

УДК 550.42

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ АПАТИТОНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД. АЛДАНСКИЙ ЩИТ

© 2004 г. В. Н. Гулий, Х. Вада\*

Украинский государственный геологоразведочный институт  
Украина, 04114 Киев, ул. Автозаводская, 78

E-mail: vguily@hotmail.com; E-mail: vgul@ukr.net

\* Институт геологических наук, Университет Шизуока  
836 Oya Shizuoka, 422-8529 Japan

Поступила в редакцию 10.04.2002 г.

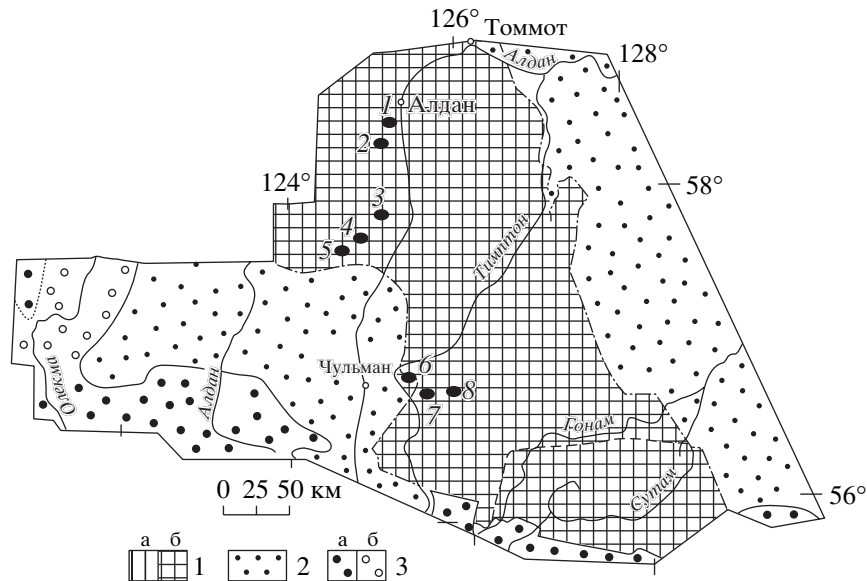
Рассмотрены геолого-структурное положение, вещественный и изотопный состав различных пространственно разобщенных месторождений и апатитопроявлений Алданского щита, сложенных метасадочными апатит-карбонатными породами докембрия. По изотопному составу углерода и кислорода карбонатов они отличаются от других типов карбонатных пород щита, включая карбонаты и Са-Mg метасоматиты, и подобны осадочным карбонатам фанерозоя и докембрия. Их образование происходило в окислительных условиях, а прямым свидетельством роли эвапоритовых процессов на разных стадиях их формирования, в дополнение к выявленному обогащению изотопом <sup>13</sup>C карбонатов, является присутствие сульфатов. Установлено, что апатит-карбонатные породы представляют собой продукт сложного чередования процессов седиментогенеза при разных режимах солености бассейнов, иногда с разрушением уже образованных осадков в субаэральных условиях.

Первично-осадочные карбонатные породы являются обычными образованиями в метаморфических комплексах докембрия, хотя их доля в общем объеме докембрийских толщ невелика и, по данным различных исследователей, не превышает нескольких процентов. Они обычно используются как маркеры важных геоисторических рубежей, сопряженных с изменением положения динамического равновесия палеоокеана с осадками и атмосферой, с вариациями режима кислорода и углекислоты, соотношений кальция и магния и т.д. С карбонатными породами в пространственном и, иногда, генетическом отношении связана промышленная минерализация: к протозапоритовым карбонатным толщам Гренвиллской серии Канадского щита приурочены стратиформные свинцово-цинковые месторождения [Whelan et al., 1990], с доломитами Сино-Корейского щита ассоциируют магнетитовые месторождения [Со Вар Сон и др., 1989], в магнетитах и доломитах горанской свиты Памира локализованы месторождения лазурита, шпинели и рубина [Киселев, 1977], появление целого ряда неметаллических полезных ископаемых в Прибайкалье обусловлено карбонатным седиментогенезом [Вишняков и др., 1981].

