава стронция и неодима так же, как и определения содержаний рубидия, стронция, самария и неодима методом изотопного разбавления, проводились на масс-спектрометрах TRITON TI (ГЕОХИ РАН) и MAT-262 (ГИН КоФ РАН), работающих в статическом режиме с использованием двухленточного (Re + Re) источника ионов. Точность измерений постоянно контролировалась пу-

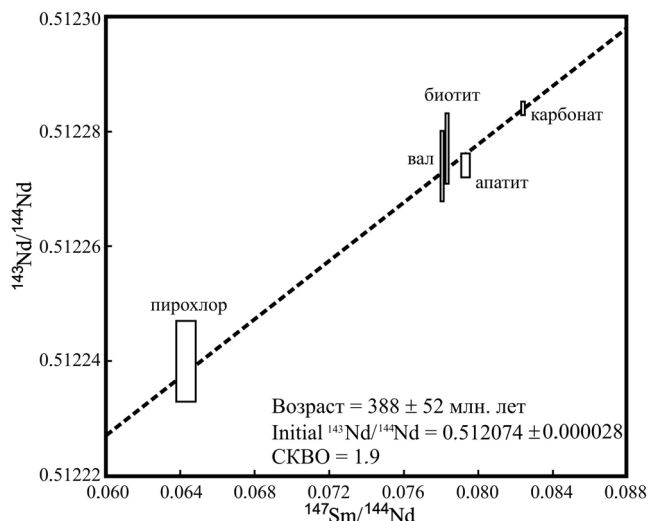


Рис. 3. Sm-Nd изохрона для карбонатов Вишневогорского массива.

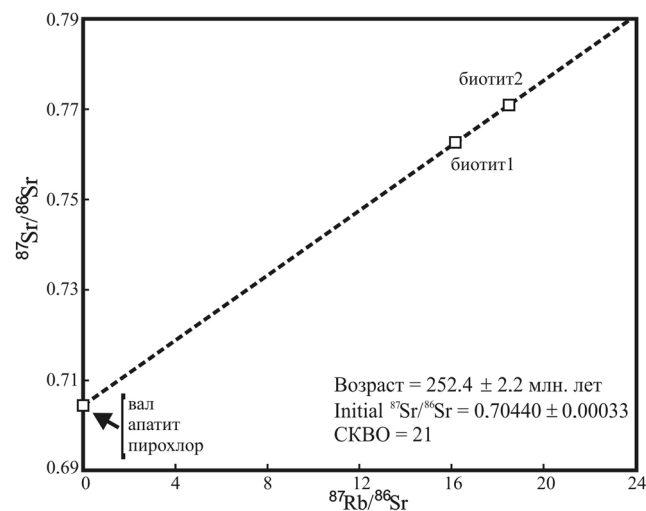


Рис. 4. Rb-Sr изохрона для карбонатов Вишневогорского массива.

тем измерения изотопных стандартов SRM 987 и La Jolla и стандарта BCR-1. Во всех случаях ошибки определения изотопного состава Sr и Nd были значительно меньше 0.005%, а ошибки определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ менее 0.2%. Указанные значения погрешностей измерений были в дальнейшем использованы при расчете изохронного возраста исследованных пород по программе Людвига [74]. Внутривлабораторное загрязнение проб (холостой опыт) во всех случаях оказывалось пренебрежимо малым и не учитывалось при интерпретации полученных результатов.

ОБСУЖДЕНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫХ ПО КАРБОНАТИТАМ (Rb, Sr, Nd)

Этот раздел статьи, конечно, было бы правильно писать совместно с высококвалифицированным специалистом в изотопной геологии, выполнявшим данные исследования; в данном случае, с С.Ф. Карпенко. К сожалению, я могу лишь привести наше с ним обсуждение вопросов генезиса и возраста карбонатов Ильмено-Вишневогорского комплекса с помощью электронной почты.

From: K. S. Ivanov **To:** karpenko
Уважаемый Сергей Федорович!

Те цифры, которые Вы мне предварительно сказали (370 и 250 млн.), КАК НЕЛЬЗЯ ЛУЧШЕ СО-ОТВЕТСТВУЮТ моей тектонической модели формирования объекта.

Еще очень важным является изотопия неодима в плане определения источника (кора или мантия и т.п.).

From: Karpenko **To:** ivanovks
Уважаемый Кирилл Святославич!

