

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В.М. Геодинамические и космохимические предпосылки образования и глобального распределения нефтегазовых скоплений // Сов. геология. — 1989. — № 10. — С. 16—23.
2. Голубев В.М. Основы общей космодинамики геосферы и биосферы // Отечественная геология. — 1992. — № 9. — С. 79—84.
3. Golubev V.M. On the fundamentals of the Earth's evolutionary theory (geosphere, biosphere) // 29 International Geological Congress. Abstracts. V. 1. — Kyoto, Japan, 1992. — p. 47, 67.
4. Golubev V.M. Mechanisms of global extinctions and biological evolution // International Symposium Carboniferous to Jurassic Pangea. Abstracts. — Calgary, Canada, 1993. — P. 116

УДК 552.30

Ю.А. Мартынов

К ПРОБЛЕМЕ ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД — СИСТЕМАТИКА ПО ГЛИНОЗЕМУ

Рассматривается возможность использования величины минералогической глиноземистости в качестве классификационного признака базальтовых лав и анализируется построенная на этом принципе дискриминационная диаграмма $(Fe + Mg) - Ca - (Al - Na - K)$. По используемым критериям выделяются две крупные группы базальтовых пород — мантийная и субдукционная, происхождение которых связано с плавлением различных по составу магматических субстратов.

К настоящему времени опубликовано множество схем химических классификаций магматических пород (в том числе и на основе сложных математических выкладок), но ни одна из них не получила всеобщего одобрения. Последнее объясняется, главным образом, тем, что в основу этих классификаций чаще всего положены формальные признаки, слабо отражающие генетические особенности классифицируемых объектов и, как следствие, их геохимические и изотопные характеристики. Вызывает, например, удивление широкое использование щелочей в качестве петрохимических дискриминантов. Согласно экспериментальным данным [21], эти элементы высокоомобильны в присутствии магматического флюида, и их содержание в породах по крайней мере не всегда отражает состав первичного расплава. В этой связи не удивительно, что на Камчатке по соотношению натрия и калия выделяются семь магматических серий (низкокальциевая, высококальциевая, шопонит-латитовая и др.), в то время как по геохимическим признакам — только две (островодужная и внутриплитная) [1]. Вариация железистости, другого важного петрохимического показателя, несомненно, связана с флюидным режимом формирования магматических серий, но как и содержание щелочей, в меньшей степени зависит от состава первичного расплава. Например, тальситовые базальты островных дуг и срединно-океанических хребтов близки между собой по содержанию щелочей и железистости, но на порядок отличаются концентрациями когерентных микроэлементов (Ni, Co, V), что противоречит возможности их образования в результате дифференциации одной исходной магмы.

При выделении генетических типов магматических пород более информативны микроэлементы (особенно редкоземельные) и изотопные соотношения. К сожалению, из-за высокой стоимости анализа, банк данных по содержанию этих элементов в магматитах по крайней мере на порядок меньше такового для петрогенных окислов. Поэтому при разработке универсальной генетической классификации все-таки лучше брать за основу петрохимические критерии, но они, в отличие от существующих, должны адекватно отражать главные геохимические особенности магматических образований. Ниже этот вопрос рассмотрен на примере базальтов.

Согласно существующим представлениям, близикристаллизующие силикатные жидкости представляют собой полиэлектролиты с квазикристаллическим

