

28. *Mammerickx J.* Depth anomalies over Mesozoic crust in the Western Pacific // *Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian Region*/Eds. Hilde T. W. C., Uyeda S. — Washington, D. C.: A. G. U.—Boulder: Geol. Soc. Amer., 1983. — P. 63—73.
29. *Menard H.* Marine Geology of the Pacific. — N.-Y.: McGraw Hill, 1964.
30. *Meyer A. W.* To: JOIDES executive and planning committees.—Texas: A. and M. Univ. Res. Park., 1990.
31. *Mogi A.* Bathymetry of the Kuroshio region // *Kuroshio. Its Phys. Aspects*/Eds. Stommel H., Yoshida K.—Tokyo: Univ. Tokyo Press., 1972.— P. 53—80.
32. *Morgan W. J.* Deep mantle convection: Plumes and Plate motions // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*—1972.— V. 56.— P. 203—213.
33. *Murauchi S., Asanuma T.* Seismic Profiles in the Western Pacific 1965-74.—Tokyo: Univ. Tokyo Press., 1977.
34. *Parsons B., Selster J. G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.*—1977.— V. 82.— P. 803—827.
35. *Scientific Party, Leg 89, Leg 89* drills Cretaceous volcanics // *Geotimes.*—1983.— V. 28.— P. 17—29.
36. *Shipley T. H., Whitman J. M., Duennabier F. K., Petersen L. D.* Seismic stratigraphy and sedimentation history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Earth and Planet. Sci. Letters.*—1983.— V. 64.— P. 257—275.
37. *Smoot N. C.* Guyots of the Dutton Ridge at the Bonin-Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys // *J. Geology.*—1983.— V. 91.— P. 211—220.
38. *Smoot N. C.* The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton ridge // *Marine Geology.*—1989.— V. 88.— P. 117—131.
39. *Wedgworth B., Kellogg J.* A 3-D gravity-tectonic study of Ita May Tay guyot: and uncompensated seamount in the East Mariana Basin // *Seamounts, Islands and Atolls*/Eds. Keating B. H., Eryer P., Batiza R., Boehlert G. W.—Washington, D. C.: A. G. U., 1987.— P. 73—84.
40. *Whitman J. M.* Sedimentation and subsidence history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Geology.*—1986.— V. 14.— P. 771—775.
41. *Wilson J. T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Can. J. Phys.*—1963.— V. 41.— P. 863—870.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
14 ноября 1991 г

УДК 549,74(265.54)

Н. В. Астахова, Н. Г. Ващенко, С. А. Горбаренко

КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ПРИМОРЬЯ

Приводятся данные о строении, химическом составе, изотопном составе O и C карбонатных образований из неогеновых отложений материкового склона Японского моря. По внешнему виду и степени литификации они разделяются на четыре группы. По химическому составу карбоната (отношению CaO/MgO) выделяются 6 групп: известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковистый доломит, доломит. Не выявлено накопления микроэлементов в карбонатных конкрециях по сравнению с вмещающим осадком, за исключением Sr и F. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от +2,7‰ до +5,2‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ известняка — от -27,8‰ до -8,0‰, доломита — +9,0‰ ÷ +14,1‰.

Делается вывод, что образование карбонатов произошло в результате диагенеза морских осадков. Источником углерода в основном служили продукты анаэробного разложения органического вещества.

Находки карбонатных образований в Японском море приурочены, в основном, к отложениям неогенового возраста. Они встречаются на склоне о. Монерон и на материковом склоне Приморья и Кореи. Конкреции и линзы известняков появляются в верхнем миоцене, в плиоценовых отложениях их количество значительно увеличивается (рис. 1) [4]. Они встречаются совместно с конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, диатомитами, туффитами.