Посылаю Вам результаты. Сам я сейчас нахо-

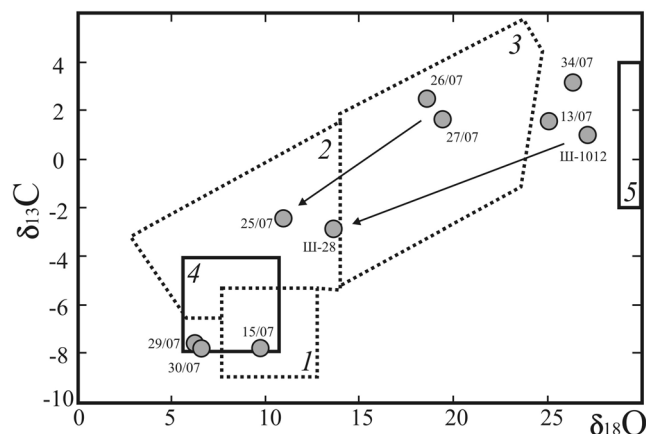


Рис. 5. Соотношения изотопов углерода ^{13}C и кислорода ^{18}O в мраморах и карбонатах из различных массивов Урала.

Поля 1–3 – по [6], 4–5 – по [64]. 1 – карбонаты Западного Алдана; 2 – карбонаты обрамления платформ; 3 – карбонаты складчатых областей; 4 – карбонаты; 5 – морские (осадочные) карбонаты.

жусь в больнице, но по выходным дням меня пока отпускают.

По полученным результатам можно сделать следующие выводы. Во-первых, по биотиту. Я привожу в таблице результаты двух определений – они довольно сильно различаются. Единственным разумным объяснением такой картины на мой взгляд является предположение, что при истирании пробы она не была сгомогенизирована в достаточной мере. Тем не менее, с определенной уверенностью можно говорить о том, что возраст биотита отвечает 252.7 ± 2.6 млн. лет – это следует из того, что три другие точки по сути дела сливаются в одну.

В этом случае логично считать, что при вычислении возраста по самарий-неодимовой изохроне точку биотита следует исключить из рассмотрения. Это, однако, практически не сказывается на результатах – при расчете по пяти точкам получаем возраст 371 ± 55 млн. лет при начальном отношении изотопов неодима 0.512084, а при расчете по четырем точкам 366 ± 55 млн. лет при отношении изотопов неодима 0.512086. Судя по всему, дело в том, что в биотите содержится очень мало, по сравнению с другими минералами, редкоземельных элементов (полагаю, что и его модальное содержание в породе не слишком велико), так что его присутствие практически не влияет на самарий-неодимовую систему этих карбонатитов. Хотелось бы узнать Ваше мнение об этом.

Теперь о геохимии, то есть о природе источника. Полученные данные говорят о том, что начальное отношение изотопов стронция равно 0.70440, а изотопов неодима (в единицах эпсилон) – (минус) 1.4. Из этих цифр вытекает, что источник исследованных карбонатитов находился в пределах либо практически неизменной, либо слегка обогащенной мантии. Что это такое в геодинамическом смысле – об этом следует серьезно подумать и в настоящее время я не готов к этому в полной мере.

From: Kirill S. Ivanov **To:** karpenko

Уважаемый Сергей Федорович!

Желаю Вам здоровья, большое спасибо за письмо, за Вашу работу, Ваши определения.

Про биотит я пока ничего не могу сказать, попробуем посмотреть шлифы, может 2 генерации увидим или еще что-нибудь. Сразу сообщу.

По поводу источника. Тут у меня другая модель выстраивается – по ряду доказательств, источник для этих карбонатитов должен бы быть коровый (или смешанный), т.е. первично осадочные известняки, переработанные при достаточно высоких температурах и давлениях совместно с серпентинитами. Может последние и повлияли на изотопию, на ее “сдвиг” в мантийную сторону? Возможно ли это? Мне было бы очень важно Ваше мнение по этому вопросу.