Практически на всех докембрийских щитах в связи с карбонатными породами известна и апатитовая минерализация: в слюдянской серии Прибайкалья (месторождения Обруб и Слюдянское) [Юдин, Арсеньев, 1970], на Сино-Корейском щите

[Маракушев, 1968], на Северо-Китайской платформе (месторождения группы Сасонг) [Sang, You, 1988], в Гренвиллской серии Канадского щита [Curtie, 1951], в комплексе Караиба Бразилии [Signinolfi et al., 1980], в Оазис мраморе Австралии [McNaughton, Wilson, 1983] и т.д. На Алданском щите открыто и разведано месторождение апатита Селигдар и ряд аналогичных проявлений (участки Мустолаах, Нирянджа, Бирикээн и др.), которые приурочены к карбонатным и известково-силикатным породам, относимым к федоровской свите или к ее одновозрастным аналогам [Виноградов и др., 1975; Булах и др., 1990; Гулий, 1995]. С развитием апатитовой минерализации в карбонатных породах связаны представления некоторых исследователей о генетической связи карбонато- и фосфатонакопления [Юдин, 1981]. Вместе с тем, детальное изучение геологического положения и вещественного состава всех типов карбонатных пород Алданского щита показало, что они неоднородны, и только в части из них наблюдаются промышленные содержания фосфора. Богатые апатитом карбонатные породы щита отличаются от других высоким отношением окисного железа к закисному и наличием редких, а то и чуждых для карбонатных пород других типов, ассоциаций минералов, включая сульфаты, что заставляет полагать их образование в особых условиях [Гулий, 1994].

Проведенные нами ранее [Гулий, 1994, 1995] изотопные исследования карбонатов всех генети-



**Рис. 1.** Схема расположения месторождений Алданского щита.

1 – Селигдар, 2 – Ниряджа, 3 – Дорожный, 4 – Мустолаах, 5 – Тагнарар, 6 – Левый Бурный, 7 – Бирикээн, 8 – Чукурдан.

1 – метаморфизм высокой ступени: *a* – промежуточная между гранат-кордиерит-биотитовой и гранат-кордиерит-гиперстеновой фациями, *b* – гиперстен-силлиманитовая фация; 2 – переходные метаморфические фации; 3 – метаморфизм относительно низких ступеней: *a* – гранулитовая фация, *b* – амфиболитовая фация [Жицул и др., 1979].

ческих типов карбонатных пород Алданского щита показали, что апатит-карбонатные породы выделяются среди них как по изотопному составу углерода, так и кислорода. Особенно резко они отличаются от карбонатитов и Са-Mg метасоматитов [Кулешов, 1986]. В свою очередь, апатит-карбонатные породы тоже неоднородны и представлены несколькими разновидностями, минеральный состав и масштабы распространения которых варьируют в пространственно разобщенных участках. В настоящей статье, приведены результаты систематического изучения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов из выделяемых типов апатит-карбонатных пород и руд большинства апатитовых месторождений и проявлений щита и сделаны выводы о возможных условиях их образования.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АПАТИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА

#### *Геолого-структурное положение апатит-карбонатных пород*

Апатит-карбонатные породы Алданского щита распространены на месторождениях апатита селигдарского типа, где они часто ассоциируют с апатитоносными диопсидовыми и хлоритовыми породами, являющимися, в свою очередь, обычными рудами месторождений апатита ханинского

типа [Гулий, 1989]. Апатит-карбонатные породы изучались нами на участках Селигдар, Ниряджа, Мустолаах, Тагнарар, Трубка, Дорожный, Усть-Чульман, Бирикээн, Чукурдан, Левый Бурный и Хаюмкан, схема расположения большинства из которых показана на рис. 1.

Наибольшие масштабы апатитового оруденения характерны для месторождения Селигдар, в пределах которого выделяется опрокинутая синклиальная складка [Булах, Золотарев, 1983], сложенная пачками многократного, согласного переслаивания гнейсов и кристаллических сланцев с кальцифирами, мраморами, диопсидовыми и апатит-карбонатными породами федоровской свиты. Мощность отдельных прослоев варьирует от первых сантиметров до нескольких десятков метров. В промышленном контуре месторождения число и мощность пластов апатит-карбонатных пород значительно возрастает, указывая на первичную мощность толщи переслаивания примерно в 600 м [Булах и др., 1990]. Балансовые запасы  $P_2O_5$  существенны и составляют 85.6 млн т, а прогнозные ресурсы месторождения на всю глубину разведки (до 1600 м) оцениваются в 200 млн т  $P_2O_5$  [Энтин и др., 1987].