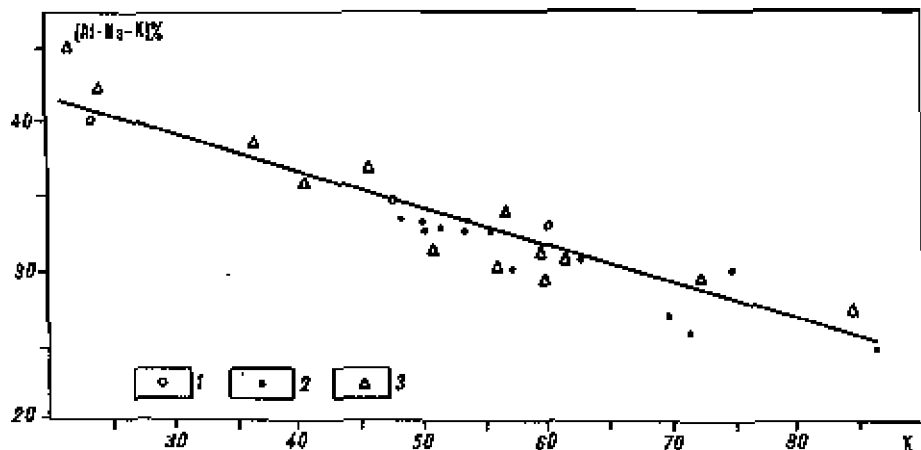


Рис. 1. Корреляция величины коэффициента деполимеризации расплава (K) и минералогической глиноземистости ($Al-Na-K$).

1, 2 — ансоволдизимистые (1) и толловимые (2) базальты Восточного Склопа-Альпы, по данным автора; 3 — высокоглиноземистые базальты Алеутской островной дуги [8,11] и Каскадных гор США [24]

строением и сложной гетерогенной структурой. Основу их составляют кремне(алюмо)кислородные полианионы, полимеризованные в зависимости от количества сеткообразующих катионов (Si^{4+} , Al^{3+} , P^{5+} , Fe^{3+}), а также от количества и природы катионов модификаторов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}). Соотношения этих двух групп элементов определяют структуру расплава и, следовательно, способность концентрировать те или иные элементы-примеси.

Наиболее чувствительным структурно-химическим параметром расплава считается степень деполимеризации [8]:

$$K = O^- / O^0 = \frac{2(O - 2H)}{H}, \quad (1)$$

где O^0 и O^- — мостиковый и не мостиковый ионы кислорода, H — суммарное количество грамм-ионов сеткообразователей, O — суммарное число грамм-ионов кислорода в расплаве. К сожалению, для классификационных целей использовать эту величину неудобно из-за сложности расчета и недостаточной графической наглядности. Для пород с близким содержанием SiO_2 , например базальтов, лучше взять за основу предложенный С.А. Корсибаумом [4] коэффициент минералогической глиноземистости:

$$al^n = Al/R^+ + 0,5R^{2+}, \quad (2)$$

где $R^+ = Na + K$, а $R^{2+} = Ca + Mg + Fe$. Его значение как структурного параметра расплава подтверждают отчетливая корреляция с коэффициентом K уравнения (1) (рис. 1) и зависимость от этой величины ассоциаций породообразующих минералов эффузивных пород, например, появление биотита [4] и ортопироксена [5]. Графическим выражением минералогической глиноземистости может служить диаграмма $(Fe + Mg)-Ca-(Al-Na-K)$ (рис. 2). Прежде, чем переходить к ее анализу, необходимо отметить, что фракционирование большинства породообразующих минералов основных эффузивов (за исключением клинопироксена и глиноземистой иппинели), а также вариации общего давления в зонах генерации магм не должны оказывать существенное влияние на величину $Ca/(Al-Na-K)$ отношения (рис. 3, врезка). Следовательно, в генетически родственных магматических сериях оно должно оставаться постоянным, отражая в первом приближении состав магмогенерирующего субстрата.

Базальты различных геохимических типов (океанические, внутриплитные, островодужные, активных континентальных окраин) формируют на диаграмме самостоятельные поля, причем, что очень важно, вне зави-