В приложении к Вашему письму в xls файле нет рисунков (изохрон), а также нет MSWD. И конечно очень хотелось бы их получить. И потом, что значат Ваши слова, что “возраст биотита отвечает 252.7 ± 2.6 млн”? Это что Rb-Sr изохрона по породе в целом? **Rb-Sr возраст породы? Или только возраст биотита?**

Так-то, эти два, Вами полученные, возраста 370 и 252 млн. это как раз то, что я надеялся получить, Ваши определения попадают точно в яблочко. По всем моим знаниям, это возраст генерации (370 млн.) этого комплекса и его тектонической эксгумации (252 млн.), т.е. возраст деформаций и выхода на приповерхностный уровень, или в верхнюю кору.

From: Karpenko **To:** ivanovks sent: 24 May, 2008

Уважаемый Кирилл Святославич!

Выбрался на выходные из больницы и попытаюсь ответить на Ваши вопросы.

Начальное отношение изотопов неодима (в единицах эпсилон) равно – (минус) 1.4, т.е. по наиболее распространенным классификациям это либо слегка обогащенная мантия, либо источник предполагает участие в нем материала коры. Относительно влияния серпентинитов можно сказать следующее – тут все определяется соотношениями масс и концентраций редкоземельных элементов в известняках и в серпентинитах. На первый взгляд Ваше предположение о “сдвиге” изотопных характеристик исследованных карбонатитов в мантийную сторону из-за участия в их образовании серпентинитов представляется вполне разумным и обоснованным.

Отсутствие коллег, в полной мере владеющих способами пересылки рисунков, сделанных по программе Изоплот, не дает мне возможности переслать эти рисунки. Надеюсь, что через две-три недели я уже смогу появиться в институте в рабочее время и решить этот вопрос. Для сведения, СКВО для самарий-неодимовой изохроны равно 0.76 (при расчете по пяти точкам) или 0.38 (по четырем), т.е. очень хорошее. Рубидий-стронциевые данные следует, по-видимому, рассматривать как минеральную изохрону, поскольку они рассчитаны по пяти точкам – валовой пробе, пироклору и апатиту, давшим по сути одно и то же значение, и двум биотитам, которые на самом деле могут быть недостаточно чисто отобраны во всяком случае один из них может содержать ничтожную примесь апатита или пироклора (*примечание: это действительно так – К.И.*). СКВО в этом случае равно 20. Я полагаю, что в данном случае мы имеем дело с возрастом эксгумации комплекса, при которой возник новообразованный биотит.

На следующей неделе мне предстоит операция, после которой в течение 10–15 дней я буду недоступен. После этого надеюсь более активно заниматься всеми накопившимися делами.

К огромному сожалению, через несколько дней Сергей Федорович скончался.

Таким образом, в карбонатитах нами установлен самарий-неодимовый возраст, варьирующий от 366 до 388 млн. лет, в зависимости от версии использованной программы Изоплот и того, включать ли биотит в расчет изохроны. Вероятно, включать биотит не целесообразно и тогда данный возраст (возраст генерации карбонатитов) будет 366 млн. лет. В целом это не принципиально, учитывая достаточно большой плюс-минус самарий-неодимовой системы, а также и то, что интервал 366–388 в целом отвечает верхам среднего девона–середине фамена [59]. Напомню, что возраст мраморизованных известняков из зоны ГУГР установлен

как эмсский, что по [59] отвечает интервалу 397–407 млн. лет, а завершение субдукции (и начало коллизии) в этом районе Урала произошло около 375 млн. лет назад [16, 17 и др.]. Таким образом, возрастные характеристики подтверждают высказанные предположения о природе карбонатитов Урала.

Возрастной рубеж, зафиксированный рубидий-стронциевой изотопной системой (252 ± 2 млн. лет), отвечает границе перми и триаса, на Урале в это время начался этап ограниченного постколлизийного растяжения [15] (синхронный с растяжением и формированием системы рифтов в Западной Сибири), при котором глубинные плутонические и метаморфические комплексы средней нижней частей коры выходили на приповерхностный уровень.

Ответ на вопрос, почему самарий-неодимовая изотопная система зафиксировала более древнее событие и не отразила последний этап тектонической эксгумации карбонатитов, по всей видимости, связан с уменьшением температуры между этими этапами в процессе эволюции комплекса.