К югу от Селигдарского месторождения в апатитоносной толще пород федоровской свиты выявлен целый ряд участков с апатитовой минерализацией, не имеющей промышленного значения, и месторождения Ниряджа и Нимгеркан (см. рис. 1), запасы  $P_2O_5$  которых измеряются первыми млн тонн [Энтин и др., 1987]. Для них характе-

рен силикатный тип разреза с преобладанием гнейсов и кристаллических сланцев, согласно переслаивающихся с линзовидно-пластовыми телами апатит-карбонатных пород, мощностью от первых метров до первых десятков метров. На месторождении Нирынджа среди апатитоносных пород широко развиты кварц-карбонатные разновидности, бедные апатитом, а в собственно карбонатных разновидностях пород часто присутствует обломочный апатит [Гулий и др., 1999].

Еще южнее Селигдарского месторождения, в бассейне рек Б. Нимыр и Хардогас (см. рис. 1), в сохранившихся от эрозии участках количество отдельных рудных тел и мощности апатитоносных карбонатных, диопсидовых и гематит-хлоритовых пород возрастают, и в пределах участков Мустолаах и Дорожное они преобладают над переслаивающимися с ними гнейсами и кристаллическими сланцами федоровской свиты. Количественные соотношения типов апатитоносных пород в этих месторождениях варьируют: на участке Дорожное диопсидовых разновидностей нет, на месторождении Мустолаах они составляют до 20% от всего объема пород и преобладают на месторождении Тагнарап. Рудные тела месторождения Мустолаах имеют пластовую и линзовидную форму и мощность до 200 м. На месторождении Тагнарап мощность рудных тел не превышает 50 м. По общим запасам  $P_2O_5$  месторождения Мустолаах и Дорожное отнесены к мелким. Запасы  $P_2O_5$  на месторождении Тагнарап совсем незначительные.

Месторождения Бирикээн, Чукурдан и Левый Бурный по запасам  $P_2O_5$  являются также мелкими. Они расположены в бассейне р. Тимптон (см. рис. 1), где залегают в относящейся к горбыляхской свите [Реутов, 1981] толще согласно переслаивания гнейсов и кристаллических сланцев с апатитоносными силикатными и карбонатными породами. На глубине, так же как и по простиранию, от месторождения к месторождению наблюдается резкое колебание мощностей отдельных типов пород, варьирующих от нескольких метров до первых сотен метров [Гулий, 1995]. На месторождении Чукурдан апатитоносными являются карбонатные, диопсидовые и гематит-хлоритовые породы, а западнее, на месторождении Бирикээн, преимущественным развитием пользуются апатит-карбонатные породы с мощностью прослоев от нескольких десятков до первых сотен метров. Еще западнее от них, на месторождении Левый Бурный, распространены маломощные (метры и первые десятки метров) диопсидовые и карбонатные апатитоносные породы, которые часто сопровождаются участками обогащения обломочным апатитом [Гулий, Рид, 1999]. Расположенные в этом же направлении (в устье р. Усть-Чульман) и к югу от месторождения Левый Бурный крайние участки площади (участок

Хаюмкан) представлены маломощными (до 2 м) телами карбонатных пород.

Согласное переслаивание апатит-карбонатных руд и силикатных метаморфических пород в пределах месторождения и его окружения показывает, что геологический возраст апатитоносных карбонатных пород одинаков с возрастом окружающих его гнейсов и кристаллических сланцев. Радиологические датировки по апатиту из апатит-доломитовых руд и по флогопиту из кристаллических сланцев Селигдарского месторождения примерно одинаковы – 1.8–2.0 млрд лет [Булах и др., 1990], что соответствует более ранним определениям [Тугаринов и др., 1977] возраста апатитового оруденения в целом для Алданского щита. Для апатита, извлеченного нами из апатит-карбонатных и апатит-силикатных пород различных месторождений щита, изохронным Pb-Pb методом получен аналогичный возраст [Пушкарев и др., 1989].

#### *Особенности вещественного состава апатит-карбонатных пород*

Нами изучены апатит-карбонатные породы нескольких групп. Во-первых, это собственно апатит-карбонатные породы (руды), развитые в контуре рудного тела Селигдарского месторождения и других, подобных ему, пространственно разобщенных апатитопроявлений щита. Вторая группа представлена апатит-карбонатными и апатит-сульфат-карбонатными породами, подстилающими рудное тело месторождения Селигдар. Третью исследованную группу составляют переходные от апатит-карбонатных к апатит-силикатным типам апатит-силикат-карбонатные разновидности. Кроме того, для сравнения были использованы оригинальные результаты изучения изотопного состава более поздних жильных и гнездовидных карбонатных выделений, сопровождающих пластовые рудные тела, и доломитов юдомской свиты, перекрывающих апатитовые месторождения.

