

**КЕМБРИЙСКИЕ ГРАНОДИОРИТЫ И ПРОДУКТЫ ИХ ПАЛЕОВЫВЕТРИВАНИЯ
НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ:
ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ**

С.В. Сараев, В.А. Пономарчук

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования установлен раннекембрийский возраст гранодиоритов, вскрытых в призабойной части (4824—5005 м) скв. Вездеходная-4 (Томская область) в юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы. Выявлено существование примитивной коры выветривания на гранодиоритах и установлена осадочная природа перекрывающих их гравелитопесчаников. Делается вывод о сравнительно небольшом временном перерыве между внедрением в вулканогенно-осадочную толщу гранодиоритов и первыми излияниями перекрывающих их подводных базальтов.

Западно-Сибирская геосинеклиза, гранодиориты, абсолютный возраст, кембрий, выветривание.

**CAMBRIAN GRANODIORITES AND THEIR PALEOWEATHERING PRODUCTS
IN THE SOUTHEAST OF THE WEST SIBERIAN GEOSYNECLISE:
PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGE**

S.V. Saraev and V.A. Ponomarchuk

Using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, an Early Cambrian age has been established for granodiorites stripped in the bottom-hole zone (4824—5005 m) of Vezdekhodnaya BH-4 (Tomsk Region) in the southeast of the West Siberian geosyncline. Primitive crust of weathering is developed on the granodiorites. The rocks are overlain by gritstones of sedimentary nature. The results obtained suggest a short time gap between the intrusion of the granodiorites into volcanosedimentary strata and the first effusion of the overlying submarine basalts.

West Siberian geosyncline, granodiorites, absolute age, Cambrian, weathering

Для юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы и прилегающей части Енисейского края в результате бурения глубоких скважин, проведения геофизических работ и детального изучения береговых разрезов Енисея и его правых притоков получены новые материалы, позволяющие реконструировать на этой территории породный бассейн кембрийского возраста [1, 2]. В наиболее западной его области параметрическая скв. Вездеходная-4 глубиной 5005 м вскрыла в нижней своей части мощный ранее неизвестный разрез кембрия [1]. У забоя скважины вскрыты гранодиориты, содержащие ксенолиты эффузивов основного состава. Гранодиориты несут следы древнего выветривания (гематитизация, пелитизация), интенсивность которого ослабевает сверху вниз по разрезу. Непосредственно на гранодиоритах залегает слой мощностью около 25 м плохо сортированных пород, близких аркозовым гравелитопесчаникам. Выше расположена толща мощностью около 900 м, сложенная переслаивающимися эффузивами основного состава и вулканогенно-осадочными породами глубоководного генезиса [1].

Целью работы является установление природы аркозовых гравелитопесчаных образований, расположенных выше гранодиоритов, геологическое соотношение их с гранодиоритами, определение абсолютного возраста гранодиоритов и их места в геологической истории породного бассейна.

Гранодиориты, вскрытые в интервале 4824—5005 м, имеют среднезернистую структуру и розовато-или зеленовато-серую окраску. При гематитизации появляется полосчатость и пятнистость в распределении окраски. В 7 из 10 интервалов, пройденных по гранодиоритам с отбором кернa, установлены ксенолиты темно-серых мелкозернистых долеритов.

Гранодиориты сложены плагиоклазом, кварцем, ортоклазом, роговой обманкой, биотитом, магнетитом, гематитом и вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, гематитом. Содержание породообразующих минералов варьирует в довольно широких пределах. Плагиоклаз (50—65 %) образует идиоморфные таблитчатые кристаллы (0,5—3 мм), как правило, все его зерна в той или иной степени пелитизированы. При этом пелитизация часто выявляет зональное строение плагиоклазов: наиболее замещена центральная часть зерен. Кварц (15—30 %) образует более мелкие, чем плагиоклаз, зерна (0,4—1 мм), ксеноморфные по отношению к последнему. Содержание калишпата очень изменчиво: от 1—5 до 10—15 %. Для него характерно пятнистое развитие в пределах зерна тонкодисперсных железоксидных агрегатов, придающих ему светло-коричневую окраску. Роговая обманка в большинстве исследованных образцов полностью либо большей частью замещена хлоритом с образованием по ней псевдоморфоз. Лишь в самой призабойной части скважины появляются наименее измененные грано-