Второй важный вопрос – о природе источника карбонатитов в свете изотопных данных. Полученные результаты говорят о том, что начальное отношение изотопов стронция равно 0.70440, а изотопов неодима (в единицах ϵ -Nd) – (минус) 1.4. Из этих цифр вытекает, что источник исследованных карбонатитов находился в пределах либо слегка обогащенной мантии, либо в источнике предполагается участие материала коры. Важно, что сам С.Ф. Карпенко написал “*Ваше предположение о “сдвиге” изотопных характеристик исследованных карбонатитов в мантийную сторону из-за участия в их образовании серпентинитов представляется вполне разумным и обоснованным*”. Его предложение подсчитать влияние гипербазитов по соотношению масс и концентраций редкоземельных элементов в известняках и в серпентинитах осталось пока не реализованным, и корректно сделать это достаточно непросто: кроме этих пород в зону субдукции очевидно попадали и другие, в том числе туфопесчаники, углеродисто-кремнистые сланцы, вулканиты, широко присутствующие в зоне ГУГР. Необходимо, по-видимому, учитывать и вероятное взаимодействие активных карбонатитовых расплавов с веществом микроконтинента (метаморфические толщии селянкинской, ильменогорской и др. формаций). Изотопные системы должны получаться достаточно неоднородными и разнообразными. Вероятно, именно с этим и связано отмеченное И.Л. Недосековой и другими [33, с. 239, 240, рис. 6 и др.] разнообразие предполагаемых “*мантийных резервуаров (DMM, PRIMA, HIMU, EM1, EM2, MORB&OIB)*” для карбонатитов из разных мест Ильмено-Вишневогорского комплекса. Цитированные авторы считают, что “*точки этих*

карбонатитов на диаграмме ϵ Nd– ϵ Sr находятся в пределах мантийного тренда, на линии соединяющей деплетированную (DM) и обогащенную мантию EM1” (с. 239). В другой статье И.Л. Недосековой с соавторами (также 2007 года) указывается, что “*для уральских карбонатитов и, очевидно, для щелочного комплекса, с которым они генетически сопряжены, на примере Ильмено-Вишневогорского комплекса установлено [34] участие в их образовании вещества двух мантийных резервуаров – DM и EM-1 (EM-1 – рифтовые зоны, развитые между платформами и щитами и вскрывающие наиболее глубинные части мантии)*” [41, с. 219]. Конечно, все это очень интересно. Судя по многочисленным публикациям, на Урале вообще очень многое “*находится в пределах мантийного тренда*”. Это утверждение, впрочем, далеко не всегда проясняет природу геологических комплексов. Так, предполагать участие в образовании карбонатитов исключительно мантии (а тем более еще иногда и деплетированной мантии), основываясь лишь на схематичных формализованных классификациях и очевидно весьма еще фрагментарных изотопных данных (при не совсем, наверное, ясных причинах их вариаций), было бы, вероятно, не совсем правильно. Трудно представить, как мантия, и тем более истощенная мантия, может дать карбонатиты – едва ли не самые обогащенные редкоземельными, некогерентными литофильными и редкометальными элементами породы Земли.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В МРАМОРАХ И КАРБОНАТИТАХ

Изотопный состав углерода и кислорода в мраморах и карбонатитах нами изучался в 10 пробах из различных массивов Среднего и Южного Урала, в том числе в Вишневогорском и Ильменогорском щелочных массивах. Мрамора отбирались из пород различных тектонических обстановок, из зоны ГУГР: из серпентинитового меланжа на Среднем (34/07) и Южном (26/07, 27/07) Урале, из гранито-гнейсов Ильменогорского массива (13/07) и из обрамления вокруг Шабровского гранитного массива (Ш-1012). Кроме того, проблематичные доломитовые мрамора (или карбонатиты) были отобраны в деформированных тальк-карбонатных породах Шабровского рудного поля (Ш-28) и антигоритовых серпентинитах Карабашского ультраосновного массива (25/07). Из “классических” уральских карбонатитов были отобраны две пробы из сиенитов в одном из карьеров (56°00.607' с. ш., 60°38.531' в. д., – там же, где исследовался **Sm-Nd возраст**) Вишневогорского массива и жильный карбонатит из гипербазитов копи № 97 (так называемая копь Полякова, 55°01.164' с. ш., 60°10.588' в. д., ± 9 м) в пределах Ильменогорского комплекса.