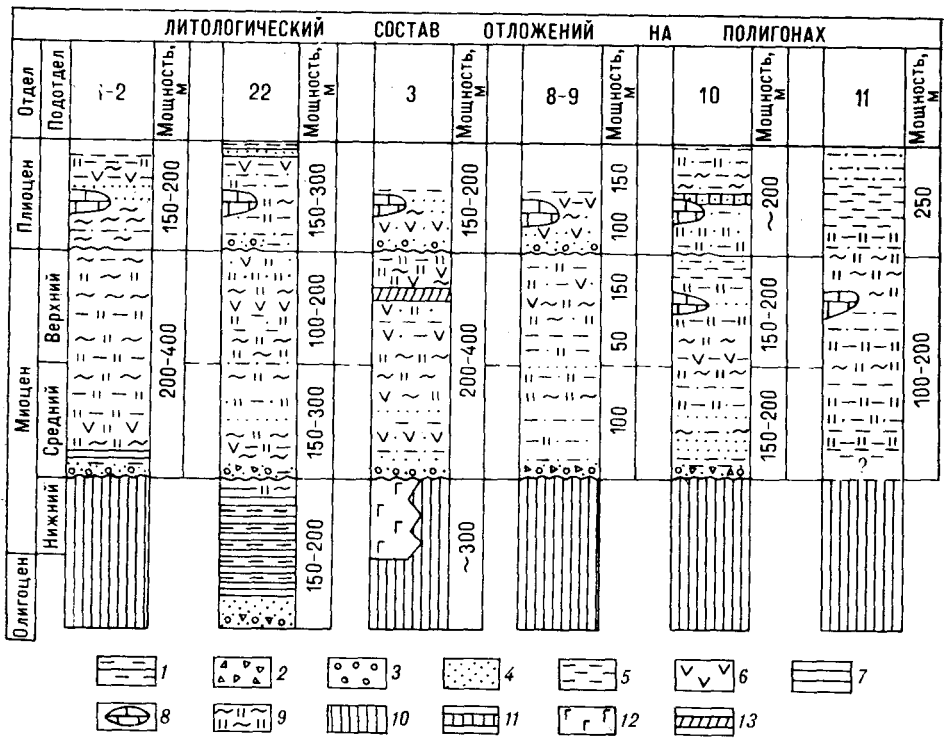


Рис. 1. Схема корреляции кайнозойских отложений шельфа и материкового склона Приморья [4].

1 — алевроаргиллиты, 2 — брекчии, 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — туффиты, 7 — аргиллиты, 8 — карбонатные конкреции, 9 — диатомовые глины, 10 — перерыв в осадконакоплении, 11 — известняки, 12 — базальты, 13 — мергели.

Первое описание карбонатных пород материкового склона Приморья было сделано М. И. Липкиной [6]. Она указывает, что эти породы представлены известняками, доломитами, мергелями, известковистыми песчаниками и алевролитами.

Для детального изучения карбонатных образований были отобраны образцы из коллекции каменного материала, поднятого при драгировании материкового склона в 15-м, 21-м, 28-м рейсах НИС «Первенец» (рис. 2). Во всех отобранных образцах были определены валовый химический состав и содержание микроэлементов. У части образцов проанализирован изотопный состав кислорода и углерода карбонатной составляющей.

Определение породообразующих окислов проведено методом «мокрой химии». Микроэлементы были определены спектральным полуколичественным анализом и рентгеноспектральным по системе «Базальт». Все анализы выполнены в ЦЛ ПНТГО.

Для классификации карбоната у ряда образцов проанализирована карбонатная составляющая. Анализ выполнен объемным «баритовым» методом по стандартной методике [7].

Изотопный анализ кислорода и углерода карбонатов проведен на отечественном масс-спектрографе МИ-1201В по стандартной методике. Образцы истирались до пудры и CO_2 выделялся при помощи 100%-й ортофосфорной кислоты при температуре $65^\circ C$ в течение 6 ч. Величины изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) и углерода ($\delta^{13}C$) даны в ‰ относительно международного стандарта РДВ₁ [3].