диориты с зеленой роговой обманкой (10—15 %), образующей вытянутые кристаллы длиной 1—6 мм. Биотит также практически полностью замещен хлоритом с образованием хорошо узнаваемых псевдоморфоз. Длина пластинчатых кристаллов от 0,6 до 3 мм, толщина от 0,15 до 0,5 мм. Иногда толщина разбухших пластинчатых псевдоморфоз достигает или даже превосходит их длину. В редких псевдоморфозах сохраняются реликты чешуек биотита. Общее содержание биотита в исходной породе составляло, по-видимому, не более 5 %.

Содержание рудных минералов гематита и магнетита может достигать первых процентов. Магнетит встречается только в призабойной части скважины (интервал 5000—5005 м), где он образует мелкие изометричные кристаллы и их сростки в контурах более крупных выделений хлорита и роговой обманки. Гораздо чаще встречаются постмагматические псевдоморфозы гематита по магнетиту. Не исключено также происхождение вкрапленности кристаллического гематита в магматическую стадию вблизи ксенолитов долерита.

Тонкодисперсный гематит, придающий породе красноватый, вишневый оттенок, относится к вторичным минералам, возникающим в стадию палеогипергенеза вблизи поверхности палеовыветривания массива гранодиоритов. Он „пропитывает“ тонкочешуйчатый пелитовый агрегат, развивающийся по полевым шпатам. Повышенные содержания его отмечаются по зонам микротрещиноватости, встречающимся в гранодиоритах.

В редких случаях вблизи трещин наблюдаются маломощные (первые сантиметры) зоны эпидотизации. Эпидот развивается по пелитизированным плагиоклазам и, в меньшей степени, совместно с хлоритом — по темноцветным минералам.

Ксенолиты сложены долеритами, иногда имеющими порфириновидное строение. Вследствие частичной контаминации ксенолиты приобретают округлые, лепешковидные формы, часто имеют нерезкие границы. Размеры ксенолитов изменяются от 1 до 10 см, в одном случае достигают 25 см. Долериты, как правило, измененные, но признаки долеритовой структуры практически всегда сохраняются. Плагиоклазы либо пелитизированы, либо насыщены мелкими чешуйками серицита и гидрослюды. Темноцветные минералы (клинопироксены, роговая обманка) частично или полностью замещены хлоритом иногда с примесью эпидота и серицита. Характерна вкрапленность гематита, непосредственно у границы в ксенолитах появляются ксенобластовые выделения кварца. Химический состав ксенолитов долеритов в целом соответствует составу порфириновидных долеритов, залегающих выше по разрезу [1].

Пачка гравелитопесчаников, залегающая на гранодиоритах, обладает мощностью около 25 м. Она представлена керном только в верхней своей части, где имеет резкую границу с перекрывающими базальтами. Гравелитопесчаники имеют вишневую, часто пятнисто-полосчатую (вишневую, серо-зеленую) окраску. Горизонтальная параллельная слоистость выражена слабо и обычно маскируется неравномерно развитой пятнистой гематитизацией. Обломочный материал плохо сортирован. Размер обломков колеблется от мелкозернистой песчаной до гравийных фракций. Наиболее широко распространены крупнозернистая песчаная и мелкогравийная фракции. Обломки обладают различной окатанностью: от окатанных и полуокатанных до неокатанных, последние преобладают. В их составе развиты плагиоклаз (более 50 %) и кварц. Обломки темноцветных минералов отсутствуют. Характерны обычно монокристаллические обломочные зерна плагиоклаза и кварца, реже сростки нескольких их зерен, более редки гравийные обломки гранодиоритов.

Вышеприведенное соотношение плагиоклаза и кварца в отдельных неявно выраженных слоях нарушается, в них наблюдается заметное преобладание кварца над полевыми шпатами. К редким обломкам относятся глинисто-песчаные и глинисто-алевритовые породы. Иногда встречаются фрагменты окатанных обломков кварца с регенерационными оторочками. Последние факты свидетельствуют об осадочной природе описываемой пачки и о присутствии в ее составе наряду с дресвяным материалом подстилающих гранодиоритов перемытого материала из терригенных отложений.