Собственно апатит-карбонатные породы выделяются внешне среди других пород характерной желтовато-розовой и темно-коричневой до бурой окраской, обусловленной их пигментацией тонкодисперсным гематитом. Обычно это неравномернозернистые породы, которые в зависимости от количества апатита и второстепенных минералов и характера их распределения отличаются массивной, пятнистой или полосчатой текстурой. Наиболее распространенными среди них являются массивные апатит-карбонатные разновидности, сложенные чаще всего апатитом и карбонатами (доломитом и/или кальцитом), с малой долей силикатов, маршита, кварца и сульфатов (табл. 1, 2). В участках пород с пятнистой текстурой количество второстепенных минералов боль-

**Таблица 1.** Минеральный состав природных геологических разновидностей апатитовых руд Селигдарского месторождения (об. %)

Минералы	Апатитоносные карбонатные породы и руды				
	Доломитовые	Кальцитовые	Мартито-кварцево-карбонатные	Сульфатно-карбонатные	Силикатно-карбонатные
Апатит	5.1	10.6	21.2	4.7	24.9
Карбонаты	87.9	73.2	49.0	73.4	20.3
Слоистые гидросиликаты магния	–	2.1	6.2	2.0	36.6
Флогопит и другие слюды	1.2	1.0	1.0	0.4	–
Оксиды железа	1.9	3.3	8.8	1.8	12.4
Кварц	1.3	7.2	8.4	–	3.1
Сульфаты	–	1.5	2.5	17.0	0.5
Полевой шпат	2.6	1.1	2.9	0.7	2.2
Сумма	100	100	100	100	100

Примечание. Прочерк – минерал не обнаружен.

**Таблица 2.** Минеральный состав апатитоносных докембрийских карбонатных пород Алданского щита (об. %)

Участок	Породы	№ проб	Минералы					
			Апатит	Карбонаты	Хлорит	Мартит	Кварц	Диопсид
Нирянджа	Кварц-карбонатные	3/2488	1.2	37.0	–	–	62.0	–
		3/3045	8.7	61.0	–	–	30.3	–
Дорожный	Карбонатные	3/2419	6.7	88.0	4.0	–	1.3	–
		3/2775	23.3	70.0	6.7	–	–	–
		К-1	8.7	84.0	7.3	–	–	–
		К-2	22.5	58.0	14.0	1.5	4.0	–
Мустолаах		44348	36.0	64.0	–	–	–	–
		44343	1.6	98.4	–	–	–	–
		8	1.7	88.3	10.0	–	–	–
Тагнарап	Силикат-карбонатные	10	72.2	6.4	13.4	–	8.0	–
		9	3.4	56.6	40.0	–	–	–
		Х-9А	8.5	10.0	81.5	–	–	–
		500/18	18.3	54.5	–	–	–	27.2
Бирикээн		Т103-3	11.0	68.5	20.4	0.1	–	–
Чукурдан		ЧуК-20	5.1	31.6	–	–	–	63.3
		Карбонатные	ЧуК-10	19.2	77.7	3.1	–	–

Примечание. См. табл. 1.

ше, что позволяет выделить, соответственно, силикат-карбонатные, кварц-доломитовые, мартит-доломитовые и сульфат-карбонатные разновидности [Булах, Золотарев, 1983; Булах и др., 1990; Гулий, 1995]. Названные в таком порядке они обычно отражают относительную геологическую последовательность образования и уменьшения в них содержания апатита. Все перечисленные раз-

новидности одновременно проявлены на месторождении Селигдар (см. табл. 1), тогда как на других участках наиболее развиты только собственно апатит-карбонатные и богатые силикатами и кварцем варианты (см. табл. 2). Кроме Селигдарского месторождения, богатые мартитом породы встречаются локально лишь на участках Бирикээнской площади [Гулий, 1995], а сульфаты

**Таблица 3.** Минеральный состав апатитоносных карбонатных пород Верхнеселигдарского участка (об. %)

Минералы	№ проб				
	407/53515	407/53518	408/52861	410/1293	410/1959
Апатит	47.5	20.0	46.5	1.4	3.7
Доломит	15.0	58.6	45.0	–	1.4
Кальцит	26.0	1.4	–	4.0	86.4
Тремолит	–	–	–	66.3	–
Хлорит	10.0	1.0	5.0	15.0	1.2
Тальк	–	–	–	2.0	–
Магнетит	–	5.4	3.5	11.3	–
Пирит	1.5	–	–	–	4.1
Шпинель	–	7.1	–	–	–
Клиногумит	–	5.2	–	–	–
Ангидрит	–	–	–	–	3.2
Серпентин	–	0.9	–	–	–
Эпидот	–	0.4	–	–	–
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание. См. табл. 1.