Карбонатные породы на материковом склоне Японского моря встречаются в виде конкреций разного размера и формы, иногда образуют небольшие линзовидные тела, переполненные раковинами моллюсков. Они образованы терригенно-пирокластическим материалом, цементированным целитоморфным, реже мелкозернистым карбонатом. Среди тер-

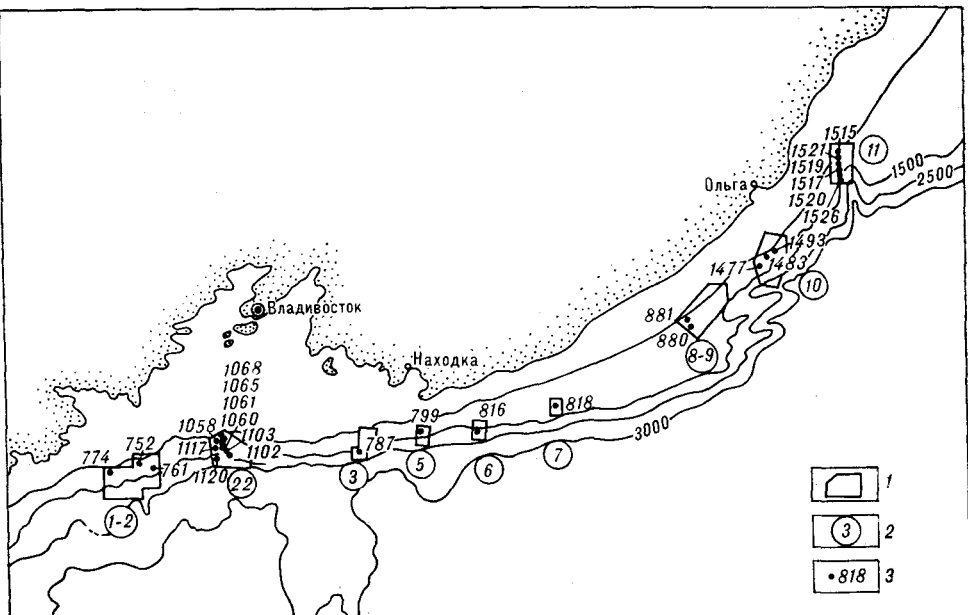


Рис. 2. Карта фактического материала.

1 — полигоны, 2 — номера полигонов, 3 — станции и их номера.

ригенных частиц преобладают кварц, полевые шпаты, обломки горных пород. В меньшем количестве встречаются роговая обманка, пироксен, эпидот, хлорит, слюда, сфен, циркон, ильменит. Пирокластика представлена в основном вулканическим стеклом, содержание которого иногда достигает 10%. Во многих образцах отмечаются небольшое количество реликтов панцирей диатомей, единичные раковины радиолярий плохой сохранности и перекристаллизованные раковины планктонных и бентосных фораминифер [6].

Изученные карбонатные образования по внешним признакам (форме обломков, характеру поверхности, степени литификации) можно разделить на 4 группы:

1. Карбонатные конкреции правильной формы. Чаще они уплощенные (дисковидные, лепешковидные), реже округлые, бобовидные, овальные. Очень крепки, развиваются с трудом. Конкреции с поверхности светло- или желтовато-серые, внутри — серые, темно-серые. Образованы они пелитоморфным карбонатом с незначительной примесью терригенного материала. Встречаются конкреции этого типа на разных глубинах, обычно с осадочными породами позднемiocенового и плиоценового возраста (образцы 752 (650—530)*, 761/5 (1470—1350), 1102/2 (1290—1240), 1117/16 (900—850), 1120/1 (1740—1650), 1122/3 (970—900), 818/4 (650—550), 881/1 (720—650), 1493/2 (1100—1050)).