Из соотношения изотопов углерода и кислоро-

да (рис. 5) видно, что все мрамора (за исключением проб из обрамления Карабашского гипербазитового массива, 26/07 и 27/07) обладают значениями, характерными для осадочных карбонатов и, в целом, типовыми для многих мраморов. При этом карбонатные породы из серпентинитового меланжа Карабашского массива попадают в область карбонатитов складчатых областей, хотя по составу являются обычными мраморами. Интересно, что доломитолиты (25/07, Ш-28) ложатся в область карбонатитов обрамления платформ, хотя на примере Шабровского рудного поля доказано [12], что они являются продуктами переработки обычных мраморов при наложенной антигоритизации и тальк-карбонатизации серпентинитового меланжа. Данный факт представляется весьма интересным и свидетельствует, по всей видимости, о том, что изотопные метки мраморов достаточно легко меняются в результате попадания породы в серпентинитовый меланж, а также последующих наложенных метасоматических преобразований. Отобранные нами “классические” карбонатиты попадают в область нормальных карбонатитов или близки к ней, хотя не стоит забывать, что, например, жильный карбонатит из копи Полякова залегает в гипербазитах, что также могло оказать влияние на изотопную систему углерода и кислорода. В целом, исходя из анализа графика, можно утверждать, что при смешении карбонатного материала с гипербазитами (при условии гидротермальной проработки и, по всей видимости, особенно при переплавлении) изотопные метки смещаются и, по видимому, достигают карбонатитовых полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований сводятся к следующему:

1. Предложена и обоснована новая модель образования карбонатитов Урала. Карбонатиты Урала располагаются в висячем крыле Главного Уральского глубинного разлома, который в силуре–верхнем девоне являлся зоной субдукции Заварицкого-Беньофа. Карбонатиты приурочены к Ильмено-Вишневогорскому комплексу метаморфических пород и нефелиновых сиенитов, располагающемуся напротив Уфимского выступа Русской платформы. Поскольку Уфимский выступ существенно выдвинут на восток, то здесь (и только здесь) в зону субдукции во время завершающего этапа ее функционирования попали шельфовые фации, представленные преимущественно массивными известняками. Именно в этом районе Урала в зоне Главного Уральского разлома отмечаются обильные пластовые тела массивных мраморов, чередующиеся с меланжированными серпентинитами. Их совместное переплавление в зоне субдукции и привело к формированию карбонатитов в пределах надсубдукци-

онного комплекса.

2. В карбонатитах нами установлен изохронный самарий-неодимовый возраст их генерации (366–388 млн. лет). Возрастной рубеж, зафиксированный в карбонатитах рубидий-стронциевой изотопной системой (252 млн. лет; граница перми и триаса) отвечает этапу ограниченного пост-коллизийного растяжения Урала, при котором глубинные плутонические и метаморфические комплексы средней нижней частей коры были выведены на приповерхностный уровень. Возраст мраморизованных известняков из зоны ГУГР установлен геологами-съемщиками как эмский (что отвечает интервалу 397–407 млн. лет), а завершение субдукции и начало коллизии в этом районе Урала произошло 375–378 млн. лет назад [16, 17 и др.]. Таким образом, полученные возрастные характеристики подтверждают высказанные предположения о природе карбонатитов Урала.

3. Изучение изотопного состава углерода и кислорода в мраморах и карбонатитах Урала показывает, что почти все мрамора обладают значениями, характерными для осадочных карбонатов, отчасти попадая в область карбонатитов складчатых областей. Фигуративные точки мраморов с наложенной антигоритизацией и тальк-карбонатизацией ложатся в поле карбонатитов обрамления платформ, хотя изначально являются нормальными осадочными породами. По всей видимости, можно утверждать, что при смешении карбонатного материала с гипербазитами (при условии гидротермальной проработки и особенно при переплавлении) изотопные метки смещаются и, вероятно, достигают карбонатитовых полей.

4. Так как карбонатиты складчатых поясов (“линейно-трещинных зон”) очень отличаются от классических карбонатитов УЩК генезисом, составом, формой массивов и, очевидно, металлогенезом, по-видимому, есть смысл различать их и терминологически. То есть все же называть их не карбонатитами, а карбонатолитами (общее название для карбонатных пород), или же, лучше, ввести новый термин “*карбонаркиты*” (от англ. термина *island arc*, т.е. карбонатные породы, формирующиеся в островодужной обстановке).