обнаружены спорадически на глубинах более ста метров в керне скважин на месторождениях Мустаах и Чукурдан.

Апатит-доломитовые и апатит-сульфат-карбонатные породы второй группы имеют серовато-зеленый цвет и массивную или пятнистую текстуру. Они вскрыты вне контура рудного тела месторождения Селигдар скважинами № 407–410. Как и руды, эти породы сложены апатитом, карбонатами, часто сульфатами, но отличаются от них наличием шпинели, хондродита, флогопита и др. (табл. 3) и отсутствием тонкодисперсного гематита.

Апатит-силикат-карбонатные породы вскрыты в нескольких местах (скв. № 23, СИГ2 и др.) на месторождении Селигдар и встречаются постоянно на месторождениях Тагнарар и Чукурдан. В отличие от апатит-карбонатных пород в них присутствует магнетит, обусловивший низкое отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , свидетельствующее об относительно более восстановительной среде их образования.

## ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Методика изотопных исследований

Анализ изотопов кислорода и углерода в валовых пробах карбонатов выполнен в Лаборатории стабильных изотопов Института литосферы (Москва). Для выделения  $CO_2$  из карбонатов применен  $PbCl_2$  метод [Борщевский и др., 1974]. Измерения относительной разности изотопных от-

ношений кислорода и углерода в  $CO_2$ (газ) выполнены на изотопном масс-спектрометре Varian MAT-250. При масс-спектрометрических измерениях в качестве рабочего стандарта использовался лабораторный стандарт  $CO_2$ . Точность измерения  $\delta^{13}C$  в валовых пробах составляла  $\pm 0.1\%$ , а  $\delta^{18}O$  –  $\pm 0.2\%$ . При расчетном определении значений  $\delta^{13}C_{обр./PDB}$  и  $\delta^{18}O_{обр./SMOW}$  учтена “поправка Крейга” и кислородная поправка при определении  $\delta^{13}C_{обр./PDB}$ .

Определения изотопного состава углерода и кислорода в отдельных зернах карбонатов выполнены в Университете г. Шизуока с использованием специального метода для микропроб [Wada, 1988] на масс-спектрометре Finnigan MAT-250, оборудованном дополнительной системой напуска микроколичеств пробы с трактом охлаждения (n-пентан/жидкий азот) для вымораживания паров воды. Рабочий стандарт был калиброван относительно NBS-20 кальцитового стандарта. Воспроизводимость измерений  $\delta^{13}C$  составляла  $0.03\%$ , а  $\delta^{18}O$  –  $0.05\%$ .

Из доломита, анкерита и других карбонатов, относительно устойчивых к фосфорной кислоте,  $CO_2$ (газ) извлекался в ходе реакции карбонатов с концентрированной фосфорной кислотой в 9 мм пирексной вакуумированной трубке, погруженной в масляную баню при температуре  $100^\circ C$  [Nagai, Wada, 1993]. Граничный объем порошковых проб, использованных при такой методике, определен предварительным анализом двух стандартов кальцита и доломита. Установлено [Nagai, Wada, 1993], что анализ более чем 10 мкл  $CO_2$ (газ) может иметь такую же точность, как пробы

обычного объема, но при меньших количествах  $\text{CO}_2$  (газа) ошибки определений увеличиваются.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты изотопных исследований карбонатов из валовых проб приведены в значениях  $\delta$  относительно стандарта PDB для углерода и стандарта SMOW для кислорода (табл. 4 и 5). На диаграмме  $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 2), построенной по данным валовых и микрообъемных проб, фигуративные точки изотопного состава карбонатов из апатит-карбонатных пород всех месторождений апатита образуют довольно обширное поле с разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-0.5\%$  до  $+5.5\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  от  $+13.6\%$  до  $+22.2\%$ , отчетливо выделяясь на фоне полей фигуративных точек изотопного состава карбонатов из лишенных апатита пород фундамента (мраморов и кальцифиров) и известняков юдомской свиты. Значительный разброс величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах из апатит-карбонатных пород связан с заметными вариациями минерального и химического состава их отдельных разновидностей в пространственно разбросанных месторождениях.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах из пластовых тел карбонатных пород месторождения Селигдар и его окружения положительные, тогда как в карбонатах из сопровождающих их прожилков и гнезд чаще всего выявлены отрицательные величины  $\delta^{13}\text{C}$ .