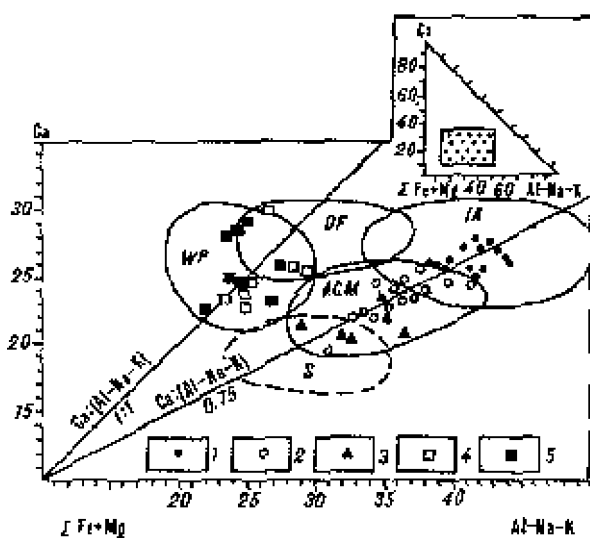


Рис. 2. Диаграмма (Fe + Mg)—Ca—(Al—Na—K) для базальтовых пород различных формационных типов.

1—3 — высокоглиноземистые базальты Алеутской островной дуги (1) [11], Охотско-Чукотского (2) [9] и Восточно-Северо-Аляскинского (3) вулканического пояса; 4, 5 — толеитовые (4) и щелочные (5) базальты вулкана Халеакала, Гавайи [12]. Полежит на диаграмме оксигенированные внутриплитные (WP), океанические (OF) и островные (IA) эффузивы, а также базальты активных континентальных окраин (АСМ), 5 — поле базальтов субдукционного типа Восточного Северо-Аляски. При построении диаграммы использовались данные по Камчатке автора и [1, 2, 10], Алеутской островной дуге [11, 19], Японии [20, 22], Ново-Гейбридским островам [14, 18], Восточному Северо-Аляскинскому архипелагу [9], Каскадным горам США [24], Охотско-Чукотскому вулканическому поясу [9], Карибскими островами [13, 17]; рифтовыми структурами Африки и Тихого океана [3], Галапагосским островом [12, 15] и др.

ти. Последнее хорошо видно на примере щелочных, субщелочных и толеитовых магм вулкана Халеакала, Гавайи (см. рис. 2), фигуративные точки которых располагаются в пределах единого поля внутриплитных эффузивов.

В расположении полей базальтов различных структурных обстановок наблюдается ряд закономерностей. Фигуративные точки океанических и внутриплитных эффузивов группируются вдоль линии постоянного Ca/(Al—Na—K) отношения, близкого к хондритовому (1 : 1). Такое соотношение типично для большинства ультраосновных магм Земли, включая мантийные ксенолиты (см. рис. 3). Следовательно, происхождение двух геохимических классов базальтовых магм можно связывать с плавлением единого мантийного вещества, а смещение внутриплитных эффузивов в сторону высокого содержания железомagneзиального компонента, видимо, отражает более высокое общее давление в зонах магмогенерации. Последнее вполне согласуется с существующими представлениями и подтверждается многочисленными экспериментальными данными.

Поля высокоглиноземистых базальтов островных дуг и активных континентальных окраин, происхождение которых в той или иной степени связано с активностью зон субдукции, также располагаются на диаграмме вблизи линии постоянного Ca/(Al—Na—K) отношения, но его величина (0,75) заметно ниже, чем в рассмотренных выше типично мантийных образованиях. Сходными значениями этой величины характеризуются некоторые типы глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами, но вряд ли эти породы можно рассматривать в качестве магмогенерирующего субстрата для лав, глубина образования которых, согласно геофизическим данным, не превышает 100—150 км. Относительно высокая глиноземистость субдукционных базальтов, видимо, является следствием значительной переработки их родоначального магмогенерирующего субстрата перед началом его плавления. Заметное уменьшение величины Ca/(Al—Na—K) отношения, например, должно происходить при метасоматозе (см. рис. 3, врезка), поскольку подвижность кальция, калия и натрия — элементов-модификаторов, в этом случае значительно выше, чем глинозема — элемента сеткообразователя.

Важная роль метасоматоза в происхождении субдукционных базальтов подчеркивалась многими авторами [21], и наши данные, таким образом, лишь подтверждают существующее представление. Относительно высокое содержание железомagneзиального компонента в базальтах активных континентальных окраин может свидетельствовать о более высоком давлении в

* Последнее особенно хорошо видно на примере базальтов одной структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса, Алеут (см. рис. 2).

