

С. Г. Ковалев, Е. А. Тимофеева, Е. О. Пиндюрина, С. С. Ковалев

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Южный Урал является уникальной геологической структурой с развитием трех разновозрастных эклогитоносных комплексов: белорецкого, куртинского и максютовского, представляющих весьма информативные объекты для геолого-петрологических исследований процессов высокобарического метаморфизма. Характерной их чертой является высокая доля (до 75–90%) в составе продуктов метаморфизма сиалических пород, представленных кварцитами, слюдяными сланцами и мраморами. Геология и петрология максютовского (ММК) эклогит-глаукофансланцевого метаморфического комплекса изучены неплохо, но в то же время генетическая природа эклогитов и их протолитов остается остродискуссионной проблемой. В настоящее время формирование эклогитов в составе ММК различными исследователями объясняется изофациальным метаморфизмом магматических протолитов и вмещающих их осадочных или вулканогенно-осадочных толщ, тектоническим внедрением мантийных эклогитов или непосредственной кристаллизацией эклогитов из магматических расплавов в условиях высоких давлений. При обсуждении и решении дискуссионных вопросов геологии и петрологии коровых эклогитов немаловажное значение могут иметь материалы по их минералогии и петрогеохимии. Ниже приводятся результаты исследований, полученные в последнее время.

Геологическое положение эклогитов

Закономерности пространственного и стратиграфического размещения эклогитов максютовского комплекса различными исследователями рассматриваются по-разному. По материалам Г.И. Кириченко [Воинова и др., 1941], Д.Г. Ожиганова [1964] и А.В. Клочихина [1959], эклогиты приурочены преимущественно к низам разреза ММК. В противоположность этому, отсутствие стратиграфического контроля в размещении эклогитов обосновывается в работах В.М. Чайки с соавторами [1962] и В.И. Ленных [1968].

По мнению многих авторов [Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Schulte, Blümel, 1999], отличительной особенностью максютовского комплекса является присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев нескольких генераций. Отмечаются различные соотношения основных типов пород высокобарической ассоциации, т.е. наряду с широ-

ко проявленными процессами глаукофанизации эклогитов доказаны также случаи наложения эклогитового метаморфизма на глаукофановые сланцы и на водосодержащие минералы [Корсаков, Френкель, 1999; Иванов, 2001].

Эклогиты встречаются в форме пластовых тел мощностью от 10–15 до 60–70 м и протяженностью иногда до нескольких сот метров, но чаще они присутствуют в виде будин мощностью до 5–10 м и более мелких линзовидных тел размером по длинной оси до 1–2 м, участками пластически деформированных. Обычно будины располагаются изолированно одна от другой, реже — кулисообразно и четкообразно. Выделяются эклогитовые поля — участки концентрации нескольких десятков эклогитовых тел, занимающих в среднем около 5–10% общей площади таких полей [Ленных, 1977]. Большинство отдельных тел эклогитов и эклогитовых полей образует сравнительно узкие (до 1 км, редко шире), субмеридионально вытянутые (иногда прерывистые и изогнутые в северо-восточном или юго-западном направлениях), круто падающие зоны, длина которых достигает 8 км. Внутреннее строение таких зон автономно по отношению к окружающим толщам и отличается исключительно сильной дислоцированностью, дисгармонией и интенсивным развитием глаукофановых сланцев. Типичны небольшие, разно ориентированные, тесно сжатые складки с круто погружающимися (часто субвертикальными) шарнирами и такими же осевыми плоскостями. В фенгитсодержащих эклогитах сланцеватость, обусловленная закономерно расположенными чешуйками фенгита, обычно сечет метаморфическую полосчатость. Детальное картирование одного из участков насыщенной эклогитами зоны к северу от д. Карагай-Покровка [Самыгин и др., 2005] показало, что все тела эклогитов, а также выходы других пород располагаются кулисно, протягиваясь под острым углом к простиранию всей зоны (рис. 1). По-видимому, формирование подобных зон происходило под влиянием сдвиговой составляющей тектонических напряжений.

Материалы по изучению магматизма и данные геологических съемок, по мнению А.А. Алексева [Алексеев и др., 2006], свидетельствуют о том, что почти во всех эклогитовых полях эклогиты обычно приурочены к одному стратиграфическому уровню — кайраклинской свите. В редких случаях они наблюдаются и среди образований юмагузинской

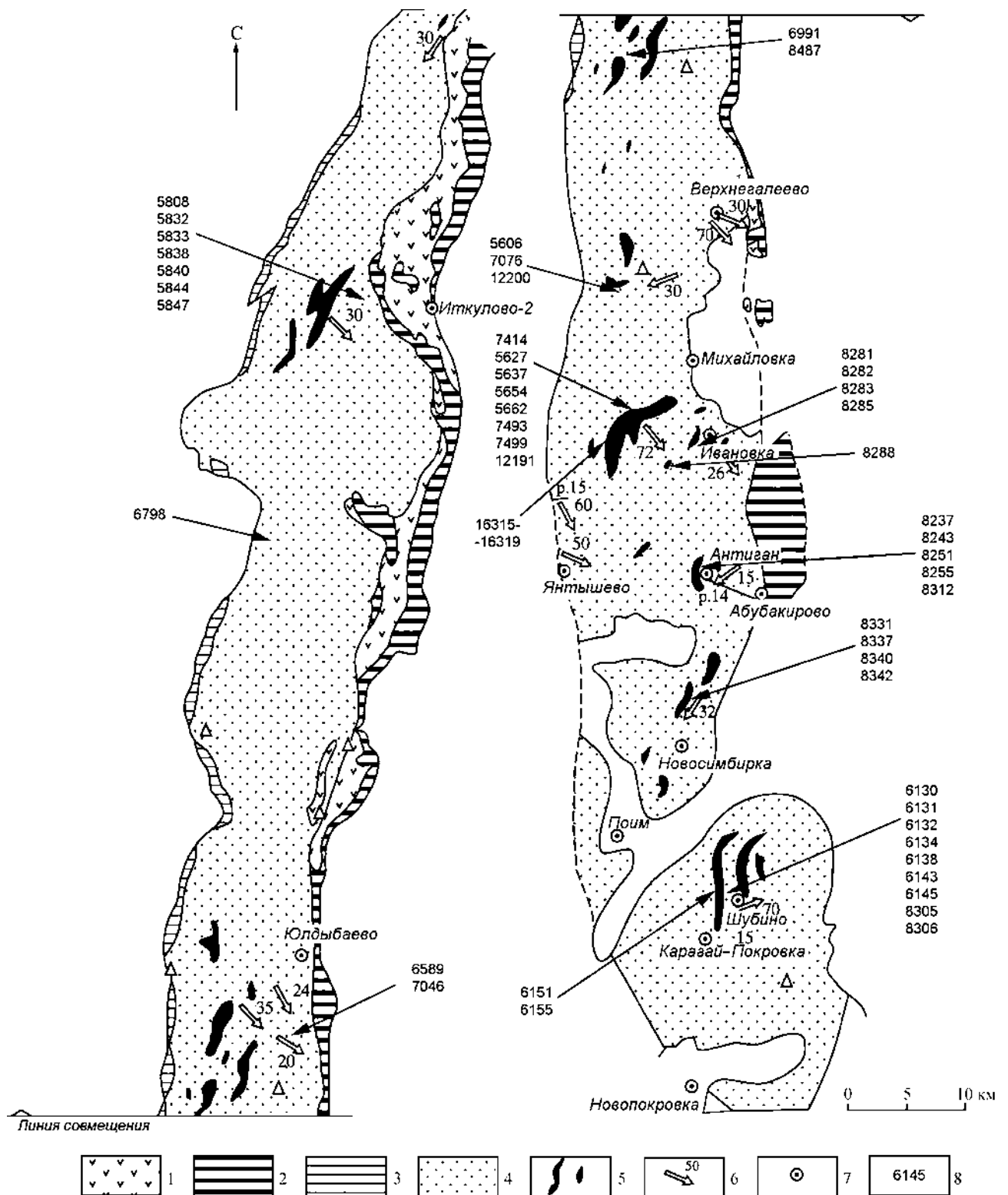


Рис. 1. Геологическая схема максютовского комплекса с полями эклогитов и преобладающей вергентностью на разных участках (по С.Г. Самыгину и др. [2005], с дополнениями авторов)