Для карбонатов из апатитоносных кальцифиров и мраморов, подстилающих рудное тело Селигдарского месторождения (участок Верхний Селигдар), отмечаются обычно положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , чем они отличаются от мраморов и кальцифиров, развитых вне апатитовых месторождений. Карбонаты из кальцифиров Селигдарского месторождения по сравнению с карбонатами из руд заметно беднее тяжелым изотопом кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 9.6-14.8\%$ , SMOW).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из отдельных разновидностей апатит-карбонатных пород Селигдарского месторождения в целом близок (см. табл. 4), но среди них выделяются апатит-силикат-карбонатные разновидности, карбонат которых обычно богаче изотопом  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = +2.3\%$ , PDB), но обеднен изотопом  $^{18}\text{O}$  (проба ИК-21 –  $\delta^{18}\text{O} = 13.6\%$ , SMOW), чем он близок к величинам  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах из развитых здесь кальцифиров. Изотопные микромасштабные исследования анкерита одного из наиболее ранних карбонатов апатит-силикат-карбонатных пород показали (рис. 3а) еще более высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до  $+3.78\%$ , PDB) при обычных для других разновидностей апатитоносных пород величинах  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Таблица 4.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из различных типов апатит-карбонатных пород Селигдарского апатитового месторождения

Породы	Морфологический тип	№ проб	Изотопный состав	
			$\delta^{13}\text{C}, \%$ PDB	$\delta^{18}\text{O}, \%$ SMOW
Апатит-кварц-карбонатные	Пластовые тела	ИК 19	+1.6	+20.4
		ИК 20	+1.1	+20.0
Апатит-силикат-карбонатные	»	ИК 21	+2.9	+13.6
		ИС 70	+1.8	+19.3
		ИК 31	+3.1	+19.1
Апатит-карбонатные	»	ИК 22	+1.7	+20.8
		ИК 24	+0.7	+18.1
		ИК 26	+2.3	+19.4
		ИК 28	+2.4	+16.2
Кальцифиров	»	ИК 34	+1.5	+12.5
		ИК 15	+1.0	+14.8
		ИК 32	+1.7	+9.6
Мраморы	»	ИС 40	-0.3	+20.1
		ИС 38	+0.6	+21.1
		ИК 16	-1.4	+17.6
		ИК 18	+0.1	+19.9
Поздние карбонаты	Прожилок	ИК 17	+0.5	+18.8
		ИК 30	-1.5	+17.0
	Гнездо	ИК 29	+1.9	+18.1
		ИК 27	-2.6	+11.5
		ИК 25	-0.5	+22.5
»	ИК 23	-1.1	+16.4	
»	ИС 15	-1.2	+19.2	

Микромасштабными изотопными исследованиями анкерита из апатит-сульфат-карбонатных разновидностей выявлены на  $1-2\%$  меньшие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (см. рис. 3б) по сравнению с анкеритом из силикат-карбонатных разновидностей, и на  $1-2\%$  большие величины  $\delta^{18}\text{O}$ . Доломит и кальцит из сульфатсодержащих минеральных ассоциаций в мраморах отличаются от анкерита из сульфат-карбонатных руд Селигдара более низкими (на  $1-2\%$ ) значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (см. табл. 4).

Фигуративные точки изотопного состава карбонатов из пластовых тел апатит-карбонатных пород различных месторождений на диаграмме  $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$  (рис. 4) образуют отдельные поля, частично или полностью перекрывающие друг друга. При этом наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  ( $+4.4\%$ , PDB) выявлены в валовых пробах карбонатов месторождения Чукурдан, а наиболее низкие ( $-0.5\%$ , PDB) – в доломите из месторождения Мустолаах (см. табл. 5). Тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  богаты также карбонаты из месторождения Би-

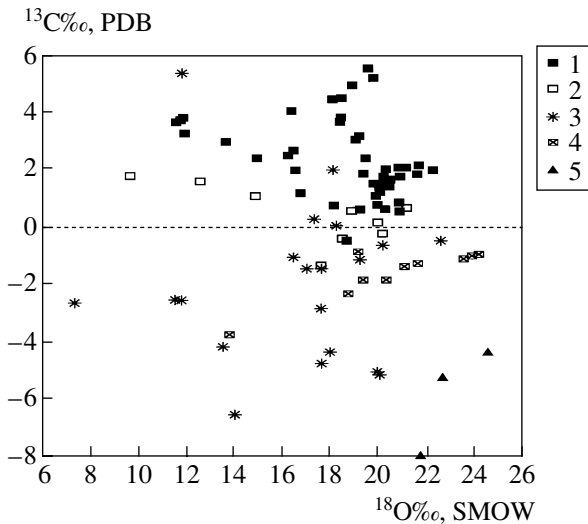
**Таблица 5.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из различных типов апатитоносных карбонатных пород Алданского щита