Цементирующий материал гравелитопесчаников представлен полуизотропным тонкодисперсным агрегатом гидрослюдисто-хлоритового состава с примесью тонкодисперсного гематита и алевритовой фракции кварц-полевошпатового состава. Тип цемента контактовый и межзерновыи, местами до базального. Гидрослюдисто-хлоритовый цемент ведет себя агрессивно как по отношению к обломкам плагиоклаза, так и кварца, замещая их по периферии и по трещинкам с образованием петельчатых структур замещения. Более поздней по времени образования является гематитовая составляющая цемента. Тонкодисперсный гематит распространяется в отдельных слоях, а также проникает по микротрещинным зонам.

Содержания порообразующих оксидов и элементов-примесей в гранодиоритах и в перекрывающих аркозовых гравелитопесчаниках приведены в таблице. От среднего состава гранодиоритов [3] состав исследованных отличается несколько меньшим содержанием SiO_2 . Наибольшие вариации содержаний испытывают K_2O и CaO , что связано с изменчивостью количественных соотношений плагиоклаза и калишпата. Гранодиориты обогащены относительно кларка в гранитах Cs и Ba, в близких к кларковым количествах содержатся V, Cu, Mn, Pb, Ni и в более низких — Li, Zr, Th, Rb, U, Zn, Sr, Ti.

**Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/г) составы гранодиоритов
и гравелитопесчаников из разреза скв. Вездеходная-4**

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
	В-4-210	В-4-211	В-4-212	В-4-230	В-4-207	В-4-208	В-4-209
SiO ₂	62,49	62,93	64,94	63,7	57,64	61,32	61,56
TiO ₂	0,34	0,38	0,36	0,36	0,43	0,37	0,38
Al ₂ O ₃	15,41	15,66	15,51	16,23	18,64	17,04	15,87
Fe ₂ O ₃	4,68	5,19	4,86	4,78	6,17	5,28	4,89
MnO	0,13	0,12	0,09	0,11	0,08	0,07	0,07
MgO	2,76	2,6	2,37	2,36	2,87	2,32	2,87
CaO	5,63	4,28	1,8	4,27	2,34	2,55	3,03
Na ₂ O	3,9	4,16	3,54	3,19	2,35	2,95	0,54
K ₂ O	1,5	2,25	3,7	3,24	4,24	3,75	5,23
P ₂ O ₅	0,1	0,09	0,1	0,11	0,13	0,1	0,1
П.п.п.	3,22	2,38	2,74	1,66	5,04	4,04	5,58
Сумма	100,16	100,04	100,01	100,01	99,93	99,79	100,12
Li	12	10	10	10	17	11	16
V	137	143	126	131	160	137	161
Mn	665	601	468	590	472	454	402
Ni	23	13	7	11	29	17	13
Cu	58	34	13	22	4	4	9
Zn	52	46	43	47	48	43	40
Rb	15	17	40	21	109	87	193
Sr	377	274	215	232	69	235	3
Zr	91	10	15	14	10	11	11
Cs	1	1	1,9	1,5	4,8	5,1	6,6
Ba	519	1095	1404	1205	414	361	513
Pb	29	6	6	10	11	43	24
U	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,9	0,8
Th	2,2	2,8	2,6	2,6	2,1	1,8	2,5

Примечание. 1—4 — гранодиориты, 5—7 — гравелитопесчаники. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова), атомно-абсорбционным (Л.Д. Иванова) и гамма-спектрометрическим (А.С. Степин) методами. Образцы 1 и 4 использовались для определения абсолютного возраста.

Арковые гравелитопесчаники, являясь продуктом дезинтегрированной и частично перемытой коры физического, в меньшей степени химического выветривания по гранодиоритам, унаследуют петрохимический состав последних (см. таблицу). В гравелитопесчаниках из петрогенных компонентов незначительно увеличиваются по сравнению с гранодиоритами содержания Al₂O₃ и K₂O и уменьшаются — Na₂O и MnO.