Условные обозначения: 1, 2 — породы зоны ГУР (1 — основные вулканы, кремнистые сланцы, 2 — серпентиниты, блоки габбро, серпентинитовый меланж); 3 — высокотитанистые метагабброиды юлукского комплекса; 4 — максютовский метаморфический комплекс; 5 — эклогитсодержащие зоны и поля эклогитов; 6 — направление общей вергентности с указанием угла наклона; 7 — населенные пункты; 8 — номера образцов

свиты и еще реже — в низах карамалинской свиты. Эклогиты в составе включающих их горизонтов развиты локально, в отдельных сравнительно сложно построенных и интенсивно дислоцированных участках крыльев брахиантиклинальных поднятий, чаще всего они располагаются в осевой зоне максютовской структуры. Объяснение подобной локальности развития эклогитов, видимо, следует искать не в регрессивном метаморфизме, якобы уничтожившем эклогиты в периферических частях антиклинальной структуры комплекса, а в первичных условиях размещения материнских исходных пород и в неоднородности распределения термодинамических условий при метаморфизме.

В абсолютном большинстве случаев для типичных эклогитов, и тем более эклогитов с повышенным содержанием титана, протолитами являлись интрузивные породы гипабиссального и, реже, субвулканического уровня формирования, представленные силлами габбро-диабазов и диабазов. В связи с этим особый интерес представляет обнаруженное А.А. Алексеевым расслоенное тело, метаморфизованное в условиях эклогитовой фации, верхний горизонт которого представлен глаукофанизированными эклогитами (горизонт основных пород), а нижний — тальк-амфиболовыми сланцами (ультраосновной горизонт). Тело расположено на левом берегу р. Сакмара выше бывшей д. Утарбаево. Породы залегают почти вертикально, с участками западного и восточного падения. Общая мощность тела составляет ~30–35 м, из которых около 5 м приходится на нижний пласт ультраосновных пород, сложенный энстатитовыми, тальк-энстатитовыми, тальк-амфиболовыми (актинолитовыми) породами. Мощность эклогитовой части тела составляет ~25–30 м. В обнажении наблюдается уменьшение размерности граната в эклогитах при приближении к их контакту с тальк-энстатит-амфиболовыми породами. Эклогиты представлены породами от массивной до грубосланцеватой текстуры с порфиробластической структурой. Порфиробласты представлены бурым или буровато-красным гранатом, близким к альмандину. Количество граната в породе составляет 20–40%, кристаллы имеют форму ромбододекаэдра и средние размеры 2–4 мм. Основная ткань гранобластической или нематобластической структуры сложена омфацитом. Средние размеры зерен омфацита около 0,2–0,3 мм, цвет светло-зеленый, в шлифе чуть зеленоватый. Угол $2V$ до 70° ; cNg до $50-70^\circ$; показатели преломления: $N_g=1,710$; $N_p=1,682$; $N_g-N_p=0,028$. Очень часто омфацит замещается глаукофаном. В переменных количествах в породах встречаются эпидот, мусковит, хлорит, актинолит. Содержание рутила составляет около 1,0–1,5%. В большинстве случа-

ев его зерна замещены с периферии сфеном, развивающимся в виде «рубашки».

Тальк-амфиболовые сланцы представлены породами нематобластовой структуры сланцеватой текстуры. Минеральный состав включает в себя тальк, амфибол, хлорит, кварц. Тальк представлен чешуйчатыми выделениями и «спутанно-волокнистыми» массами. Амфибол в удлиненно-призматических хорошо ограненных кристаллах размером до 2 см по удлинению (тремолит, антофиллит). Хлорит в удлиненных чешуйках с аномальными коричневато-серыми цветами интерференции (клинохлор).

Таким образом, геолого-петрографическое строение эклогитовых тел показывает, что первично они являлись разнофациальными (интрузивными, эффузивными?) магматическими породами, размещение которых связано с участками проявления интрузивного магматизма, контролировавшегося, вероятнее всего, древними тектоническими нарушениями, частично замаскированными при последующих фазах деформации и метаморфизма. В этом случае стратиграфическая приуроченность большинства эклогитовых полей и отдельных залежей эклогитов к кайраклинской свите может быть обусловлена проявлением основной интрузивной фазы магматизма в конце «кайраклинского» или начале «юмагузинского» времени.

Петрогеохимическая характеристика эклогитов

Несмотря на значительное количество литературных материалов по эклогитам максютовского метаморфического комплекса, данные об их геохимии очень скудные [Волкова и др., 2001].

При характеристике петрогеохимических особенностей эклогитов ММК, все их разнообразие было сгруппировано с выделением эклогитов, глаукофанизированных, сфеновых и графитовых разновидностей.

Особенности петрогеохимического состава эклогитов максютовского комплекса позволяют приблизиться к составу и формационной принадлежности протолитов и реконструировать геодинамические обстановки, в которых реализовывался процесс эклогитообразования.

Из анализа диаграммы $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (рис. 2) видно, что практически все эклогиты располагаются в поле базальтоидов со значительными вариациями количества щелочей, но по большей части в пределах поля нормальных базальтов. По содержанию кремнезема картина аналогична и лишь несколько анализов попадают в граничную область с андезитобазальтами (единичные точки составов с повышенным содержанием SiO_2 , скорее всего, являются окварцованными разновидностями).

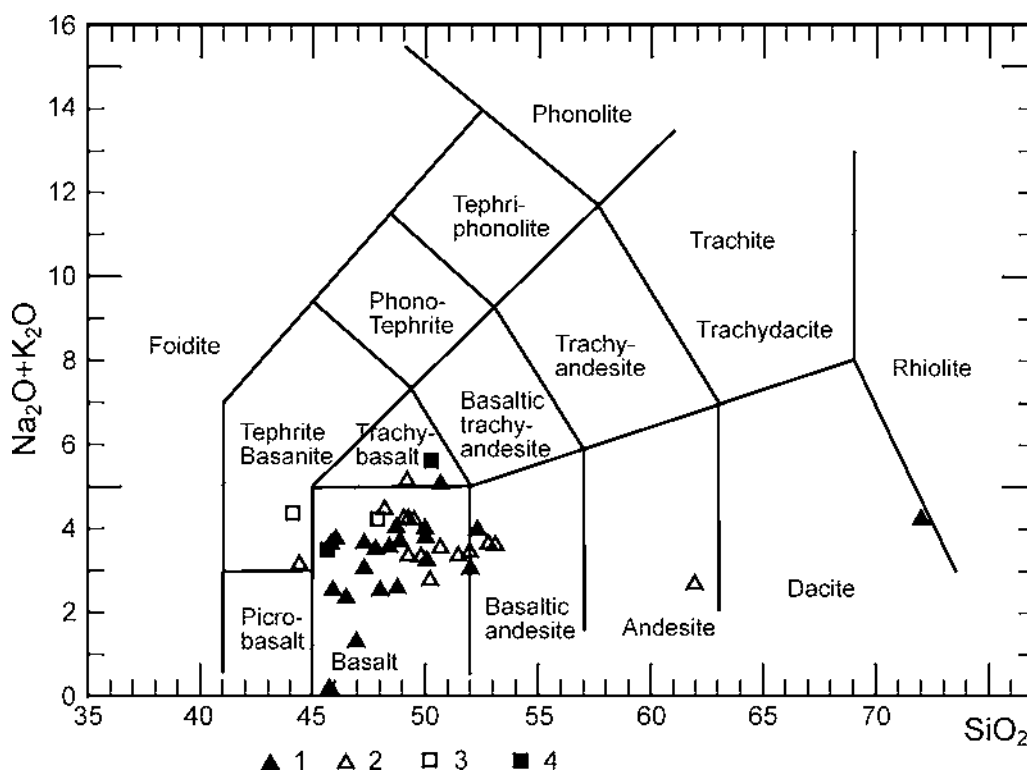


Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для эклогитов максютовского комплекса