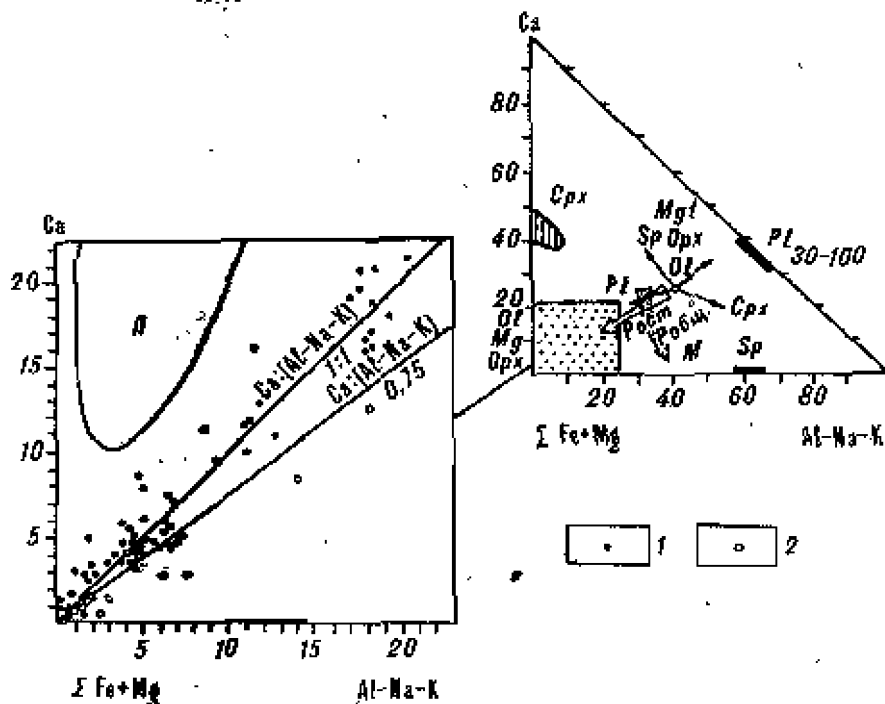


Рис. 3. Диаграмма $(Fe + Mg) - Ca - (Al - Na - K)$ для различных типов ультраосновных пород Земли (1) и глубинных асфенитов, связанных с кимберлитами (2). П — поле пироксенов. На врезке показаны направления изменения составов базальтовых жидкостей при фракционировании главных породообразующих минералов (Ol — оливин, Mt — магнетит, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Срх — клинопироксен, Sp — глиноземистая шпинель), увеличения общего давления в зонах генерации (P) и влияния метасоматических процессов (M) по экспериментальным данным [14, 16, 20, 23, 25].

зонах их магмогенерации, что не противоречит ряду других косвенных данных, например, характеру распределения микроэлементов [6].

Способность предлагаемой классификационной схемы адекватно отражать геохимические характеристики основных эффузивов хорошо иллюстрируют данные по плейстоцен-плейстоценовым базальтам Восточного Сихотэ-Алия (совгаванский комплекс). По геологическим характеристикам и особенностям составов эти породы очень близки к базальтам континентальных рифтов [17], но отличаются от последних заметно более низкой величиной $Ca/(Al - Na - K)$ отношения. На диаграмме $(Fe + Mg) - Ca - (Al - Na - K)$ они формируют самостоятельное поле, положение которого позволяет предполагать: а) более глубинные условия их генерации по сравнению с высокоглиноземистыми базальтами Восточного Сихотэ-Алия; б) существенную роль субдукционного компонента в их происхождении. Последнее подтверждается геохимическими данными. В базальтах совгаванского комплекса, например, отчетливо проявлены положительная K, Rb, Sr, Ba, а в некоторых случаях и слабовыраженная Nb—Ta аномалия (рис. 4), что считается типичным для субдукционных эффузивов [21]. Сходный геохимический тип пород описан среди четвертичных платобазальтов юго-запада Японии [20], хотя островодужные признаки в них проявлены гораздо слабее.