2. Карбонатные конкреционные образования разнообразной неправильной формы (корки и др.), крепкие, несущие на поверхности многочисленные следы жизнедеятельности донных организмов. Поверхность их зеленовато-серая, внутренние части — серые, темно-серые. Сложены они карбонатом со значительной примесью терригенных зерен, нередко присутствует примесь гальки и гравия. Чаще встречаются в верхних и средних частях материкового склона (образцы 774/2 (250—200), 799/6 (850—800), 1065/1 (600—570), 1068 (370—350), 1515/1, 2 (270—250), 1519/3 (400—370)).

3. Угловатые и полуокатанные обломки очень крепких карбонатных пород. Поверхность их обычно без следов жизнедеятельности донных

* Здесь и далее в скобках указан интервал драгирования в метрах.

Классификация карбонатов Японского моря

| Номер полигона | Номер образца | CaO | MgO | CO ₂ | Остаток | CaO/MgO | Карбонат |
|----------------|---------------|-------|-------|-----------------|---------|---------|------------------------|
| 1—2 | 761-3 | 31,36 | Н. о. | 24,60 | 44,06 | | Известняк |
| 1—2 | 774-2 ц. ч. | 31,27 | 2,72 | 27,50 | 38,51 | 11,50 | Доломитистый известняк |
| 1—2 | 774-2 кр. ч. | 22,50 | 3,71 | 21,69 | 52,10 | 6,06 | Доломитовый известняк |
| 5 | 799-6 | 15,77 | 3,06 | 15,71 | 65,46 | 5,15 | То же |
| 6 | 816-9 | 21,04 | 6,98 | 24,11 | 47,87 | 3,01 | Известковый доломит |
| 8—9 | 880-3 | 21,61 | 9,96 | 27,81 | 40,62 | 2,17 | Известковистый доломит |
| 22 | 1058-2 | 17,80 | 12,22 | 27,28 | 42,70 | 1,46 | Доломит |
| 22 | 1061-2 | 30,26 | 8,10 | 32,56 | 29,08 | 3,74 | Известковый доломит |
| 22 | 1102-2 | 31,75 | Н. о. | 24,90 | 43,35 | | Известняк |
| 22 | 1117-16 | 31,52 | Н. о. | 24,73 | 43,75 | | » |
| 22 | 1122-3 | 29,40 | Н. о. | 23,06 | 47,54 | | » |
| 10 | 1477-9 | 20,39 | 11,12 | 28,12 | 40,37 | 1,83 | Известковистый доломит |
| 10 | 1483-2 | 12,40 | 2,94 | 12,94 | 71,72 | 4,22 | Доломитовый известняк |
| 10 | 1493-2 | 27,04 | Н. о. | 21,21 | 51,75 | | Известняк |
| 11 | 1515-2 ц. ч. | 16,72 | Н. о. | 13,11 | 70,17 | | » |
| 11 | 1515-2 кр. ч. | 15,38 | 3,47 | 15,84 | 65,31 | 4,43 | Доломитовый известняк |
| 11 | 1521 | 19,61 | 2,66 | 18,92 | 58,81 | 7,37 | То же |

организмов либо с незначительными следами обрастания. Породы серые, темно-серые, мелкозернистые, массивные. В шлифах хорошо видно, что карбонат замещает первично диатомовую породу. Подняты образцы этой группы с разных частей склона, но чаще встречаются на средних глубинах (образцы 816/9 (2400—2000), 880/3 (850—750), 1058/2 (700—670), 1060 (850—800), 1061/2 (800—770), 1477/9 (1100—1000), 1483/2 (850—800), 1519 (5400—370), 1520/1 (500—450), 1521/1 (370—350)).

4. Полуокатанные и окатанные обломки слабо литифицированных алевролитов с карбонатным цементом серого и желтовато-серого цвета. Обломки чаще уплощенные, что является следствием слоистости. Иногда встречается переслаивание известковистых и неизвестковистых прослоев мощностью до 1—3 см. Это наиболее молодые карбонатные образования, содержащие комплекс диатомей эоплейстоценового или плейстоценового возраста (определения И. Б. Цой) (образцы 1102/3 (1290—1240), 1065 (600—570)).