Условные обозначения: 1 — эклогиты, 2 — глаукофанизированные эклогиты, 3 — графитовые эклогиты, 4 — сфеновые эклогиты

По отношениям высокозарядных элементов $\text{Zr}/\text{TiO}_2-\text{Nb}/\text{Y}$ (рис. 3) эклогиты максютовского метаморфического комплекса попадают в поля от андезитов до щелочных базальтоидов, а на диаграмме $\text{V}-\text{Ti}/1000$ большая часть точек составов максютовских эклогитов попадает в поле базальтов MORB и субщелочных базальтов (см. рис. 3).

Таким образом, петрогеохимические материалы свидетельствуют о том, что протолиты эклогитов максютовского комплекса в подавляющем большинстве принадлежат к базальтоидам (возможно сформировавшимся в MORB обстановках) с переменным количеством щелочей.

В качестве возможных протолитов для эклогитов максютовского комплекса в данной работе рассматриваются рифейские магматические породы (вулканы Навышского и Шатакского комплексов) западного склона Южного Урала и вулканы баймак-бурибаевской и карамалыташской свит Магнитогорского мегасинклинория.

Результаты сравнительного анализа петрохимических данных (рис. 4) в обобщенном виде можно свести к следующему:

— по отношениям $\text{MgO}-\text{P}_2\text{O}_5$, $\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}$ и $\text{MgO}-\text{Ni}$ эклогиты и пироксениты максютовского комплекса близки к неизменным вулканикам баймак-бурибаевской и карамалыташской свит;

— перекрытие полей докембрийских и палеозойских магматических пород на диаграммах $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{MgO}-\text{FeO}^*$, $\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{MgO}-\text{Cr}$ не позволяет надежно идентифицировать протолиты максютовских эклогитов по этим параметрам;

— особый интерес представляет диаграмма $\text{MgO}-\text{TiO}_2$, на которой, при резком различии между докембрийскими и палеозойскими породами, эклогиты и пироксениты максютовского комплекса характеризуются большим разбросом в содержании, как магния, так и титана, что может быть обусловлено, с одной стороны, подвижностью TiO_2 в условиях высокобарического метаморфизма, с другой — присутствием среди эклогитов разновидностей, сформировавшихся как по докембрийским, так и палеозойским породам.

Исходя из сравнительного анализа нормализованных содержаний РЗЭ, редких и некогерентных элементов в различных разновидностях эклогитов с вулканиками Магнитогорского мегасинклинория, изображенных на рис. 5, можно сделать следующие выводы:

— различные разновидности эклогитов максютовского метаморфического комплекса по нормализованным содержаниям РЗЭ в значительной степени различаются между собой, за исключением эклогитов и глаукофанизированных эклогитов,

которые, по сути дела, представляют собой одну группу пород (см. рис. 5, А, Г, А-1, Г-1), которая, в свою очередь, сопоставима с вулканитами баймак-бурибаевской и карамалыташской свит, за исключением различий в содержаниях высокозарядных элементов — Zr и Nb;

— сфеновые эклогиты характеризуются своеобразным нормализованным трендом РЗЭ (см.

рис. 5, Б, Б-1), и хотя он располагается в поле палеозойских вулканитов, сделать вывод о природе их протолитов из анализа данных диаграмм не представляется возможным;

— графитовые эклогиты по нормализованным содержаниям элементов в значительной степени отличаются от вулканитов Магнитогорского мега-синклинария (см. рис. 5, В, В-1), что может служить

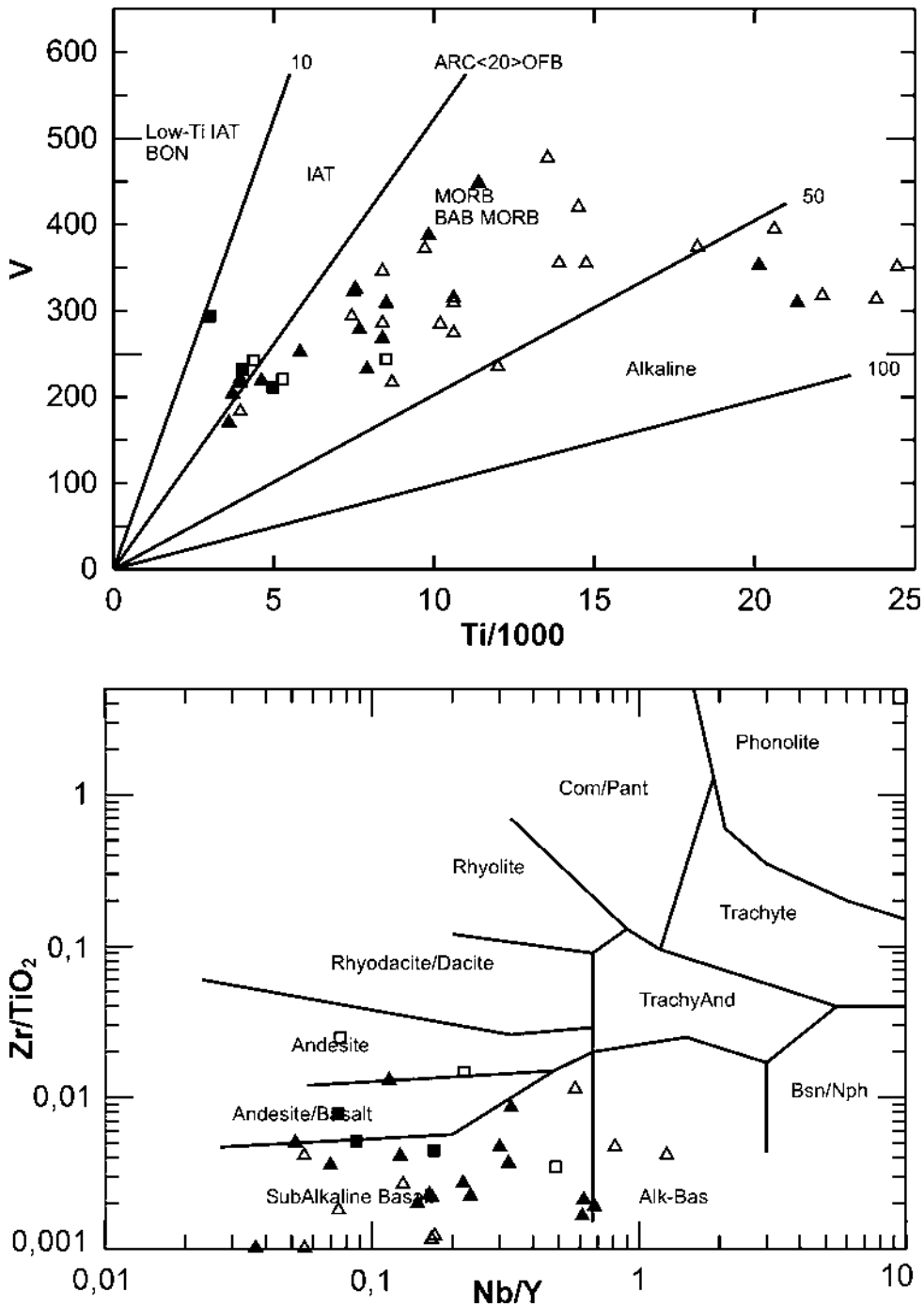


Рис. 3. Диаграмма V – Ti/1000 и Zr/TiO₂ – Nb/Y для эклогитов максютовского комплекса
Условные обозначения см. на рис. 2

основанием для вывода о том, что протолитами этой разновидности эклогитов служили породы иной формационной принадлежности и, возможно, времени образования.

