

УДК 550.93:552.321.1(571.62)

ПЕРВЫЕ Sm–Nd-ДАННЫЕ О ПОЗДНЕОРДОВИКСКОМ ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕМАЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (ОХОТСКИЙ МАССИВ)

© 2003 г. В. К. Кузьмин, Б. В. Беляцкий, М. В. Наумов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 05.12.2002 г.

Поступило 17.12.2002 г.

В восточной части Юдомо-Майского нагорья от верховьев р. Май вдоль ее левобережья до р. Иникан прослеживается Верхнемайское поднятие (ВМП), приуроченное к сложному узлу сопряжения разнотипных и разновозрастных геоструктурных элементов и отделяющее Юдомо-Майский прогиб и Южно-Верхоянский синклиниорий на западе от Охотского массива и Ульяновского вулканогена на востоке. ВМП представляет собой протяженный тектонический блок клиновидной формы (20 × 130 км) северо-восточного простирания, сложенный гранитоидами майского комплекса и метаморфическими породами верхнемайской серии, резко отличными по вещественному составу, степени метаморфизма, дислоцированности и возрасту от вмещающих образований (рис. 1). В связи с недостаточной геофизической и геологической изученностью основные вопросы геологии и тектоническая позиция ВМП остаются остро дискуссионными и по ним предлагаются альтернативные решения как с позиций геосинклинальной [1–5], так и плиттктонической концепций [6–8].

Приведенные в статье данные о возрасте гранитоидов позволяют заключить о завершении тектоно-магматического цикла в развитии региона в раннем палеозое (поздний ордовик).

Внешние ограничения ВМП преимущественно разрывные и отчетливо фиксируются протяженными зонами интенсивно милонитизированных и диафторированных пород. С запада ВМП ограничивается круто падающим на восток Билякчанским глубинным разломом, который отделяет гранитоиды и метаморфические породы ВМП от рифей-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений Юдомо-Майского прогиба и верх-

непалеозойских терригенно-осадочных толщ верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклиниория. Восточная периферия ВМП также имеет тектоническую природу, но здесь кристаллические образования ступенчато погружаются под полого падающие на восток маломощные (0.2–1.5 км) верхнепалеозойские и мезозойские вулканогенно-континентальные и прибрежно-морские отложения Ульяновского прогиба. С севера ВМП ограничено разломом северо-западного простирания, вдоль которого кристаллический комплекс контактирует с триас-юрскими осадочными отложениями чехла Охотского массива. На юге ВМП постепенно выклинивается, и здесь отложения Юдомо-Майской складчато-глыбовой системы не только соприкасаются с вулканитами Ульяновского прогиба, но и перекрываются ими.

При геолого-съёмочных работах и тематических исследованиях в пределах ВМП установлено несколько массивов гранитоидов, разобщенных между собой раннедокембрийскими метаморфическими образованиями (с севера на юг): Маастахский, Майский, Марский и Амагаранский. Для всех массивов гранитоидов характерны отчетливо выраженная удлиненная форма, совпадающая с простиранием ВМП, тектонические и реже интрузивные контакты с вмещающими метаморфическими толщами, сложное внутреннее строение. По данным Г.А. Гринберга, В.В. Громова, А.Л. Ставцева, И.М. Фердмана [2, 9–11], массивы сложены породами щелочноземельного ряда, среди которых преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты, отмечаются кварцевые диориты, монцониты, аляскиты.

Полученные нами новые данные свидетельствуют о широком развитии в составе майского комплекса пород субщелочного ряда, которые образуют единую субщелочную калиево-натровую серию от монцогаббро до субщелочных лейкогранитов. Преобладают граносиениты, кварцевые монцониты, субщелочные граниты и гранодиориты, встречаются монцогаббро, монцониты, сиениты, кварцевые диориты, граниты и аляски-

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург
Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

Таблица 1. Результаты Sm–Nd-изотопного анализа мономинеральных фракций биотит-роговообманковых гранодиоритов Майского массива (проба 525)

Образец	Возраст, млн. лет	[Sm]	[Nd]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2δ	ε	T(DM)	T(DM ₂)
Амфибол	470	16.99	62.32	0.16533	0.511335	18	–23.56	5647	3162
Биотит	470	2.608	12.63	0.12525	0.511198	27	–23.83	3343	3183
Сфен	470	25.74	85.67	0.18220	0.511355	15	–24.19	8505	3213
Плагиоклаз	470	0.754	4.692	0.09748	0.511107	23	–23.93	2668	3192

Примечание. При расчетах ε_{Nd} на время образования пород (470 млн. лет назад) использованы параметры CHUR (хондритового резервуара): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638.