Анализ химического состава проб выявил существенные различия по содержанию SiO₂ (52,4—9,8 %), CaO (35,2—10,5 %), MgO (17,5—0,7 %), что связано с различным соотношением терригенной составляющей и карбонатного цемента в изучаемых образцах.

По содержанию микроэлементов (г/т) разброс значений наблюдается по Sr (1165—202), Ba (779—149) и F (3000—0).

При сравнении внешней и внутренней частей конкреций однозначно можно говорить лишь об обогащении ядра CaO и Sr. По отношению к вмещающим породам — более высокие содержания породообразующих окислов и микроэлементов, за исключением CaO, MgO, F и Sr, наблюдаются у последних.

У образцов с повышенным содержанием MgO был проведен анализ карбонатной составляющей (CaO, MgO, CO₂). По значениям отношения CaO/MgO [7] в карбонатной части изученные породы разбили на 6 групп: известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковистый доломит и доломит (табл. 1).

Следует отметить, что выделенные нами по внешним признакам четыре группы карбонатных образований довольно хорошо разделяются и по химическому составу карбоната. Первую и четвертую группы со-

Таблица 2

Значения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных образований материкового склона Приморья (система PDB в ‰)

| Номер образца | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|---------------|-----------------------|-----------------------|
| 774-2 ц. ч. | +5,1 | -22,55 |
| 774-2 кр. ч. | +4,7 | -8,6 |
| 1058-2 | +5,2 | +9,0 |
| 1061-2 | +4,43 | -8,0 |
| 1068 | +3,6 | -8,4 |
| 1102-2 | +3,6 | -9,7 |
| 1477-2 | +3,7 | +14,1 |
| 1515-2 ц. ч. | +3,53 | -27,8 |
| 1515-2 кр. ч. | +2,73 | -8,0 |

ставляют, как правило, чистые известняки, вторую — доломитовые и доломитистые известняки. Третья группа объединяет все виды доломитов и единичные доломитовые известняки.

При сравнении химического состава карбоната из центральных и краевых частей конкреций наблюдается увеличение содержания MgO в краевой части, т. е. переход от кальцита к магнезиальному кальциту. Вероятно, это указывает на то, что процесс доломитизации в данном случае является более поздним.

Учитывая приуроченность карбонатных образований только к отложениям материкового склона, нужно выяснить условия формирования послед-

них. Широкое распространение в осадочной толще прослоев конгломератов, гравийно-галечного материала, остатков толстостенных раковин двустворчатых моллюсков позволяет говорить об образовании их в условиях мелководья. Это хорошо согласуется и с историей геологического развития Японского моря [4]. Морские нижнемиоценовые отложения в Японском море были обнаружены лишь на небольшом участке материкового склона залива Петра Великого на глубине 1400—1500 м. Считается, что береговая линия раннемиоценового моря проходила вблизи этих отметок. В среднем миоцене началась трансгрессия моря, вызванная глобальным повышением уровня Мирового океана при одновременном погружении дна Японского моря и его обрамления. В позднем миоцене продолжалось погружение шельфа, наклон его и опускание по сбросам. В начале плиоцена началась регрессия, и морские воды покинули шельф и верхнюю часть материкового склона. В раннем плиоцене началась новая трансгрессия, а в позднем плиоцене — очередная регрессия. По мнению отечественных исследователей, у побережья Приморья уровень моря в позднем плиоцене, зоплейстоцене и в начале раннего плейстоцена был ниже современной бровки шельфа [4].

Таким образом, можно говорить о том, что формирование раннеплиоценовых отложений верхней части материкового склона Приморья, содержащих карбонатные конкреции и прослои карбонатов, происходило в условиях мелководного моря. Нахождение этих отложений в настоящее время на значительных глубинах связано с тектоническими движениями и повышением уровня моря.

Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов материкового склона Приморья (табл. 2) свидетельствуют, что все они образовались в морских водах с соленостью, близкой к нормальной. Величины $\delta^{18}\text{O}$ известняков равны $+2,7 \div +3,4$ ‰, что согласно палеотемпературной шкале [8] $t^\circ\text{C} = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}}) + 0,10 (\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}})^2$ соответствует образованию кальцита при температуре $+2 \div +6$ °C морской воды, имеющей изотопный состав кислорода, близкий к SMOW. Низкотемпературная изотопно-кислородная шкала для доломитов пока точно неизвестна, но экстраполяция высокотемпературной шкалы [12] и экспериментальных данных указывает, что при низких температурах в доломите кислород обычно обогащен изотопом ^{18}O по сравнению с чистым CaCO_3 примерно на 3—6 ‰ [11]. В изученных нами карбонатных образованиях также наблюдается тенденция «утяжеления» кислорода на 1—2 ‰ в карбонатах с повышенным содержанием магния. Поэтому температуры образования доломитов были не меньше вышеприведенных значений ($+2 \div +6$ °C), а, возможно, даже на несколько градусов выше.

Поскольку изотопный состав углерода изученных карбонатных образований отличен от значений биогенных карбонатов ($+2 \div -2$ ‰)

[2], то следует говорить о диагенетическом их происхождении. Известно, что в осадках океанических окраин при раннедиагенетических процессах повышается щелочность поровых вод и может происходить садка вторичных карбонатов [1], приводящая к цементации осадка или образованию различного рода карбонатных стяжений. Значения $\delta^{13}\text{C}$ вновь образованных карбонатов при этом фиксируют изотопный состав суммарного растворенного в поровых водах углерода. Первоначально при разложении органического вещества образуется изотопно легкая углекислота ($-20 \div -25 \text{‰}$), которая поступает в иловые воды. Формирование ядер конкреции (обр. 774/2), по-видимому, произошло при взаимодействии этой углекислоты и ионов кальция илового раствора.

При этом в начале процесса конкрециеобразования в поровых водах локально поддерживается щелочная среда, в которой не может происходить растворение первичных карбонатов любого генезиса. Увеличение $\delta^{13}\text{C}$ к краю конкреции в других образцах указывает, что со временем увеличивалась доля CO_3^{2-} , полученного за счет растворения рассеянного первично седиментационного карбоната, $\delta^{13}\text{C}$ которого составляет $0 \div 2 \text{‰}$ [2, 5].

Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ центральной части обр. 1515 ($-27,8 \text{‰}$), а также положительные величины образцов 1058/2 и 1477/9 позволяют предположить и наличие другого источника CO_2 . После загущения сульфатредукции в более глубоких слоях осадков развиваются процессы ферментативного брожения органики. При этом выделяются легкий метан ($\delta^{13}\text{C} = -60 \div -80 \text{‰}$) и тяжелая углекислота (до $+15 \div +20 \text{‰}$) [2, 9]. Эти газы могут быть пространственно разобщены и служить разными источниками формирования карбонатных образований. Метан в вышележащих осадках может окисляться в анаэробных или аэробных условиях и быть источником добавочной углекислоты со значениями $\delta^{13}\text{C}$ до -60‰ . Вероятно, центральная часть конкреции обр. 1515-2 ($-27,8 \text{‰}$) формировалась при добавлении этой углекислоты. Изотопно тяжелая углекислота, выделяемая при ферментативном брожении органики, может отделяться от метана и образовывать карбонаты, обогащенные изотопом ^{13}C . Вероятно, с этой изотопно тяжелой углекислотой связано формирование доломитов с $\delta^{13}\text{C}$ равным $+9,0 \text{‰}$, $+14,1 \text{‰}$ (образцы 1058-2 и 1477-9).

Известно, что повышение парциального давления CO_2 в восстановленных осадках благоприятствует формированию доломита. Такому диагенетическому процессу способствует высокая скорость накопления осадков при высокой биологической продуктивности [10], что повсеместно наблюдается в условиях мелководья.