Особый интерес представляет сравнительный анализ нормализованных содержаний редкоземель-

ных элементов в расслоенном теле, описанном выше, с вулканитами баймак-бурибаевской и карамалыташской свит и породами дифференцированных интрузий западного склона Южного Урала (рис. 6). Как видно из приведенных диаграмм, распределения РЗЭ в основном (эклогиты) и ультра-

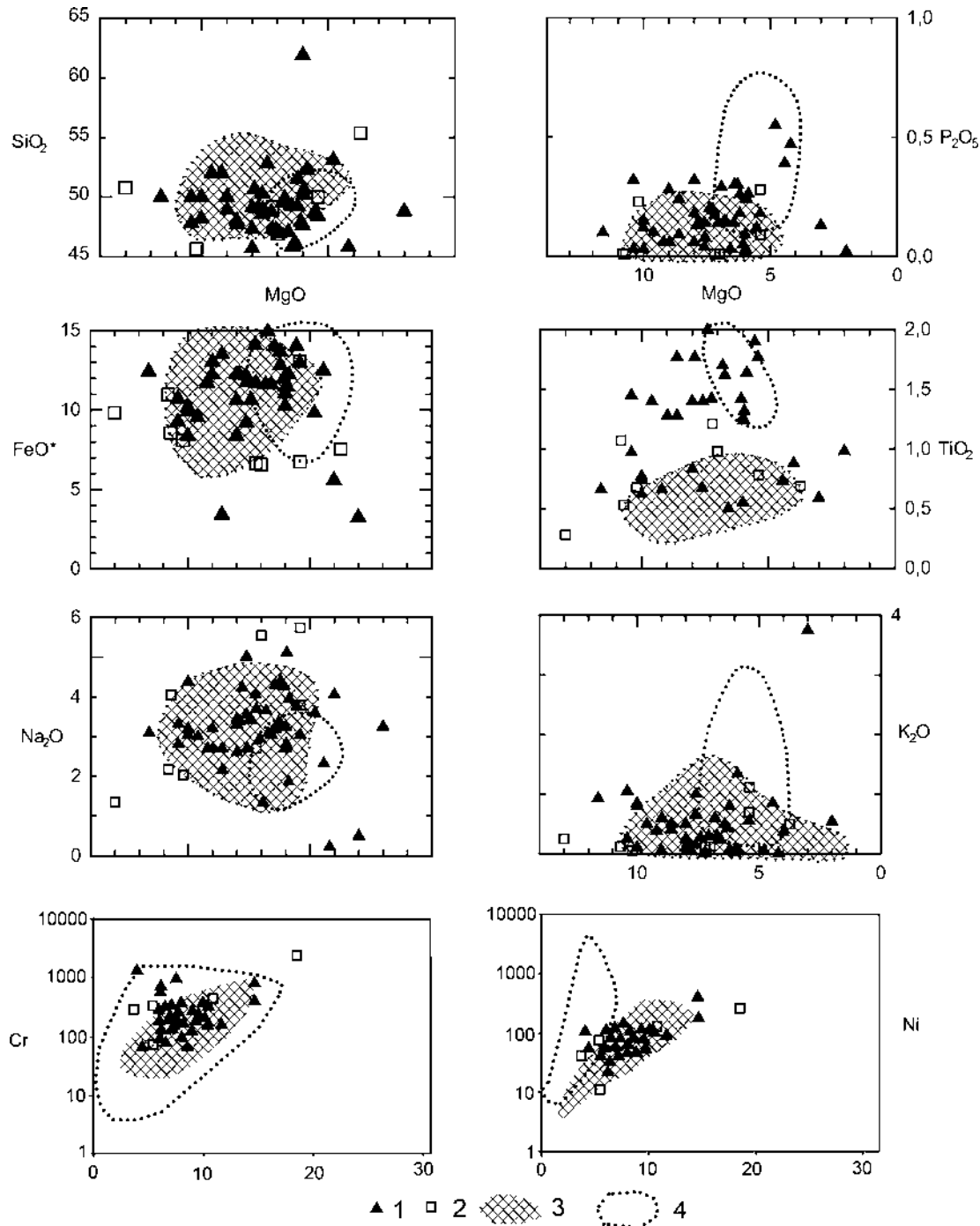


Рис. 4. Петрогеохимические диаграммы для эклогитов и пироксенитов максютковского комплекса, докембрийских пород западного склона Южного Урала и палеозойских вулканитов Магнитогорского мегасинклиория

Условные обозначения: 1 — эклогиты; 2 — пироксениты; 3 — поле вулканитов баймак-бурибаевской и карамалыташской свит (по А.М. Косареву и др. [2005]); 4 — поле докембрийских пород западного склона Южного Урала