ты. Для них характерны массивная и такситовая, обусловленная неравномерным распределением лейкократовых и темноцветных минералов, текстуры, средне-крупнозернистая равномернозернистая и порфиробластовая структуры. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Порфиробластовые выделения представлены крупными (до 3–5 см), часто субидиоморфными, кристаллами калиевого полевого шпата, количество которого нередко достигает 20–30%. В качестве темноцветных минералов присутствуют обыкновенная роговая обманка и биотит, в незначительных количествах локально присутствует клинопироксен. Наиболее характерными акцессорными минералами в гранитоидах майского комплекса являются магнетит, количество которого достигает 1–3%, апатит, сфен, циркон, эпидот, ортит, пирит. Схема развития интрузивного магматизма в целом сходна для всех массивов ВМП и соответствует гомодромной последовательности внедрения с обособлением трех последовательных фаз: 1) ранняя фаза – мелкие тела и включения монцогаббро, диоритов, 2) главная фаза – граносиениты, гранодиориты, кварцевые монцониты, субщелочные граниты, 3) заключительная фаза – аляскиты и пегматиты.

В петрохимическом отношении майский комплекс представляет собой непрерывный по кремнекислотности ряд пород с содержанием SiO₂ от 49 до 76%. Сумма щелочей в них колеблется от 5% в основных породах до 10% в наиболее кислых, отношение Na₂O/K₂O постепенно уменьшается от 2.8 до 0.8, коэффициент глиноземистости ($al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$) возрастает от 1.8 до 6.6. Монцогаббро, кварцевые диориты и монцониты соответствуют высокоглиноземистым разновидностям, все остальные породы являются весьма высокоглиноземистыми за исключением некоторых крайне высокоглиноземистых аляскитов, в которых значение al' достигает 12. Коэффициент алгаитности ($K_a = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$) в ряду от габброидов до гранитов возрастает от 0.34 до 0.68, а железистость от 64.8 до 87.6%. Характерно, что количество натрия не обнаружива-

ет значимой корреляции с кремнекислотностью, составляя 3–6% во всем ряду пород от монцогаббро до гранита. В то же время содержание K₂O закономерно возрастает от 1% в монцогаббро до 6% в аляскитах. Концентрации других петрогенных оксидов в этом ряду пород постепенно уменьшаются. Нормированные по среднемировым типам составы породных групп майского комплекса показывают, что они являются высококалиевыми и высоконатриевыми, с повышенными количествами титана, кальция и магния; содержания остальных компонентов близки к норме.

Вопрос о возрасте гранитоидов ВМП долгое время оставался дискуссионным, поскольку интерпретация геологических материалов допускала их принадлежность не только к раннему докембрию, но и к палеозою, и даже к мезозою. Все исследователи отмечали, что пространственно и структурно гранитоиды тесно связаны с раннедокембрийскими метаморфическими толщами и не наблюдаются вне полей их развития, а со всеми более молодыми, чем раннепротерозойские, образованиями они контактируют только по разломам. Поэтому на геологических и тектонических картах и схемах различного масштаба гранитоиды майского комплекса относились к позднему архею [10], раннему протерозою [2], раннему палеозою [11], позднему палеозою [9], мезозою [12]. Однако на северо-западе ВМП, в бассейне р. Верхняя Туда, было установлено И.М. Фердманом [2] и подтверждено нами стратиграфическое налегание на гранитоиды алевролитов и песчаников экачанской свиты с раннепермской фауной брахиопод и мшанок, причем в основании разреза залегает пласт базальных полимиктовых конгломератов мощностью от 10 до 120 м (руч. Эркин). Конгломераты сложены плохо отсортированной угловатой и слабо окатанной галькой размером от 1 до 6 см с поровым цементом, представленным крупнозернистым граувакковым и аркозовым песчаником. Состав галек разнообразен, но преобладают гранитоиды майского комплекса – 29%, раннедокембрийские гранито-гнейсы верхнемайской серии – 18% и верхнедевонские эффузивы матийской свиты – 47%. Примечательно,