Принимая во внимание полученные данные, можно говорить о том, что широкое распространение карбонатных образований в неогеновых отложениях материкового склона Приморья связано с диагенетическими процессами в осадках. Формирование этих отложений происходило, вероятно, в условиях высокой скорости осадконакопления и при значительной биопродуктивности в зонах мелководья (шельфа). Впоследствии при дальнейших тектонических процессах эти осадочные толщи оказались на значительных глубинах (1–2 км).

Изотопный состав кислорода изученных образцов изменяется в незначительных пределах (от $+2,7 \text{‰}$ до $+5,2 \text{‰}$). Согласно этим данным, образование карбоната, вероятно, произошло при температурах $+2 \div +6 \text{°C}$.

Изотопный состав углерода карбонатов варьирует в более широких пределах: от $-27,8 \text{‰}$ до $+14,1 \text{‰}$, что указывает на разные источники углекислоты и, соответственно, зоны диагенеза морских осадков, определяемых по деструкции органического вещества:

а) зона бактериальной сульфатредукции с выделением углекислоты со свойственными органическому веществу значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-20 \div -25 \text{‰}$);

б) зона бактериальной ферментации с выделением легкого метана (до -70 %) и тяжелой углекислоты (до +15 %).

По химическому составу изученных образцов существенных различий не обнаружено. Отмечается лишь увеличение содержания Sr и F в карбонатных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бруевич С. В. Щелочный резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов // Тр. Ин-та океанологии.— 1973.— Т. 63.— С. 18—56.
2. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.
3. Галимов Э. М., Гирич Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций // Геохимия.— 1968.— № 2.— С. 228—233.
4. Геология дна Японского моря.— Владивосток, 1987.
5. Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Сулержицкий Л. Д., Волков И. И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива // Литология и полезн. ископаемые.— 1979.— № 1.— С. 23—29.
6. Липкина М. И. Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 46—60.
7. Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород.— Л.: Недра, 1986.
8. Fridman L., O'Neil J. R. Data of Geochemistry // Compilation of Stable Isotope Fractionation Factor of Geochemical Interest.— Washington: US Govern. Print. Office, 1977.
9. Irwin H., Curtis C., Coleman M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments // Nature.— 1977.— V. 269, N 5625.— P. 209—213.
10. Kelts K., McKensie J. A. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling project Leg 64 // Init. Reports DSDP.— 1982.— V. 64, pt. 2.— P. 553—569.
11. Land L. S., Dutton S. P. Cementation of Pennsylvanian de Itaic sandstone: isotopic data // Sed. Petrol.— 1978.— N 48.— P. 1167—1176.
12. O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // J. Chem. Phys.— 1969.— V. 51.— P. 5547—5558.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
13 апреля 1992 г.

УДК 552.11 + 548.4

Л. Н. Хетчиков, И. Н. Говоров, В. А. Пахомова,
Д. В. Андросов

ДВА ТИПА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ ПРИМОРЬЯ

Установлено, что литий-фтористые граниты Вознесенской структуры в пределах Ханкайского массива относятся к S-типу, а граниты Тигриной структуры Восточно-Сихотэ-Алинской области — к A-типу. Доказывается реоморфический генезис гранитов первого типа и образование гранитов второго типа за счет кристаллизации из расплавов. Методами термобарогеохимии определены различия составов глубинных флюидов при формировании рудно-магматических систем в разных структурах и особенности изменения этого состава во времени. Рассматриваются причины различий рудной минерализации, ассоциирующей с гранитами Вознесенской и Тигриной структур.

Редкометалльные литий-фтористые граниты в Приморье распространены в двух формационно-тектонических зонах — Ханкайском срединном массиве и Восточно-Сихотэ-Алинской складчатой области. Редкометалльные граниты постоянно привлекали внимание исследователей, так как с ними связаны месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия и других редких элементов, а также флюорита. Несмотря на то, что интрузии гранитов формировались в разной геологической обстановке и со значительным разрывом во времени, большинство исследователей отмечает общие особенности строения интрузивов, вещественного состава