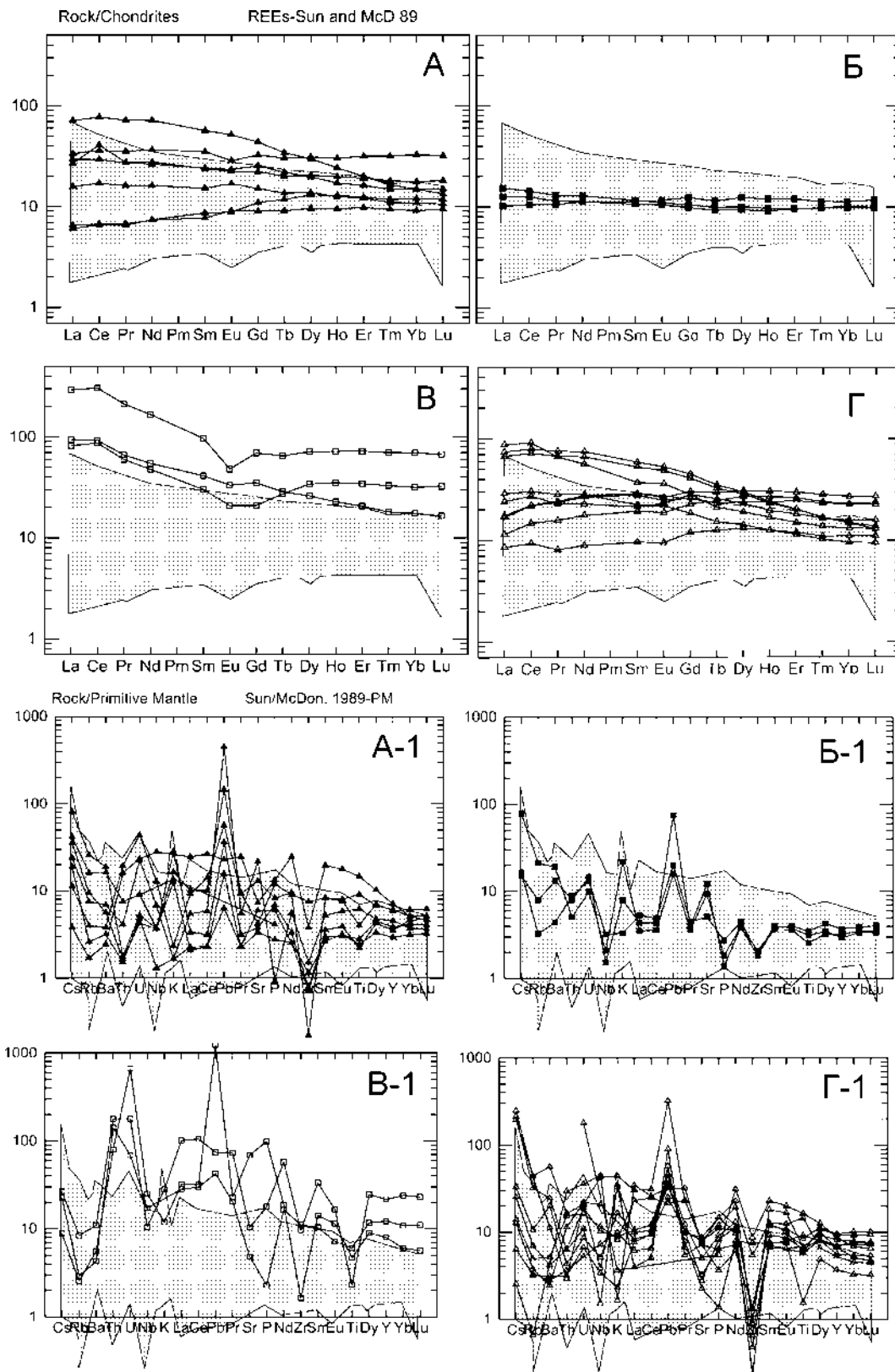


Рис. 5. Нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в эклогитах максютовского комплекса и вулканитах баймак-бурибаевской и карамальташской свит (залитое поле)

А–А-1 — эклогиты; Б–Б-1 — сфеновые эклогиты; В–В-1 — графитовые эклогиты; Г–Г-1 — глаукофанизированные эклогиты

основном (талк-энстатит-амфиболовые породы) горизонтах дифференцированного тела комплементарны между собой. При этом обращает на себя внимание четко проявленный европиевый минимум, характерный для ультраосновных пород, обусловленный процессами внутрикамерной дифференциации, и обогащенность эклогитов (основного горизонта) группой HREE, что может служить показателем определенной «истощенности» расплава, сформировавшего дифференцированное тело.

Анализируя графики нормализованных содержаний РЗЭ и сопоставляя их с полем вулканитов баймак-бурибаевской и карамалыташской свит (см. рис. 6, А, Б), необходимо подчеркнуть их схожесть, которая может быть обусловлена тем, что дифференцированное тело представляет собой субвулканическое образование, являющееся фрагментом океанической коры — «корневой» частью вулканитов палеоокеанического сегмента.

От разновременных дифференцированных интрузий западного склона Южного Урала максютовское расслоенное тело отличается в значительной степени в первую очередь обедненностью LREE и обратной конфигурацией тренда нормализованных содержаний редкоземельных элементов.

Таким образом, приведенный выше петрогеохимический материал свидетельствует, что отдельные разновидности эклогитов максютовского метаморфического комплекса близки по своим характеристикам к вулканитам палеоокеанического сектора Южного Урала и, возможно, эти породы являлись для них протолитами.

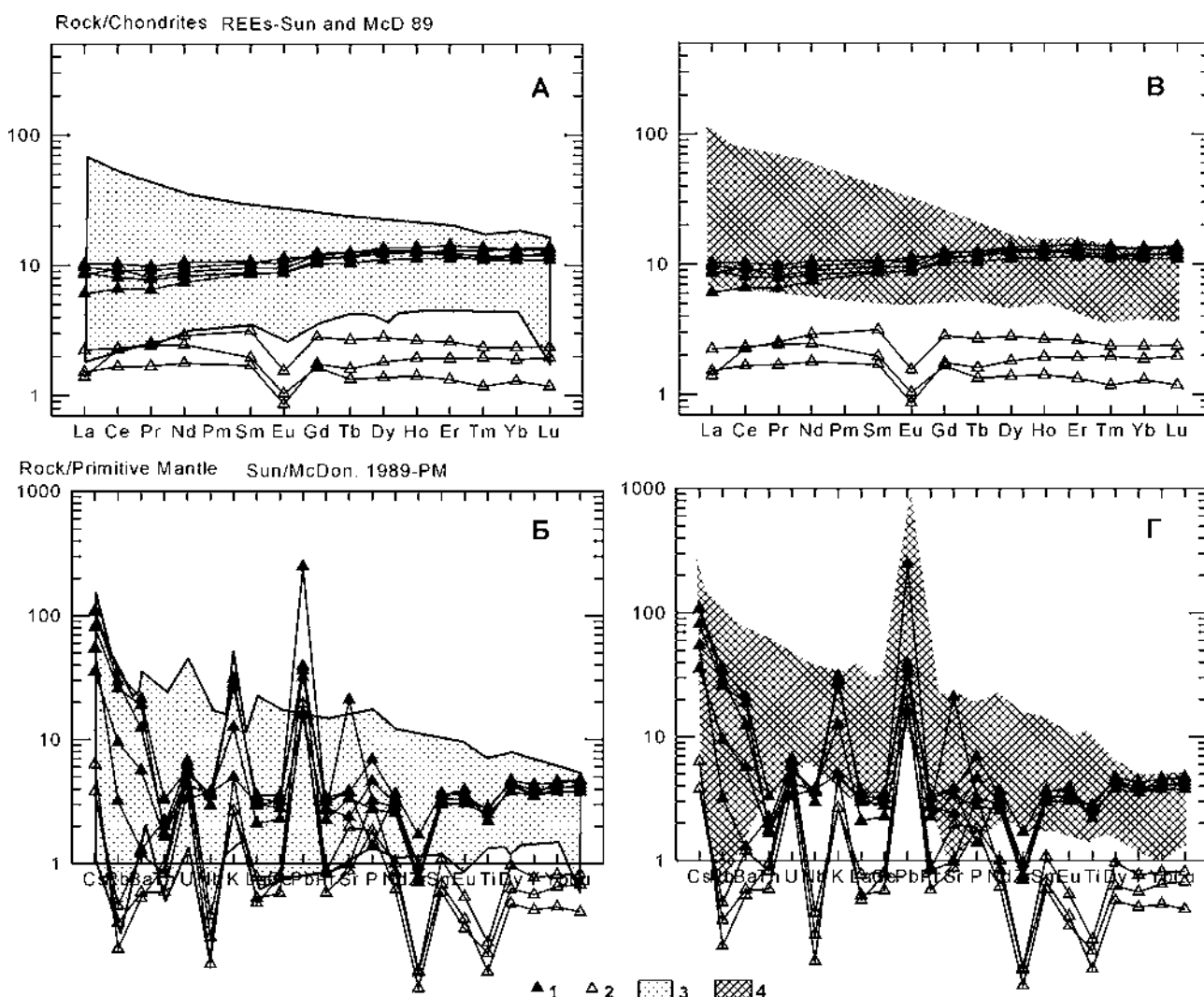


Рис. 6. Нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в расслоенной интрузии максютовского комплекса (левый берег р. Сакмара выше бывшей д. Утарбаево)

Условные обозначения: 1 — эклогиты; 2 — талк-энстатит-амфиболовые породы; 3 — поле вулканитов баймак-бурибаевской и карамалыташской свит; 4 — поле дифференцированных пород западного склона Южного Урала

Термодинамические и геотектонические условия образования эклогитов максютовского метаморфического комплекса

Формирование высокобарического максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса в зоне взаимодействия двух тектонических плит в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений. Предложено несколько моделей его формирования, точнее сказать, несколько вариантов одной модели. В.Н. Пучков [1997, 2000] допускает, что максютовский комплекс имеет аккреционный характер и возник в результате шарьирования палеозойского офиолитового комплекса на сиалический комплекс неясного (возможно докембрийского) возраста, сопровождавшегося глаукофансланцевым метаморфизмом во фронтальной части островной дуги в Магнитогорской зоне. Коллизия этой дуги с небольшим микроконтинентом могла обеспечить как образование шарьяжа, так и выведение на поверхность всего максютовского комплекса с больших глубин за счет плавучести сиалического блока. В модели Р. Хетцеля [Hetzl, 1999] максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс формируется в среднем девоне в результате субдукции

протерозойских отложений (нижняя часть разреза комплекса, сформировавшаяся на архейской (?) континентальной коре пассивной окраины Восточно-Европейской платформы) и палеозойских осадков на океанической коре (верхняя часть разреза комплекса в составе кармалинской свиты) под Магнитогорскую островную дугу.