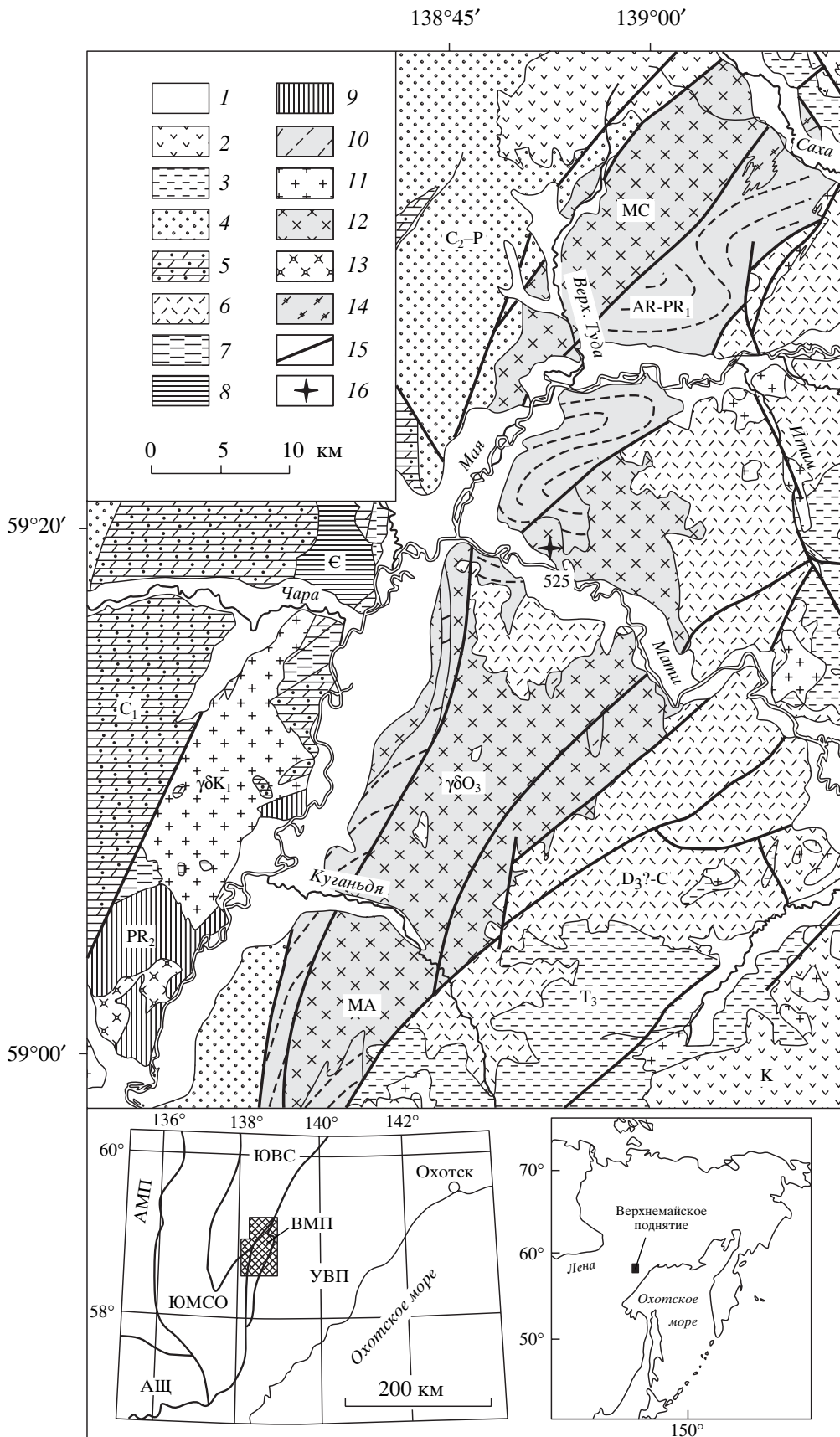


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Верхнемайского поднятия. АЩ – Алданский щит, АМП – Алдано-Майский прогиб, ЮМСО – Юдомо-Майская складчато-глыбовая область, ЮВС – Южно-Верхоянский синклиорий, ВМП – Верхнемайское поднятие, МС и МА – Маастахский и Майский массивы гранитоидов, УВП – Ульяновский вулканогенный прогиб. 1 – пески, суглинки, галечники (Q); 2 – конгломераты, дациты, андезиты, андезибазальты, туфы среднего и кислого составов (K); 3 – песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (Т₃); 4 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты (С₂-Р); 5 – известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники (С₁); 6 – игнибриды, липариты, дациты, андезиты, туфы, туфоконгломераты (D₃?-С); 7 – песчаники, алевролиты, известняки (O); 8 – известняки, доломиты, аргиллиты (Є₁); 9 – андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, конгломераты (PR₂); 10 – биотитроговообманковые гнейсы, кристаллосланцы, мигматиты (AR-PR₁); 11 – гранодиориты, граниты, граносиениты, гранит-порфиры (K); 12 – граносиениты, монзониты, субщелочные граниты, гранодиориты (O₃); 13 – граносиениты, граниты (PR₂); 14 – биотитовые гнейсограниты (PR₁); 15 – тектонические нарушения; 16 – место отбора пробы 525.

что в конгломератах и гравелитах верхнего протерозоя, нижнего и среднего палеозоя не отмечается галька гранитоидов майского комплекса и эффузивов матийской свиты. В то же время в терригенных породах пермского возраста и мезозоя галька и обломки этих пород преобладают. Следовательно, к раннепермскому времени гранитоиды майского комплекса были уже сформированы и выведены на поверхность, где совместно с эффузивами матийской свиты подвергались денудации.