По содержанию микроэлементов гравелитопесчаники отличаются от среднего состава песчаников [4] более высокими содержаниями Ni, Mn, V, Cs, Sr, Ba, Zn, Pb, Rb, близкими Cu, Li, Ti, U, Th и значительно более низкими Zr. По сравнению с нижезалегающими гранодиоритами в гравелитопесчаниках снижаются количества Ba, Sr, Cu и увеличиваются Rb и Cs. Последние два элемента накапливаются, по-видимому, в гидрослюдистой составляющей цемента. Эти отличия в содержаниях оксидов и элементов также свидетельствуют в пользу осадочной, а не возможной тектонической природы горизонта гравелитопесчаников.

Минералогическая близость обломочной фракции гравелитопесчаников к составу гранодиоритов, слабая окатанность обломков, присутствие в наиболее крупнообломочной фракции обломков гранодиоритов свидетельствуют об образовании их за счет слабого перемыва продуктов выветривания гранодиоритов. Гипергенное изменение гранодиоритов, выразившееся в широко проявленной общей пелитизации полевых шпатов и замещении темноцветных минералов тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита и тонкодисперсного гематита, затухает с глубиной по разрезу при удалении от древней поверхности денудации. При этом интенсивность пелитизации и гематитизации в гранодиоритах вблизи неё не уступает таковой

в перекрывающих гравелитопесчаниках. Гипергенное ожелезнение гравелитопесчаников и залегающих ниже их подошвы гранодиоритов происходило близкоодновременно перед появлением в разрезе первых базальтовых потоков, связанных с начальным этапом развития задугового бассейна [1]. В отличие от гранодиоритов и гравелитопесчаников перекрывающие их базальты не испытали гипергенного ожелезнения и пелитизации.

Для изотопно-геохронологической характеристики магматических пород разреза скв. Вездеходная-4 использованы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb-Sr методы. Изохронный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст нефракционированного образца микродолерита из верхней части кембрийского разреза [1] составил 520 ± 10 млн лет, по амфиболу, выделенному из образца долерита, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст составил 517 ± 6 млн лет. Первичный изотопный состав стронция вулканитов находится в диапазоне 0,70328—0,70364, что указывает на мантийное их происхождение.

В последнее время получены материалы по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию гранодиоритов скв. Вездеходная-4 (рис. 1, 2). Из двух проб гранодиоритов, отобранных с глубины 5002 м (обр. В-4-230) и 4833 м (обр. В-4-210), выделены мономинеральные фракции наименее измененных амфиболов и биотитов.

По данным предварительных исследований, сложность в определении возраста обусловлена довольно высоким уровнем дискордантности ступенек в возрастных спектрах, что свидетельствует о вещественной и изотопной неоднородности анализируемых минералов. Основная причина неоднородности связана с постмагматическими процессами, которые привели к частичному изменению минералов. В последних образовались фазы, изотопно отличающиеся от минералов-хозяев. Новообразования размерностью менее 1—10 мкм, развивающиеся по основному минералу, являются к тому же дополнительным источником погрешности в датировке за счет отдачи ядер [5]. Эти факторы явились важным аргументом в пользу совершенствования методики $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования частично измененных минералов из глубинных пород. При этом внимание уделялось этапу пробоподготовки, основными моментами которого являлось следующее. Прежде всего проводилось фракционирование пород на оригинальном тонкоразрешающем магнитном сепараторе до выделения „мономинеральных“ смесей. Микроскопические исследования их показали, что они далеко не гомогенны, в связи с чем предназначенные для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования „мономинеральные“ смеси разделялись на фракции тонкоразрешающим магнитным сепаратором при экстремальных значениях магнитного поля. Фракционирование стало возможным, так как минеральные зерна в пределах смеси различаются по магнитным свойствам. Из всех фракций непосредственно для анализа отбирались две — минимально и умеренно измененные размерностью 100—250 мкм (дополнительная фракция с повышенной степенью измененности была необходима для оценки времени и характера воздействия наложенных процессов). Перед облучением на ядерном реакторе фракции промывались в течение 40 мин в 1N HNO_3 при 60 °C, затем дистиллированной водой с последующей сушкой. Дальнейшая процедура $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа мало чем отличалась от опубликованной в