5. Поскольку сонахождение рассмотренных на примере Урала карбонатитов “линейно-трещинных зон” и массивов нефелиновых сиенитов является давно установленным фактом, то можно предположить (пока в порядке постановки вопроса), что и образование самих нефелиновых сиенитов также, так или иначе, связано с переплавлением известняков в зонах субдукции. Во всяком случае, петрологи уже давно указывают на большую роль присутствия CO_2 во флюидной фазе при генерации некоторых высокощелочных магм. Так, Дж. Гиттинс [9, с. 368–372, рис. 17–20] на основе экспериментальных данных (по плавлению, в присутствии воды и CO_2 ,

в разных пропорциях и при разных давлениях, нефелинового сиенита из района Блу-Маунтин, вполне сопоставимого с уральскими миаскитами, и результатам других экспериментов) отмечал, что при плавлении в присутствии обоих летучих возникают расплавы, менее насыщенные кремнеземом (т.е., например, нефелин-содержащие), чем те которые образуются только при участии воды.

Автор благодарен Сергею Федоровичу Карпенко за выполненные им определения возраста карбонатитов самарий-неодимовым и рубидий-стронциевым методами и обсуждение результатов, Ю.Л. Ронкину, построившему в программе Изоплот приведенные в статье изохроны (по результатам измерений, сделанных С.Ф. Карпенко), а также Ю.В. Ерохину и П.М. Вализеру за обсуждение статьи. Я благодарю Т.А. Веливецкую (ДВГИ ДВО РАН) за изотопные анализы карбонатов.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00019а, 11-05-00098а, проект УрО 09-Т-5-1009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 412–415.
2. Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования // Геохимия. 1990. № 8. С. 1108–1119.
3. Багдасаров Ю.А. О полиформационности карбонатитов и объеме термина “карбонатит” // Записки ВМО. 1992. № 2. С. 110–116.
4. Бейли Д.К., Шерер Дж.Ф. Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при давлении 1 ат. и петрогенезис щелочных пород // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных методов. Л.: Недра, 1970. С. 58–72.
5. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: СО РАН, 2008. 537 с.
6. Владыкин Н.В. Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 45–50.
7. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчегинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 145–163.
8. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Записки ВМО. 1983. Вып. 2, Ч. 112. С. 164–176.
9. Гиттинс Дж. Фельшпатоидные щелочные породы // Эволюция изверженных пород: развитие идей за 50 лет. М.: Мир. 1983. С. 344–380.
10. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 228 с.
11. Егоров Л.С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатиты // Записки ВМО, 1990. Вып. 3, Ч. 119. С. 99–111.
12. Ерохин Ю.В., Погромская О.Э. Доломитовые мрамора из меланжированных гипербазитов Шабровского рудного поля // Ежегодник-2008. Тр. Ин-та геол. и геох. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 102–106.
13. Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 5. С. 1020–1022.
14. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, Мо, W Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. 336 с.
15. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
16. Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 2. С. 231–235.
17. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. 133 с.
18. Карбонатиты. М.: Мир, 1969. 485 с.
19. Карбонатиты Хибин. Апатиты. Изд-во КФАН СССР. 1984. 98 с.
20. Козарко Л.Н. Проблема генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 293 с.
21. Козарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1234–1245.
22. Кононова В.А., Донцова Е.М., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784–1795.
23. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Ю. Урал) // Ежегодник-2008. Тр. Ин-та геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 261–263.
24. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Буллах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
25. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочные карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
26. Макагонов Е.П., Баженов А.Г., Вализер Н.И. и др. Глубинное строение Ильменского миаскитового массива. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 180 с.
27. Маракушев А.А., Сук Н.И. Карбонатно-силикатное магматическое расслаивание и проблема генезиса карбонатитов // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 5. С. 681–684.
28. Недосекова И.Л. Карбонатиты Булдымского мас-

