

УДК 551.4 (235.222)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ К–Аг-ВОЗРАСТА ПАЛЕОЦЕНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

© 2002 г. Академик Н. А. Логачев, И. С. Брандт, С. В. Рассказов,
А. В. Иванов, С. Б. Брандт, А. А. Конев, А. М. Ильясова

Поступило 21.01.2002 г.

По результатам изучения разрезов осадочных отложений мезозоя и кайнозоя на территории Прибайкалья выделяются три важнейших эпизода выравнивания рельефа, сопровождавшегося глубоким химическим выветриванием: 1) в предъюрское время, 2) на границе позднего мела–палеоцена и 3) на границе палеоцена–раннего эоцена. Мезозойский тектогенез характеризовался широким спектром мантийного и корового магматизма, сосредоточенного на территории Забайкалья. На рубеже мела–палеогена он сменялся тектоническими процессами, повлекшими за собой образование позднекайнозойской Байкальской системы поднятий и впадин. Переходный этап спокойного тектонического развития и общего денудационного срезания мезозойских орогенных структур охватывал большую часть позднего мела и начало палеогена. Вывод о связи этого этапа с кайнозойским рифтогенезом был сделан исходя из размещения мел-палеоценовых отложений по краям будущего Саяно-Байкальского нагорья, на окраине Сибирской платформы и на Витимском плоскогорье [1, 2].

Три эпизода образования кор выветривания Прибайкалья определены по их взаимоотношениям с палеонтологически охарактеризованными осадочными толщами. При отсутствии таких соотношений коры выветривания остаются недатированными. Прежде всего это касается фрагментов выветрелых пород, распространенных в вершинном поясе современных гор.

Методические подходы к радиоизотопной геохронометрии осадочных терригенных пород и кор выветривания в настоящее время недостаточно разработаны и нередко приводят к противоречивым интерпретациям. Подчеркивается исключительная устойчивость в гипергенных условиях и при повторных низкотемпературных гидротермальных процессах К–Аг-изотопной системы гид-

рослод (светлых диоктаэдрических калиевых слюд ряда иллит–смешанослойный иллит–сметтит) [3 и ссылки в этой работе]. По тонкозернистой фракции иллитов (0.2–0.1 мкм) датируются осадки Rb–Sr-изохронным и К–Аг-методами [4–6], хотя устойчивость К–Аг-изотопной системы минералов глини кинетическими экспериментами пока не подтверждена. Неопределенность в результаты датирования вносит присутствие в составе иллит-содержащего осадочного материала переотложенных глинистых минеральных фаз и терригенных минералов с остаточным радиогенным аргоном. В некоторых работах [7, 8 и др.] предполагается повышенная устойчивость к выветриванию мусковита по сравнению с биотитом и отсутствие влияния выветривания на К–Аг-возраст мусковита.

Авторами настоящего сообщения разработан метод определения возраста последнего термального события, действовавшего на минеральные фазы, по количественному соотношению остаточного радиогенного аргона и аргона, накопившегося в закрытой К–Аг-изотопной системе [9, 10]. По результатам проведенного датирования впервые установлен возраст фрагментов раннекайнозойской коры выветривания К–Аг-методом. Уточнение пространственно-временных закономерностей образования кор выветривания с применением такого датирования в Прибайкалье и сопредельных областях Центральной Азии открывает перспективу нового направления исследований – радиоизотопное определение тектонических фаз, ответственных за перерывы в развитии процессов корообразования.

Радиогенный аргон накапливается в минерале согласно решению дифференциального уравнения в частных производных

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} = \frac{8 \lambda_k}{\pi^2 \lambda} \sum_{v=0}^{\infty} \frac{1}{(2v+1)^2} \frac{e^{\left(1 - \frac{(2v+1)^2 \pi^2 D}{h^2 \lambda}\right) \lambda \cdot t} - 1}{1 - \frac{(2v+1)^2 \pi^2 D}{h^2 \lambda}}, \quad (1)$$

где D – коэффициент диффузии, λ – постоянная распада калия-40, h – размер зерна, из которого происходит диффузия.