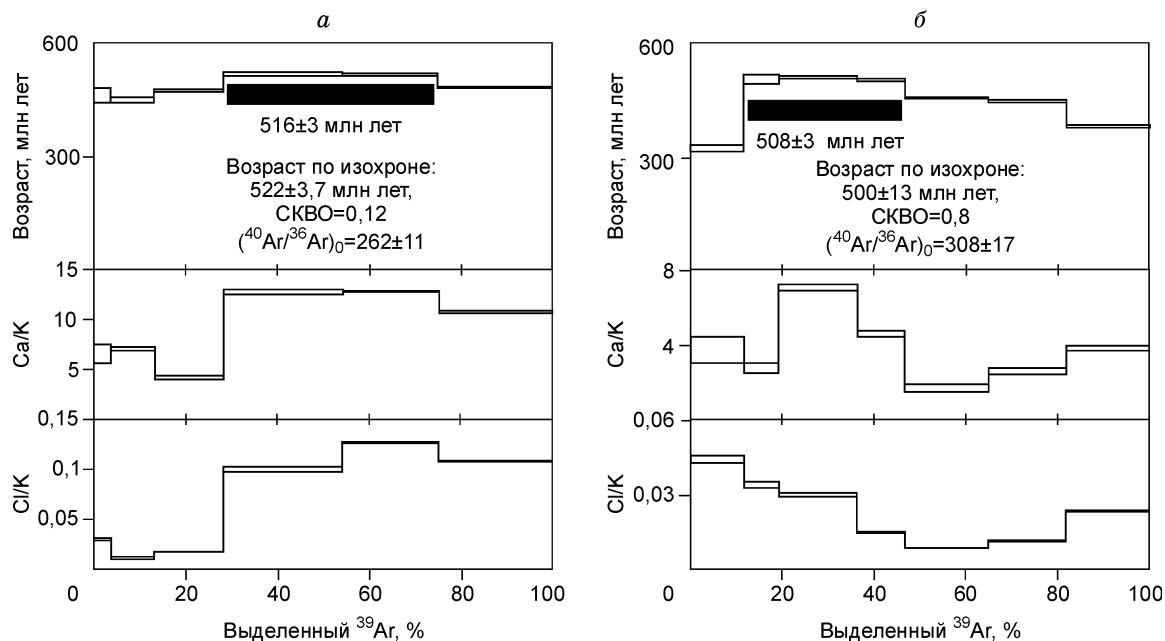


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K, Cl/K спектры амфибола (а) и хлоритизированного биотита (б) обр. В-4-230 (погрешности приведены на уровне 2σ).

Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Са/К, Cl/K спектры амфибола обр. В-4-210 (погрешности приведены на уровне 2σ).

работе [6]. Единственная особенность заключалась в более продолжительной (24 ч) дегазации ($200\text{ }^\circ\text{C}$) образцов перед измерением, что привело к снижению до 20 % интенсивности изотопов $^{40}\text{Ar}_{\text{воз}}$, $^{39}\text{Ar}_{\text{К}}$ и $^{37}\text{Ar}_{\text{Са}}$ в низкотемпературной области возрастных диаграмм измененных минералов. Высокий уровень подвижности изотопов $^{39}\text{Ar}_{\text{К}}$ и $^{37}\text{Ar}_{\text{Са}}$ при низкотемпературном прогреве свидетельствует в данном случае о значительном влиянии эффекта отдачи, что характерно для мелкокристаллических Са- и К-минеральных фаз.

Полученные данные для образцов гранодиоритов приведены на рис. 1 и 2. На возрастном спектре амфибола (см. рис. 1) выделяется только редуцированное плато с возрастом 516 ± 3 млн лет. В пределах погрешностей оно совпадает с изохронной датировкой по этому же образцу — $522 \pm 3,7$ млн лет (СКВО = 0,12). Диаграммы Са/К и Cl/K несут явные следы дискордантности, что свидетельствует о вещественной неоднородности амфибола. Аналогичная неоднородность прослеживается по температурным диаграммам Са/К, Cl/K и возраста хлоритизированного биотита из этого же образца. Повышенное отношение Са/К в биотите обусловлено замещением его хлоритом. Образовавшиеся за счет хлоритового Са изотопы $^{37}\text{Ar}_{\text{Са}}$ могут внедриться в биотит, что приведет к снижению возраста. Это и фиксируется изохронной датировкой в 500 ± 13 млн лет при СКВО = 0,8. Возрастной спектр биотита имеет вид „лестницы вниз“, что характерно для минералов, взаимодействовавших с растворами. Завершение процессов преобразования, если судить по кажущейся датировке максимальной температурной ступени, произошло не ранее 300 млн лет.