Рассмотрим более детально девонскую историю развития региона, так как именно в это время, по последним данным [Brown et al., 2006; Пучков, 2010], сформировался максютовский метаморфический комплекс.

В раннем девоне (эмс) закладывается зона субдукции и начинает формироваться Магнитогорская островная дуга (рис. 7.1, А), примерно через 100 млн. лет после начала формирования Уральского океана [Spadea et al., 1998], хотя возраст высокоградиентного метаморфизма миндякских габброидов (415–410 млн. лет) показывает, что субдукция началось несколько раньше эмса, т.е. в локховско-пражском веке [Brown et al., 2006].

В среднем девоне (живет) окраина Восточно-Европейского кратона была «затянута» в зону субдукции. Глубина, на которую континентальная кора

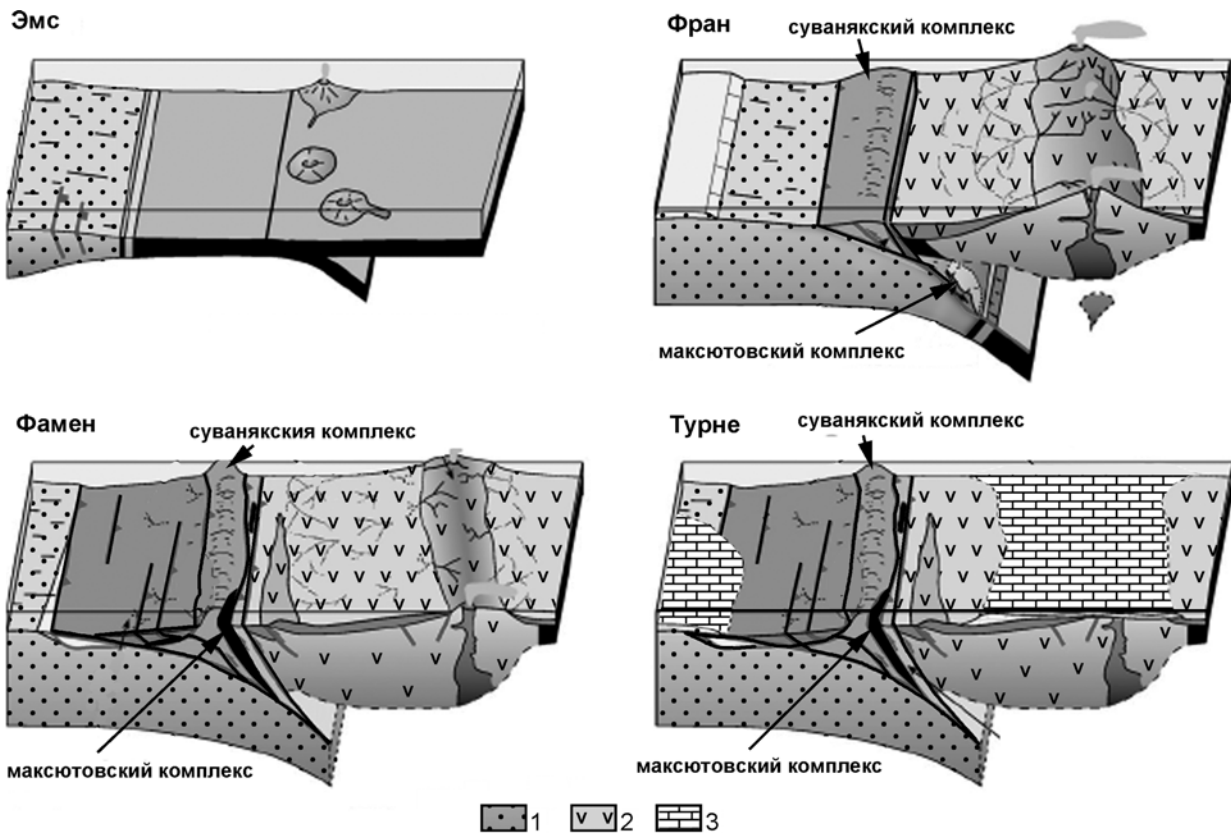


Рис. 7. Модели геотектонического развития Южного Урала в девоне (по [Brown et al., 2006], с упрощениями и изменениями) Условные обозначения: 1 — континентальная кора; 2 — отложения палеоокеанического сектора; 3 — нижнекаменноугольные осадочные отложения

могла быть субдуцирована, в целом определяется ее интегрированной вертикальной прочностью, которая, в свою очередь, зависит от ее мощности и вертикального распределения температуры [van den Beukel, 1992]. Согласно модели Брауна с соавторами [Brown et al., 2006], окраина Восточно-Европейского кратона состояла из трех слоев континентальной коры: архейские кристаллические гнейсы, протерозойские отложения и маломощный поверхностный слой рыхлых палеозойских отложений [Hetzl, 1999]. Последние, в результате низко-среднетемпературного зеленосланцевого метаморфизма, сформировали суванякский комплекс. Горы фундамента (архейские кристаллические гнейсы и протерозойские отложения) были субдуцированы на большую глубину и претерпели высокотемпературный и высокобарический метаморфизм.

Здесь необходимо отметить, что согласно детальным геологическим работам в пределах площади распространения пород максютовского комплекса, проведенным в последнее время, его стратиграфия претерпела значительные изменения по отношению

к Унифицированным стратиграфическим схемам, принятым ранее. В частности, четырехчленное деление комплекса на галеевскую, кайраклинскую, юмагузинскую и карамалинскую свиты заменено на двухчленное деление (рис. 8). Первая единица — нижняя объединяет метаосадки, включая метакварциты, метаграувакки и метапелиты, среди которых встречаются менее деформированные блоки основного и ультраосновного состава. Сюда же отнесена метакварцитовая и метааркозовая юмагузинская свита. В целом эта единица отвечает галеевской, кайраклинской и юмагузинской свитам стандартной стратиграфической схемы. Вторая единица — верхняя, отделенная от первой тектоническими контактами, представлена графитовыми кварцитами, метавулканидами с линзами мраморов, метагаббро и линзами серпентинитового меланжа с метародингитами, соответствует карамалинской свите [Пучков, 2010].