Предложенная дискриминантная диаграмма, хотя и далека от совершенства, имеет и ряд положительных моментов. Прежде всего, она базируется на ясных теоретических посылах и не требует сложных пересчетов. Кроме того, достаточно надежна в выделении существующих геохимических типов основных магматических пород.

К недостаткам классификационной диаграммы следует отнести иногда значительное перекрытие полей базальтов различных геохимических типов.

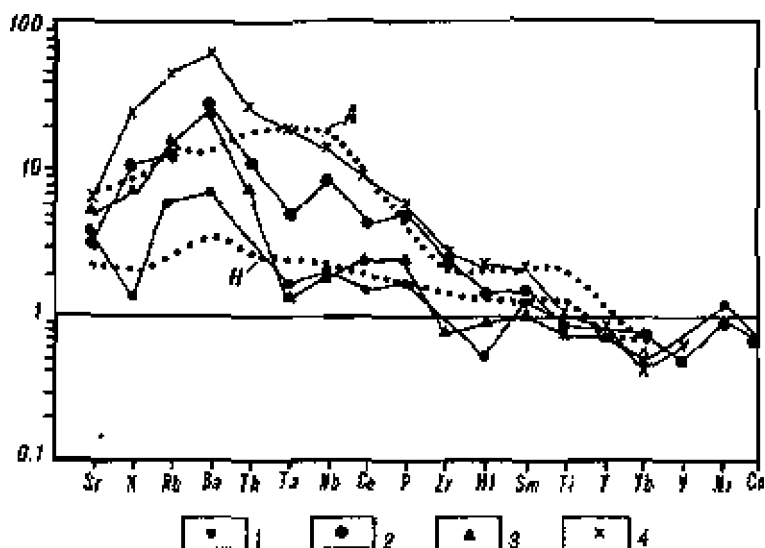


Рис. 4. Распределение микроэлементов в базальтоидах совхозанского комплекса Сихотэ-Алиня, нормализованное к среднему океаническому базальту по данным автора [7]. 1 - анколативные толеиты; 2, 3 - субщелочные базальты; 4 - щелочные базальты. Н - толеитовые базальты Гавайских островов, А - щелочные базальты Антарктиды по [21].

Но следует заметить, что это относится только к породам близкого генезиса. Субдукционные и мантийные классы пород различаются между собой достаточно отчетливо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальмеев О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неоген-четвертичных вулканических пород серии Камчатки // Геохимическая типизация магматических метаморфических пород Камчатки. — Новосибирск, 1990. — С. 73—114. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 390).
2. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. — М.: Наука, 1972.
3. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1987.
4. Каренбаум С.А. Типоморфизм следов магматических пород. — М.: Наука, 1987.
5. Мартынов Ю.А. Концентрационные факторы, определяющие появление низкокальциевых пироксенов в толеитовых базальтах // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 5. — С. 104—109.
6. Мартынов Ю.А. Окраинно-континентальные известково-щелочные базальты — особый геохимический тип (на примере Восточного Сихотэ-Алиня). — Владивосток, 1990.
7. Мартынов Ю.А., Левашов Г.Б. Геохимические критерии рифтовой природы плиоцен-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 303, № 2. — С. 472—476.
8. Пересиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. — М.: Наука, 1984.
9. Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгузмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. — Владивосток, 1990.
10. Седягин О.В. Петрогенез базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. — М.: Наука, 1987.
11. Brophy J.B. The Gold Bay volcanic center, Aleutian volcanic arc. I. Implications for the origin of high-alumina arc basalt // Contrib. Mineral. Petrol. — 1986. — V. 93, N 2. — P. 368—380.
12. Chen C.Y., Frey F.P., Garcia M.O. Evolution of alkalic lavas at Haleakala volcano, east Maui, Hawaii. Major trace element and isotopic constraints // Contrib. Mineral. Petrol. — 1990. — V. 105. — P. 197—218.
13. Deruelle B. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes // J. Volcan. Geotherm. Res. — 1982. — V. 14. — P. 77—124.
14. Dupuy C., Dostal J., Marcelot G. et al. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1982. — V. 60. — P. 207—228.
15. Frey P.A., Wise W.S., Garcia M.O. et al. Evolution and Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenic and geochemical constraints on post shield volcanism // J. Geophys. Res. — 1990. — V. 95, N B2. — P. 1271—1300.
16. Jagues A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts // Contrib. Mineral. Petrol. — 1980. — V. 73. — P. 287—310.
17. Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M. Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile, high Andes. geochemical evidence bearing on their petrogenesis // Ibid. — 1977. — V. 63. — P. 199—228.