- сива (минералогия, геохимия и условия образования), Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, Ю. Урал // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 491–500.
29. Недосекова И.Л. Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 146–164.
 30. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудн. месторождений 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
 31. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса: геохимические и генетические особенности, роль силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-гидротермальных процессов в карбонатитообразовании // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 166–175.
 32. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Новые данные по геохимии Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
 33. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л. Геохимическая эволюция и источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса // Геология Урала и сопряженных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 229–246.
 34. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Серов П.А., и др. Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 235–245.
 35. Онтеев Д.О. Что же такое карбонатиты? // Записки ВМО. 1985. В. 4, Ч. 114. С. 1465–1469.
 36. Панина Л.И., Моторина И.В. Явления несмесимости в глубинных щелочных магмах по данным изучения расплавных включений в минералах // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 181–186.
 37. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
 38. Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 24–35.
 39. Попов В.А. Проблема выявления карбонатитов. // Рудогенез: мат-лы междунар. науч. конф. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 244–248.
 40. Прибавкин С.В. Недосекова И.Л. Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr и Nd в карбонатах // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 3. С. 381–385.
 41. Сазонов В.Н., Недосекова И.Л., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Сиенитовые и сиенит-миаскитовые комплексы Урала: геологическая позиция, геодинамические обстановки формирования, типоморфные черты металлогении // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 216–243.
 42. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
 43. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
 44. Связкин Н.В. Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 65–72.
 45. Соболев И.Д., Автонева С.В., Белковская Р.П. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Свердловск: Уралгеология, 1986. 168 с.
 46. Соколов С.В. В продолжение дискуссии: что считать карбонатитом? // Записки ВМО. 1991. № 5. С. 1108–1121.
 47. Таланцев А.С., Петрова Г.А. Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 70 с.
 48. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.Р. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
 49. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
 50. Bailey D.K. Carbonate magmas // Geol. Soc. London, Mem. 1995. V. 16. P. 249–263.
 51. Bell K. Radiogenic isotope constraints on relationships between carbonatites and associated silicate rocks – a brief review // J. Petrol. 1988. V. 39, № 11–12. P. 1987–1996.
 52. Bell K., Petersen T. Nd and Sr isotope systematics of Shombole volcano, East Africa, and the links between nephelinites, phonolites, and carbonatites. Geology, 1991. V. 19. P. 582–585.
 53. Brey G.P., Bulatov V.K., Girnis A.V., Lahaye Ya. Experimental melting of carbonated peridotite at 6–10 GPa // J. Petrol. 2008. V. 49, № 4. P. 797–821.
 54. Bulletin of the Global Volcanism Network. 2007. V. 32, № 11. P. 1332–1338.
 55. Burke K., Khan S. Geoinformatic approach to global nepheline syenite and carbonatite distribution: Testing a Wilson cycle model // Geosphere. 2006. V. 2, № 1. P. 53–60.
 56. Carbonatites: genesis and evolution / ed. K. Bell. London, 1989. 610 p.
 57. Fabio Ramos Dias de A., Moller P., Dulski P. Zr/Hf in carbonatites and alkaline rocks: new date and a re-evaluation // Revista Brasileira de Geociencias, 2002. № 32 (3). P. 361–370.
 58. Freestone J.C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility of the genesis of carbonatites – an experiment study // Contr. Mineral. Petrol. 1980. V. 73, № 2. P. 105–117.
 59. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A geologic time scale. Cambridge University Press, 2004. 500 p.
 60. Green T.H., Adam J., Siel S.H. Trace element partitioning between silicate minerals and carbonatite at 25 kbar and application to mantle metasomatism // J. Mineral. Petrol. 1992. V. 46, № 3. P. 179–184.
 61. Hammouda T., Laporte D. Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts // Geology. 1999. V. 28. P. 283–285.
 62. Harmer R.E., Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1895–1903.
 63. Huang Y.-M., Hawkesworth C.J., van Calsteren P., McDermott F. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil // Chem. Geol. 1995. V. 119, Iss. 1–4. P. 79–99.
 64. Kerrich R.W. Geochemical evidence on the source of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits // Mineralization in Shear Zones / Ed. J.T. Bursnal. Geol. Ass. Canada. Short Course Notes. 1989.