По данным минералого-термобарометрических исследований, нижняя единица, с хорошо сохранившимися эклогит-глаукофансланцевыми минеральными

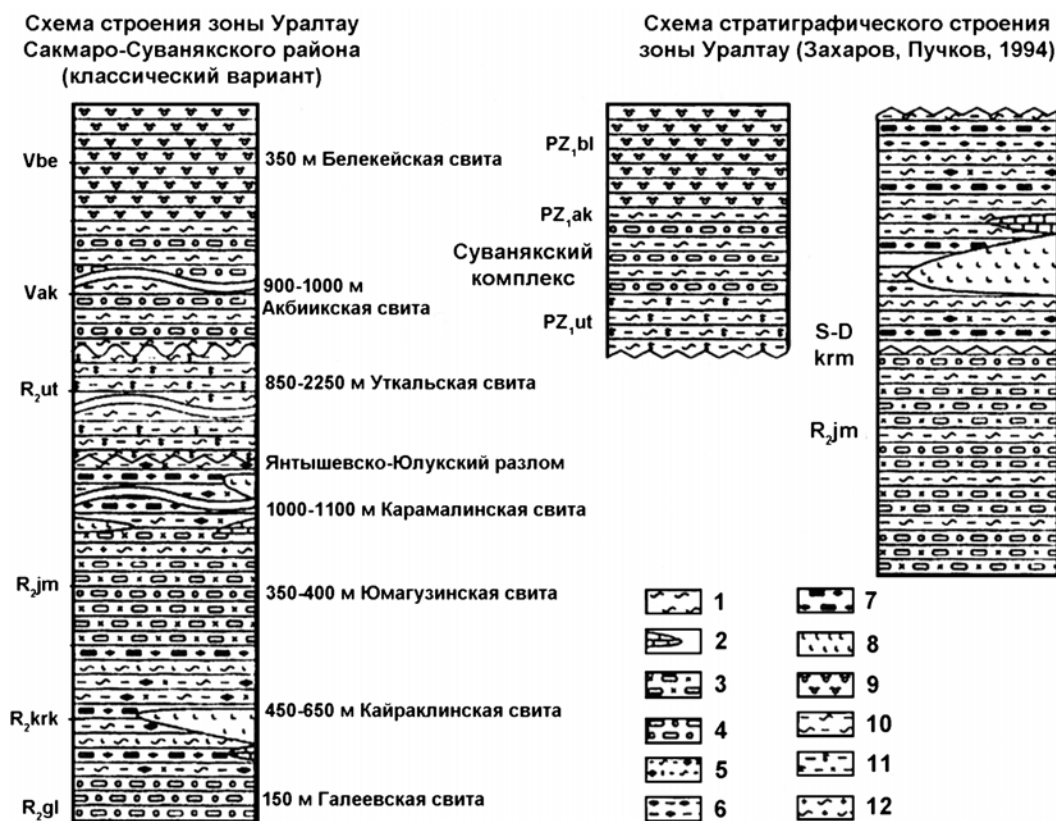


Рис. 8. Стратиграфические колонки зоны Уралтау (по О.А. Захарову, Д.Н. Салихову [2006])

Условные обозначения: 1 — хлорит-эпидот-актинолит-альбитовые зеленые ортосланцы; 2 — линзы мраморов; 3 — гранат-глаукофан-мусковит-кварцевые гнейсы; 4 — мусковитовые кварциты, серицитовые кварциты; 5 — мусковит-хлорит-графит-кварцевые сланцы; 6 — графит-кварцевые сланцы; 7 — графитистые кварциты; 8 — метабазальты, метадолериты; 9 — филлиты; 10 — мусковит-кварцевые сланцы, серицит-кварцевые сланцы; 11 — серицит-хлорит-кварц-альбитовые («рябчиковые») сланцы; 12 — мусковит-кварц-микрклиновые ортогнейсы

ми ассоциациями, испытала пиковый метаморфизм при 17 кбар и температуре $\sim 570^\circ\text{C}$, в то время как верхняя, с псевдоморфозами по лавсониту, была метаморфизована при ~ 8 кбар и $\sim 450^\circ\text{C}$. Предполагается, что метаморфизм был связан с субдукцией на восток, под островную дугу. При этом первая единица находилась на большей глубине, чем вторая. Затем 1-я единица поднялась вверх и пришла в тектонический контакт со второй на уровне лавсонит-глаукофанового метаморфического парагенезиса. Наконец, в ходе дальнейшей эксгумации обе единицы были смяты в антиформу, и структура приобрела современный вид [Пучков, 2010].

Вместе с тем ряд исследователей допускает, что первоначальный пиковый метаморфизм мог осуществляться в пределах поля стабильности алмаза. Ранее в максютовском комплексе были описаны псевдоморфозы кварца по коэситу [Чесноков, Попов, 1965]. И хотя эти данные далеко не всеми воспринимаются с полным доверием, к ним можно добавить сведения о кубоидной морфологии некоторых обособлений графита в эклогитах, возможно являющихся псевдоморфозами графита по алмазу [Leech, Ernst, 2000]. Вышеизложенные данные получили поддержку благодаря сообщению о выявлении микроалмазных агрегатов [Bostick et al., 2003]. С помощью Раман-спектроскопии в мало-слюдистых гнейсах первой единицы было выявлено несколько нанокристаллических агрегатов алмазов, возникших при относительно низких температурах около 650°C и сверхвысоких давлениях, не менее 3,2 ГПа.

Более наглядно процесс формирования метаморфических пород максютовского комплекса представлен на схеме Р. Хетцеля [Hetzl, 1999] (рис. 9).

Наличие голубых сланцев и эклогитов, сформировавшихся на стадии проградного метаморфизма по протерозойским метаосадкам и мафическим породам в нижней части максютовского комплекса, указывает на рост давления с глубиной, которое оценивается в 20 ± 4 кбар для этих пород, что указывает на глубину субдукции 50–70 км. Достигнув таких глубин, нижние слои оказались пространственно совмещенными с вышележащим мантийным клином, где произошло тектоническое внедрение пород океанической коры в формирующийся образований максютовского комплекса. Подробные петрологические исследования максютовских эклогитов [Schulte, Blümel, 1999] показывают, что разогрев пород на раннем этапе эксгумационной истории, возможно, был обусловлен взаимодействием метаморфитов с горячим материалом мантийного клина. При этом отсутствие глубоко субдуцированных архейских гнейсов в максютовском комплексе предполагает, что более устойчивая нижняя часть

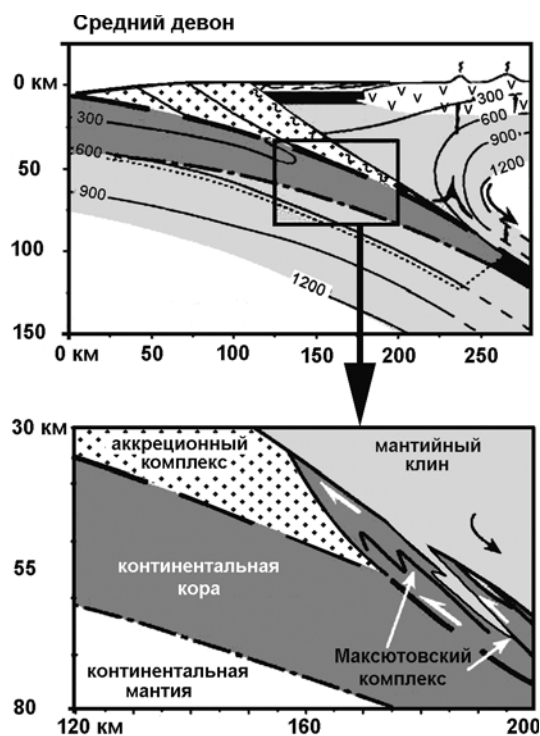


Рис. 9. Петролого-геодинамическая схема формирования пород максютовского метаморфического комплекса (по R. Hetzel [1999], с изменениями)

коры была субдуцирована в мантию и, возможно, сохранилась в корневой зоне под дугой.

Оценка термодинамических параметров метаморфизма пород ММК, изображенная на рис. 10, показывает, что в регрессивной стадии эволюции пород выделяются три временных интервала: 378 ± 6 , 360 ± 8 и 300 ± 25 млн. лет.

Нами были рассчитаны термодинамические параметры для минералов эклогитов по различным геотермобарометрам и геотермометрам (табл.), результаты которых были нанесены на диаграмму (см. рис. 10). Рассчитанные точки укладываются на регрессивной кривой в промежутке между 378 ± 6 и 360 ± 8 млн. лет.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о том, что процесс ретроградного метаморфизма эклогитов максютовского метаморфического комплекса был непрерывным с плавным понижением температуры и давления на всем временном промежутке ~ 18 млн. лет, либо дискретным, но в таком случае временных промежутков было несколько.