18. *Marcelot G., Maury R.C., Lafcure C.* Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides): evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts // *Lithos.* — 1983. — N 2. — P. 135—150.
19. *Myers S.J., Marsh B.D.* Geology and petrogenesis of the Edgecumbe volcanic field, SE Alaska: The interaction of basalt and silicic crust // *Contrib. Miner. Petrol.* — 1981. — V. 77. — P. 272—287.
20. *Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T.* Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China // *J. Geophys. Res.* — 1989. — V. 94, N B4. — P. 4634—4654.
21. *Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Hawkesworth C.J., Nory N.J. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths.* — Shiva publishing, Nantwich, 1983. — P. 230—248.
22. *Sakuma M., Nesbitt R.W.* Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the north-east Japan Sea // *J. Volcan. Geotherm. Res.* — 1984. — V. 29. — P. 413—450.
23. *Seyfried W.E., Motil M.J., Bischoff J.L.* Sea water/basalt ratio: effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the oceanic floor // *Nature.* — 1978. — V. 275, N 5677. — P. 211—213.
24. *Smith A.L., Carmichael I.S.E.* Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western USA // *Contrib. Miner. Petrol.* — 1968. — V. 19. — P. 213—238.
25. *Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Amer. Miner.* — 1983. — V. 68. — P. 859—879.

ДВГИ ДНО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
11 октября 1993 г.

УДК 553.061.14

П.В. Иванов

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Изложены результаты проведения экспериментального моделирования химического выветривания (растворения) брусита и касситерита в лабораторных условиях под влиянием воды, низкомолекулярных органических кислот (щавелевая и лимонная) и серной кислоты с заданными концентрациями, приближенными к природным условиям. Оказалось, что все четыре реагента успешно растворяют брусит и касситерит, исходное вещество которых было в виде минеральных фракций размером меньше 0,25 мк. По степени усиления растворяющего действия реагенты располагаются в следующем ряду: серная кислота—вода—щавелевая кислота—лимонная кислота для брусита, вода—щавелевая кислота—лимонная кислота—серная кислота для касситерита.

Проведение экспериментального моделирования растворения минералов водой и различными природными реагентами имеет большое значение для установления особенностей миграции и накопления тех или иных химических элементов (металлов) в тонкодисперсных продуктах гипергенеза. Моделирование в лабораторных условиях статического химического выветривания (растворения) минералов дает возможность оценить агрессивность того или иного природного (как органического, так и неорганического) реагента к минералам и как следствие — определить скорость образования вторичных продуктов в виде конечных минеральных соединений путем трансформации первичного минерального вещества. Сопоставление составов полученных в лабораторных условиях конечных продуктов выветривания с природными аналогами в какой-то степени дает возможность ответить на вопрос о механизме химического выветривания и установить общие закономерности преобразования первичного минерального вещества (пород и минералов) в зоне гипергенеза.

Совместное проведение этих исследований, т.е. параллельное изучение продуктов гипергенеза как натуральных, так и искусственно полученных в лабораторных условиях в результате модельных опытов представляет большой интерес применительно к территории Дальнего Востока, исходя, с одной стороны, из специфических природных условий этого региона, обусловлен-