- V. 6. P. 129–197.
65. *Kjarsgaard B.A.* Phase relations of carbonatited high-CaO nepheline at 0.2 and 0.5 Gpa // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 2061–2075.
 66. *Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.* The genesis of carbonatites by liquid immiscibility // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. London: Union Hyman, 1989. P. 388–404.
 67. *Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.* Alkaline Rocks and Carbonatites of World. Part 2: Former USSR. Chapman & Hall, London, 1995. 226 p.
 68. *Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.* Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and the time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // *J. Geol.* 1983. V. 91. P. 427–435.
 69. *Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al.* Zircon typology and U-Pb systematics: a Case study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // *Petrology.* 1993. V. 1, № 5. P. 474–485.
 70. *Le Bas M.J.* Sovite and alvikite: two chemically distinct calcicarbonatites C1 and C2 // *S. Afr. J. Geol.* 1999. V. 102, № 2. P. 109–121.
 71. *Lee W.-J., Wyllie P.J.* Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaCO}_3$ at 1 GPa: Implications for crustal carbonatites // *J. Petrol.* 1997. V. 38. P. 1113–1135.
 72. *Leelanandam C., Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J.* Proterozoic mountain building in Peninsular India: an analysis based primarily on alkaline rock distribution // *Geol. Magazine.* 2005. V. 143, № 2. P. 195–212.
 73. *Lentz D.R.* Carbonatite genesis: a reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // *Geology.* 1999. V. 27. № 4. P. 335–338.
 74. *Ludwig K.R.* ISOPLLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05, Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. № 1a, 1999. 120 p.
 75. *Mitchell R. H.* Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *Canad. Mineral.* 2005. V. 43, № 6. P. 2049–2068.
 76. *Pandit M., Sial A., Saxena A., Ferreira V.* Non-magmatic features in carbonatitic rocks: a reexamination of proterozoic “carbonatites”, southeast Rajasthan, Northwest Indian Craton // *Intern. Geol. Review.* 2000. V. 42, Iss. 11. P. 1046–1053.
 77. *Ray J.S.* Radiogenic Isotopic ratio variations in carbonatites and associated alkaline silicate rocks: role of crustal assimilation // *J. Petrol.* 2009. V. 50, № 10. P. 1955–1971.
 78. *Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.* $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
 79. *Schleicher H., Kramm U., Pernicka E. et al.* Enriched subcontinental Upper Mantle beneath Southern India: Evidence from Pb, Nd, Sr, and C-O Isotopic Studies on Tamil Nadu Carbonatites // *J. Petrol.* 1998. P. 1765–1785.
 80. *Veizer J., Bell K., Jansen S.L.* Temporal distribution of carbonatites // *Geology.* 1992. V. 20, № 12. P. 1147–1149.
 81. *Veksler V., Petibon C., Jenner G.A. et al.* Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *J. Petrol.* 1998. V. 39, № 11–12. P. 2095–2104.
 82. *Wendlandt R.F., Harrison W.J.* Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO_2 vapor // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69, № 4. P. 409–419.
 83. *Wooley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions, and element distributions // *Carbonatites: genesis and evolution* / K. Bell (ed.) Unwin Hyman, London. 1989. P. 1–14.
 84. *Woolley A.R., Kjarsgaard B.A.* Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // *Canad. Mineral.* 2008. V. 46, № 4. P. 741–752.
 85. *Wyllie P.J.* Hutton and Hall on theory and experiments: the view after 2 centuries // *Episodes.* 1998. V. 21, № 1. P. 3–10.
 86. www.PhotoVolcanica.com.
 87. *Xu Ch., Zhang Hu., Huang Zh., et al.* Genesis of the carbonatite-syenite complex and REE deposit at Maoniuping, Sichuan Province, China: Evidence from Pb isotope geochemistry // *Geochem. J.* 2004. V. 38. P. 67–76.

Рецензент И.В. Семенов

The genesis of carbonatites of the Urals

K. S. Ivanov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

On the example of the Urals a new model of the folded belt carbonatite formation was suggested (“carbonatites of the linear zones”). The Urals carbonatites are located in the hanging wall of the Main Uralian deep fault, which in the Silurian–Upper Devonian has been the Zavaritsky-Benyof subduction zone. Carbonatites are related to the Ilmeno-Vishnevogorsk complex of metamorphic rocks and miaskites situated opposite the Ufimian indenter of the East-European platform. As the Ufimian indenter is projected to the East, then here (and only here) there have been involved into the subduction zone shelf facies presented mainly by massive limestones. Just at that area of the Urals in the Main Uralian fault's zone numerous layered bodies of massive marbles alternating mélanged serpentinites are marked. Their joint remelting in the subduction zone has just led to carbonatite formation within the limits of over-subductional complex, as well as to the change of isotope-geochemical carbonate characteristics. There have been determined Sm-Nd and Rb-Sr ages of carbonatite formation (388 Ma) and their taking out to the upper crust level (252 Ma) during the stage of the Urals post-collisional extension.

Key-words: carbonatites, genesis, the Urals, subduction, Paleozoic, samarium-neodymium and rubidium-strontium ages.