Месторождения	Породы	Морфологический тип	№ проб	Изотопный состав				
				$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW			
Мустолаах	Апатит-карбонатные	Пластовое тело	ИК 7	+0.6	+20.2			
			ИК 10	-0.5	+18.6			
			»	ИК 11	+0.5	+20.8		
			»	ИК 12	+1.7	+20.1		
			»	ИК 13	+0.7	+19.9		
			»	ИС 61	+1.4	+20.0		
			»	ИС 66	+0.8	+20.8		
			»	ИС 67	+1.0	+19.8		
	Поздние карбонаты	Гнездо	ИК 8	-0.7	+20.1			
			»	ИК 9	-2.6	+11.8		
Прожилок			ИК 14	0.0	+18.2			
»			ИС 24	+5.3	+11.8			
Ниряджа	Апатит-карбонатные	Пластовое тело	ИК 1	+1.9	+22.2			
			ИК 2	+1.8	+21.5			
			»	ИК 3	+2.1	+21.6		
	Поздние карбонаты	Прожилок	ИК 4	-4.4	+17.9			
			»	ИК 5	-2.9	+17.6		
			»	ИК 6	-1.5	+17.6		
Бирикээн	Апатит-карбонатные	Пластовое тело	ИК 52	+0.2	+17.3			
			ИК 42	+1.9	+16.5			
			ИС 26	+4.0	+16.3			
			»	ИС 58	+3.0	+19.0		
			»	ИК 43	+1.1	+16.7		
			»	ИК 53	+2.6	+16.4		
			»	СО 29	+4.4	+18.0		
			Чукурдан	Поздние карбонаты	Прожилок	СО 28	-5.1	+19.9
						ИС 60	-4.8	+17.6
			Усть-Чульман	Поздние карбонаты	Прожилок	СО 30	-5.2	+20.0
Хаюмкан	ИС 69	+2.3	+14.9					
Тагнарар	Апатит-силикат-карбонатные	Пластовое тело	ИС 69	+2.3	+14.9			
Левый	Доломиты	»	ИК 49	-8.0	+21.7			
Бурный	юдомской	»	ИК 55	-5.3	+22.6			
Селигдар	свиты	»	ИК 56	-4.4	+24.5			

рикээн ( $\delta^{13}\text{C}$  до +4.0‰, PDB). Фигуративные точки изотопного состава карбонатов месторождений Селигдар и Мустолаах частично перекрываются, но для карбонатов последнего чаще всего характерны низкие содержания изотопа  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = +0.8\text{‰}$ , PDB).

Микромасштабные изотопные исследования карбонатов из руд месторождения Чукурдан также показали высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до +5.45‰, PDB) (рис. 5). Кальцит из апатит-силикат-карбонатных пород этого месторождения, как и Селиг-

дарского, обогащен изотопом  $^{13}\text{C}$  (до +4.42‰, PDB), но в нем, в отличие от бессиликатных разновидностей, значения  $\delta^{18}\text{O}$  низкие и сильно варьируют (табл. 6). В обособленных жильных выделениях карбонатов в апатит-диопсид-карбонатной породе наибольшие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (+4.42‰, PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (18.39‰, SMOW) выявлены в непосредственно примыкающем к диопсиду карбонате, тогда как в карбонатах, удаленных от контакта, значения  $\delta^{18}\text{O}$  существенно ниже (до 11.54‰, SMOW).



**Рис. 2.** Диаграмма изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов из различных типов апатит-карбонатных руд и карбонатных пород Алданского щита.  
1 – руды из пластовых тел, 2 – руды участка Верхний Селигдар, 3 – карбонатные жилы и гнезда, 4 – мраморы и кальцифиры, 5 – известняки Юдомской свиты.

Подобным изотопным составом углерода и кислорода характеризуются и карбонаты из месторождения Тагнарап ( $\delta^{13}\text{C} = +2.3\text{‰}$ , PDB,  $\delta^{18}\text{O} = +14.9\text{‰}$ , SMOW), что также сближает их с карбонатами из кальцифиров и апатит-силикат-карбонатных пород Селигдара.