Если $D/h^2 \gg \lambda$ (для “мгновенных событий” – прогревов в лабораторных условиях), действует уравнение

$$\frac{Ar}{Ar_0} = \frac{8}{\pi^2} \sum_0^{\infty} \frac{1}{(2\nu+1)^2} e^{-\frac{(2\nu+1)^2 \pi^2 D \cdot t}{h^2}} \quad (2)$$

Безразмерная величина $Fo = \frac{D \cdot t}{h^2}$ называется критерием Фурье. Для уравнения (2) действуют два асимптотических приближения: для малых Fo

$$\frac{Ar}{Ar_0} = 1 - 4 \sqrt{\frac{Fo}{\pi}} \quad (3)$$

и для больших Fo

$$\frac{Ar}{Ar_0} = e^{-\pi^2 Fo} \quad (4)$$

При отсутствии диффузионных потерь радиогенный аргон однородного минерального зерна распределен прямоугодно и при выделении подчиняется уравнению (3), а при наличии диффузионных потерь распределен полусинусоидально и подчиняется уравнению (4). В зерне минерала, претерпевшего в геологическом прошлом эпизодическую потерю аргона, его распределение будет частично прямоугодным, частично полусинусоидальным. Такой аргон называется соответственно аргоном закрытой К–Аг-изотопной системы и остаточным аргоном. Отношение остаточного аргона к полному аргону характеризуется α -фактором.

При лабораторном нагреве выделение аргона подчиняется следующей кинетике:

$$Ar_{\text{exp}} = (1 - \alpha) \times 4 \sqrt{\frac{Fo}{\pi}} + \alpha(1 - e^{-\pi^2 Fo}) \quad (5)$$

Уравнение (5) содержит два неизвестных: Fo и α , которые определяются из двух лабораторных нагревов различной длительности. При расчетах может быть применен либо метод итераций на компьютере, либо упрощенная формула (при следующих обозначениях): a_1, a_2 – относительные количества аргона, выделившегося из пробы при первом и втором лабораторных прогревах соответственно; Fo – критерий Фурье первого прогрева; $Fo_2 = P Fo$ – отношение между критериями Фурье первого и второго прогревов.

$$\alpha = \frac{a_1 - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{Fo}}{\pi^2 Fo - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{Fo}} \quad (6)$$

Для геохронометрических исследований отобрано два образца со слюдой из слабо выветрелых пород, пространственно ассоциирующих с корами выветривания, развитыми в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирской платформы. Один из образцов отобран в 15 км юго-западнее пос. Тальяны в дорожной выемке, пройденной на Жидойском щелочно-ультраосновном массиве, охарактеризованном в работе [11]. По зоне трещиноватости в перовскитсодержащих пироксенитах массива внедрялись карбонатитовые жилы. Одновременно в экзоконтактных зонах жил кристаллизовался биотит в виде крупных (0.5–2 см) изометричных кристаллов, образующий гнезда и прожилки. В результате локального выветривания зоны трещиноватости пироксениты превращены в рыхлую бурюю бесструктурную массу, насыщенную кристаллами слюды. Биотит преобразован в вермикулит. Другой образец представляет собой выветрелый гранит рапакиви раннепротерозойского шумихинского комплекса, вскрытого карьером северозападнее пос. Тальяны. Фрагмент крупнозернистых порфировидных гранитов обнажен по вертикали на 150–200 м. Порода лимонитизирована, имеет однородную бурюю окраску и легко рассыпается при ударе молотком. Пластинчатые выделения слюды в граните не превышают первых миллиметров.

Измерения концентраций калия в слюдах проводились методом пламенной фотометрии по трем навескам (аналитик М.А. Смагунова). Концентрации радиогенного аргона определялись в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201, модифицированном для одновременно измерения масс 40 и 36. Методика детально охарактеризована в [10].