Возрастные ступеньки на спектре амфибола образца В-4-210 менее дискордантны (см. рис. 2) по сравнению с предыдущим образцом. Тем не менее в высокотемпературной части диаграмм отмечается резкий „возрастной всплеск“, с которым коррелируются повышенные отношения Са/К и Cl/K. Это обстоятельство свидетельствует о присутствии в минералах обогащенной Са фазы с низким содержанием К, при облучении которой за счет отдачи изотопа $^{39}\text{Ar}_{\text{К}}$ зафиксировано повышение датировки в высокотемпературной области диаграммы. Эти фрагменты спектров в дальнейшем не рассматривались.

Возраст по плато амфибола В-4-210, составляющий $542 \pm 2,7$ млн лет, в пределах погрешности совпадает с изохронной датировкой в $538,3 \pm 3,1$ млн лет (СКВО = 2,7).

Подводя итог проведенным исследованиям, необходимо подчеркнуть следующее.

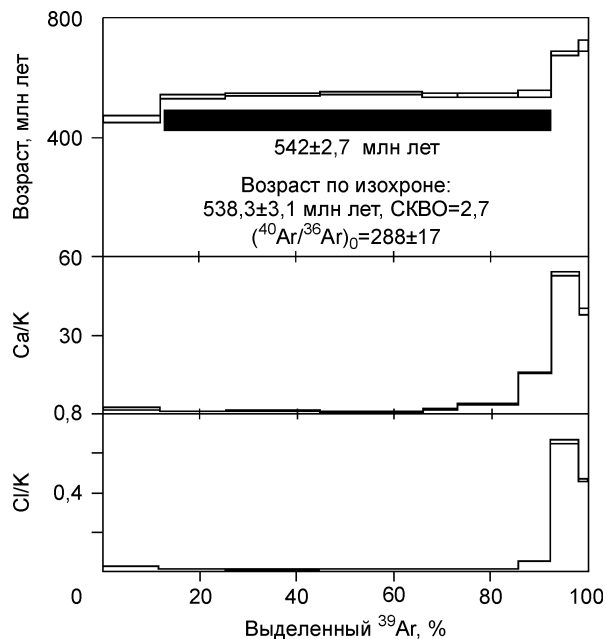
1. Гранодиориты содержат многочисленные ксенолиты вулканитов основного состава, близкие по составу к тем, что залегают в верхней перекрывающей части разреза скважины, что позволяет предположить, что все вулканические и интрузивные породы разреза принадлежат к одной развивающейся островодужной системе.

2. Верхняя граница гранодиоритов представляет собой поверхность выветривания, ниже которой они испытали затухающее с глубиной палеогипергенное изменение. На гранодиоритах залегают аркозовые гравелитопесчаные отложения, возникшие за счет частичного их размыва.

3. Время образования гранодиоритов составляет 516—542 млн лет, что отвечает раннему кембрию.

4. Приведенные ранее [1] датировки, геологические взаимоотношения между различными частями разреза, а также генетические особенности осадочно-вулканогенных отложений верхней части кембрийского разреза позволяют предположить, что несмотря на присутствие признаков выветривания гранодиоритов перерыв между внедрением в вулканогенную толщу гранодиоритов и первыми излияниями перекрывающих их подводных базальтов был непродолжительным.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований СО РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, „Строение и природа доюрского фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна“ и гранта РФФИ № 03-05-64533.



ЛИТЕРАТУРА

1. **Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю. и др.** Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 7, с. 1022—1031.
2. **Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П. и др.** Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, № 1, с. 7—18.
3. **Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород. М., Недра, 1987, 152 с.
4. **Turekian K.K., Wedepohl K.H.** Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, № 2, p. 175—192.
5. **Lo C.-H., Onstott T.C.** ^{39}Ar recoil in chloritized biotite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 2697—2711.
6. **Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др.** Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 1, с. 55—64.

*Рекомендована к печати 27 декабря 2004 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
8 ноября 2004 г.*