Заключение

Подводя итог изложенному выше материалу, необходимо подчеркнуть, что в результате проведенных исследований было установлено:

1. Различные разновидности эклогитов максютовского метаморфического комплекса по нормализованным содержаниям РЗЭ в значительной сте-

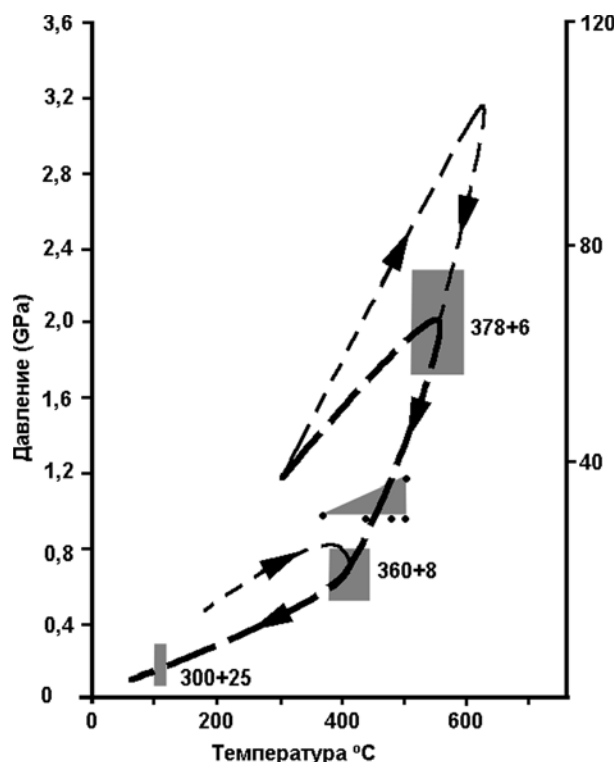


Рис. 10. P–T диаграмма для пород максютовского комплекса (по [Brown et al., 2006], с дополнениями)

пени различаются между собой, за исключением эклогитов и глаукофанизированных эклогитов, которые, вероятнее всего, представляют собой одну группу пород с близким первичным составом протолитов.

2. Петрогеохимический материал свидетельствует, что отдельные разновидности эклогитов ММК близки по своим характеристикам к вулканитам палеоокеанического сектора Южного Урала и, возможно, эти породы (либо их субвулканические аналоги) являлись для них протолитами.

3. Рассчитанные термодинамические параметры по минералам эклогитов максютовского комплекса свидетельствуют о том, что процесс ретроградного метаморфизма был непрерывным с плавным понижением температуры и давления на всем временном промежутке между 378 ± 6 и 360 ± 8 млн. лет, либо дискретным, но в таком случае временных промежутков было несколько.

В то же время необходимо подчеркнуть, что проблемных вопросов в геологии максютовского комплекса остается еще много. В частности, как установлено ранее [Алексеев и др., 2006, 2009], в восточной части Русской платформы протерозойские (рифейско-вендские) отложения испытали зональный региональный метаморфизм в вендское время (белорецкий метаморфический комплекс). Если поздневендский или раннепалеозойский этапы метаморфизма субстрата максютовского комплекса имели место в действительности, возникает интересная проблема возрастного и простран-

Таблица

Термодинамические параметры для пород максютовского комплекса

№ обр.	Порода	Минерал	T (°C)	P (кбар)
Гранат-пироксеновый геотермобарометр [Перчук, 1970]				
12196	эклогит	gr	350	10
		px		
12193a	графитовый эклогит	gr	480	11
		px		
12193b	графитовый эклогит	gr	500	12
		px		
1612	эклогит	gr	450	10–11
		px		
1612	эклогит	gr	490	10–11
		px		
1612	эклогит	gr	500	10–11
		px		
Амфибол-гранатовый геотермометр [Перчук, 1970]				
7501	эпидот-гранат-амфиболовый сланец	gr	430	–
		amf		
Амфибол-гранатовый геотермометр [Московченко, 1982]				
7501	эпидот-гранат-амфиболовый сланец	gr	490	–

венного соотношения кианит-силлиманитового и жадеит-глаукофансланцевого типов метаморфизма в геологической истории Урала.

В целом же, как нам представляется, вопрос о метаморфической и геодинамической эволюции ММК в полной мере может быть решен удовлетворительно только после снятия противоречий между палеонтологическими и радиологическими возрастными данными, а также после решения многочисленных вопросов о природе протолитов не только эклогитов, но и других метаморфитов, входящих в состав максютовского комплекса.

Литература:

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А.** Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2006. — 212 с.
- Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А.** Белорецкий метаморфический комплекс. — Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2009. — 210 с.
- Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Константинова Л.И. и др.** Геологическое строение Орско-Халиловского района. — М.: Госгеолиздат, 1941. — 131 с.
- Волкова Н.И., Френкель А.Э., Буданов В.И. и др.** Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал): геохимические особенности и природа протолита // Геохимия. — 2001. — № 10. — С. 1027–1038.
- Захаров О.А., Салихов Д.Н.** Проблема магматитов зоны Уралтау (современное состояние вопроса) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2006. — С. 105–112.
- Иванов К.С.** Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. — 2001. — Т. 377, № 2. — С. 231–234.
- Клочихин А.В.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист М-40-IV. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Корсаков А.В., Френкель А.Э.** Изучение взаимоотношений глаукофановых сланцев и гранат-омфацитовых пород максютовского комплекса, Южный Урал // Геология и геодинамика Евразии. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 1999. — С. 21–22.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.** Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 22–41.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др.** Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник—95 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1996. — С. 13–16.
- Ленных В.И.** Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тай: Путеводитель Уралтауской экскурсии. — Свердловск: УФАН СССР, 1968. — 66 с.
- Ленных В.И.** Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. — М.: Наука, 1977. — 160 с.
- Московченко Н.И.** Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. — Л.: Наука, 1982. — 160 с.
- Ожиганов Д.Г.** Метаморфические толщи хр. Урал-Тай // Геология СССР. — М.: Недра, 1964. — Т. 13, ч. 1. — С. 78–98.
- Перчук Л.Л.** Равновесия породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970. — 392 с.
- Пучков В.Н.** Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. — 1997. — № 4. — С. 42–61.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
- Самыгин С.Г., Милев В.С., Голюнко Б.Г.** Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной геотектонике. — М.: Наука, 2005. — Т. 1. — С. 9–35. — (Труды ГИН РАН; Вып. 561).
- Чайка В.М., Казак А.П., Мирошников А.Е.** Зона повышенной деформации в структуре Южного Урала // Сов. Геология. 1962. — № 10.
- Чесноков Б.В., Попов В.А.** Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1965. — Т. 162, № 4. — С. 909–910.
- Bostick V.C., Jones R.E., Ernst W.G. et al.** Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // Amer. Mineralogist. — 2003. — V. 88. — P. 1709–1717.
- Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.** Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. — 2006. V. 79. — P. 261–287.
- Hetzl R.** Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau. — 1999. — V. 87. — P. 577–588.
- Leech, M.L., Ernst, W.G.** Proterectonic evolution of the high to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos. — 2000. — V. 52. — P. 235–253.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.** High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // Fourth International Eclogite field symposium. — Novosibirsk, 1999. — P. 64.
- Schulte B.A., Blümel P.** Prograde metamorphic reactions in the high-pressure Maksyutov Complex, Urals // Geologische Rundschau. — 1999. — V. 87. — P. 561–576.
- Spadea P., Kabanova L.Y., Scarrow J.H.** Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, southern Urals) // Ofioliti. — 1998. — V. 23, P. 17–36.
- Van den Beukel J.** Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere // Tectonics. — 1992. V. 11. — P. 316–329.