В кристаллах вермикулита из выветрелых пород Жидойского массива измерено 5.6% калия и 0.1616 нм³/г радиогенного аргона. Рассчитанный кажущийся К–Аг-возраст составил 625 ± 18 млн. лет. Этому значению возраста нельзя придавать геологическое значение, поскольку глубокое химическое выветривание (выразившееся переходом биотита в вермикулит) привело к нарушению баланса ⁴⁰К и ⁴⁰Аг, существовавшего в кристаллической решетке биотита. Содержания калия в биотите из фрагментов неизменных пироксенитов составляют 7–8%. При лабораторных кинетических экспериментах определено 0.012928 нм³/г радиогенного аргона, накопившегося в закрытой К–Аг-изотопной системе ($\alpha = 0.92$). Рассчитанный возраст закрытия 59 ± 5 млн. лет соответствует прекращению процессов выветривания.

В кристаллах вермикулита из выветрелых гранитов пос. Тальяны измерено 3.807% калия и 0.1357 нм³/г радиогенного аргона. Рассчитан-

ный кажущийся К–Аг-возраст составил 741 ± 22 млн. лет. По результатам кинетических экспериментов рассчитано низкое значение $\alpha = 0.2754$, указывающее на сравнительно малое количество остаточного ^{40}Ar (0.03737 нмм³/г). Исходя из принятой модели однородного распределения калия, содержащееся в слюде количество радиогенного аргона 0.09833 нмм³/г должно было накопиться в К–Аг-изотопной системе, закрывшейся 566 млн. лет назад. Таким образом, процессы выветривания мезозоя и кайнозоя в распределении радиогенного аргона вермикулита не отражены.

Выполненные исследования кинетики К–Аг-изотопной системы слюды из выветрелых пород свидетельствуют об их разной информативности. Возраст коры выветривания 59 ± 5 млн. лет отчетливо запечатлен в крупных изометричных кристаллах слюды. При кристаллизации таких кристаллов достигалось гомогенное распределение калия, а на его фоне хорошо регистрировался наложенный процесс выветривания. Подобным образом кинетическими экспериментами в К–Аг-изотопной системе было определено время наложения низкотемпературных гидротермальных процессов около 274 млн. лет назад в гигантских однородных кристаллах флогопитов Слюдяных месторождений с кажущимся К–Аг-возрастом 366 млн. лет [9, 10].

Более мелкая пластинчатая слюда из выветрелых гранитов оказалась неинформативной для К–Аг-датирования выветривания по кинетике ^{40}Ar . Высокие концентрации рассчитанного радиогенного аргона закрытой системы могут быть связаны с его более сложным распределением, обусловленным, к примеру, негомогенным составом слюды, кристаллизовавшейся из гранитного расплава.

Формирование датированной палеоценовой коры выветривания в Прибайкалье в общем соответствовало фазе глобального потепления на Земле. Данные по изотопии кислорода карбонатов на краях Атлантического и Тихого океанов указывают на последовательное улучшение и ухудшение климата в раннем–среднем кайнозое с термальным максимумом глобального потепле-

ния приблизительно 55 млн. лет назад [12]. Коробразование протекало при длительной стабилизации земной поверхности в условиях влажного и теплого климата и прекратилось при воздымании Шарыжалгайского блока, начавшемся в интервале 64–54 млн. лет назад. С этого времени К–Аг-изотопная система слюд была закрытой. Датированный импульс тектонического поднятия Шарыжалгайского блока коррелируется с накоплением маастрихт-датских отложений во впадинах Предбайкальского прогиба и Витимского плоскогорья.

Работа выполнена при финансировании РФФИ (гранты 00–15–98574, 00–05–64557 и 01–05–65005) и СО РАН (ИГ СО РАН № 27).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Логачев Н.А. В сб.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.
2. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
3. Рублев А.Г., Буева Е.П. // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 558–562.
4. Виноградов В.И. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 101–106.
5. Семихатов М.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
6. Рублев А.Г. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 107–112.
7. Clauer N. // Chem. Geol. 1981. V. 31. P. 325–334.
8. Sears S.K., Hesse R., Vali H. et al. // Canad. Miner. 1998. V. 36. P. 1507–1524.
9. Брандт С.Б., Брандт И.С., Рассказов С.В. и др. // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 70–72.
10. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь–Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
11. Конев А.А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М.: Наука, 1970. 84 с.
12. Berger W.H., Meyer L.A. // Paleoseanography. 1987. V. 2. P. 613–623.