Изотопные K–Ar-определения гранодиоритов Маастахского и Майского массивов, а также гранодиоритов из гальки раннепермских конгломератов экачанской свиты дали разброс цифр от 283 до 334 млн. лет и подтвердили правильность отнесения их позднему палеозою [9], но не убедили сторонников раннекембрийского возраста, которые K–Ar-датировки считают омоложенными [2, 10, 13].

Для определения радиологического возраста гранитоидов майского комплекса была исследована Sm–Nd-изотопная система минеральных фракций образца гранодиорита (обр. 525), отобранного из скального выхода в 1450 м к западу-западу от высотной отметки 909.5 м и в 1100 м к восток-северо-востоку от устья руч. Таяхтах (рис. 1). Гранодиорит представлен типичной для майского комплекса массивной среднезернистой зеленовато-серой породой с крупными (до 15 мм) вкрапленниками калиевого полевого шпата в количестве до 5–10%. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая и гранитная. Плагноклаз (45–60%) представлен короткопризматическими зернами от 1–3 до 5 мм с полисинтетическими двойниками и отчетливой оптической зональностью: от An_{41–45} в центре до An_{34–40} по периферии. Калиевый полевой шпат (5–10%) образует ксеноморфные зерна размером до 1–2 мм с нечеткой на отдельных участках кристалла микролиновой решеткой, часто с пятнистым угасанием. Кварц (15–20%) равномерно распределен в основной массе и наблюдается в виде изометрично-ксеноморфных зерен до 1–2 мм нередко с мозаичным и волнистым погасанием. Идиоморф-

ные таблички биотита (8–10%) до 0.5–2 мм по удлинению плеохроируют в буро-коричневых (Ng) и желтоватых тонах (Np) и содержат мелкие включения апатита, сфена и магнетита. Роговая обманка (3–8%) формирует длинно-призматические кристаллы размером до 1–3 мм с простыми двойниками и плеохроирует от темно-зеленого (Ng) до зеленовато-желтого цвета (Np). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом.

Из гранодиорита были выделены 4 фракции породообразующих и акцессорных минералов (плагноклаз, биотит, амфибол, сфен) с использованием стандартных методов магнитной и плотностной сепарации (чистота фракций не менее 99%). Анализ изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd (методом изотопного разбавления) осуществлялся на твердофазном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в ИГГД РАН. Детали методики аналогичны описанным в [14]. Полученные результаты анализа представлены в табл. 1, а результаты расчета изохроны на рис. 2. По четырем мономинеральным фракциям пост-

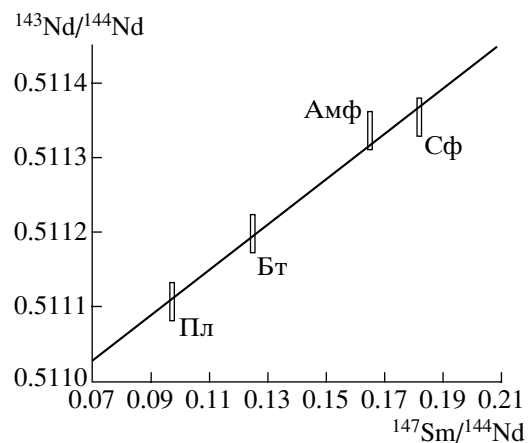


Рис. 2. Sm–Nd-изохронная диаграмма для биотит-роговообманковых гранодиоритов Майского массива, проба 525. $T = 464 \pm 58$ млн. лет, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.510815 \pm 0.000055$, СКВО = 1.6. Пл – плагноклаз, Бт – биотит, Амф – амфибол, Сф – сфен.

роена изохрона с наклоном, соответствующим возрасту 464 ± 58 млн. лет при СКВО = 1.6 и первичном изотопном составе неодима, соответствующим 0.510815 ($\epsilon = -23.9$). Величина первичного изотопного состава неодима однозначно указывает на выплавление гранитной магмы Майского массива из древнего корового материала (модельный возраст по двустадийной модели соответствует возрасту протолита в 3.2 млрд.лет). При этом время становления собственно массива может быть оценено исходя из полученной изохроны (464 млн. лет назад), что хорошо согласуется с оценками возраста цирконов из аналогичных гранодиоритов, полученными Рb-методом Е.В. Бибиковой – 448 млн. лет [2].

Таким образом, результаты проведенного исследования свидетельствуют: 1) о позднеордовикском возрасте гранитоидов майского комплекса, 2) о проявлении в истории геологического развития западной части Охотского массива самостоятельного импульса раннепалеозойского орогенного гранитоидного магматизма, предшествующего накоплению толщ верхоянского комплекса, 3) о завершенности рифей-палеозойского тектономагматического цикла и позволяют пересмотреть сложившиеся представления о его протяженности от рифея до мезозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00–05–64821).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безр А.А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 71–85.
2. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Объяснительная записка. Лист О-54-I. М., 1976. 60 с.
3. Геологическая карта Охотского района Хабаровского края. 1 : 500000. Объяснительная записка. Хабаровск, 1975. 20 с.
4. *Вельдяков Ф.Ф., Умитбаев Р.Б.* В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 93–117.
5. *Чиков Б.М.* Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 151 с.
6. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
7. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
8. *Натанов Л.М., Сурмилова Е.П.* // Отеч. геология. 1995. № 2. С. 49–53.
9. *Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др.* Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
10. Геологическая карта СССР. 1 : 1000000. Новая серия. Объяснительная записка. Лист О-(53), 54 – Охотск. Л., 1986. 128 с.
11. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Объяснительная записка. Лист О-54-II. М., 1978. 76 с.
12. *Шнай Г.К., Соболев А.Е., Игошина И.И.* // ДАН. 1991. Т. 319. № 4. С. 957–961.
13. Легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. 1 : 200000. Объяснительная записка. Хабаровск, 1998. 70 с.
14. *Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И. и др.* // Геохимия. 1997. № 8. С. 876–880.