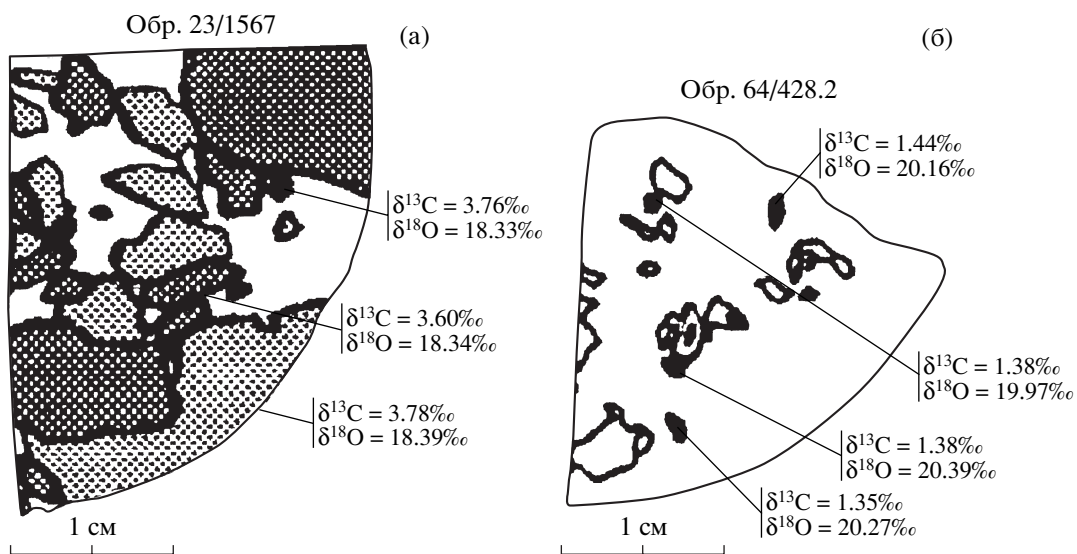
Наиболее богаты изотопом  $^{18}\text{O}$  карбонаты месторождения Нирянджа (до  $22.2\text{‰}$ , SMOW), тогда как низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  обычны для карбонатов из месторождения Чукурдан (см. табл. 6). При

этом карбонаты месторождения Нирянджа характеризуются наиболее кучным расположением фигуративных точек изотопного состава на диаграмме (см. рис. 2). Богатые и бедные обломочным апатитом прослойки карбонатных пород этого месторождения мало отличаются друг от друга по составу изотопов углерода и кислорода карбонатов (рис. 6).

Карбонаты из участков Усть-Чульман и Хаяюккан существенно обогащены легким изотопом углерода. Подобный изотопный состав углерода определен в карбонатах из прожилков и гнезд – образований относительно более поздних по отношению к собственно апатит-карбонатным породам.

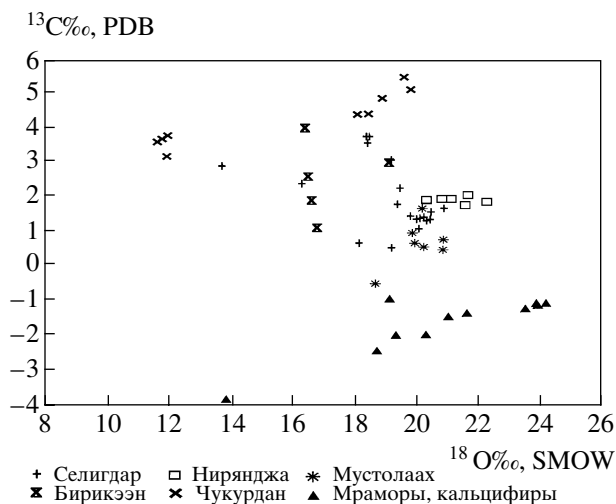
Подобие минерального состава апатит-карбонатных пород в пределах различных участков позволяет предположить их формирование в прошлом либо в едином обширном палеобассейне и представляющими собой сейчас лишь уцелевшие от эрозии реликты сплошной толщи, либо – в серии пространственно разобщенных и изолированных друг от друга небольших палеобассейнах с различными режимами солености.

Как показывают результаты изотопных исследований карбонатообразования в различных типах бассейнов, изотопно-обменные процессы по углероду и кислороду протекают в условиях закрытости или открытости физико-химической системы [Фейцлер, 1987; Кулешов, 2001; Hudson, 1977; Talbot, 1990]. В карбонатных отложениях гидрологически замкнутых бассейнов (озерные водоемы) [Talbot, 1990] коэффициент корреляции между  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов превышает 0.8, тогда как в открытых и частично замкнутых (лагун-



**Рис. 3.** Изотопный состав отдельных зерен карбонатов из апатит-силикат-карбонатных (а) и апатит-сульфат-карбонатных (б) руд месторождения Селигдар (зарисовка).





**Рис. 4.** Диаграмма изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов из различных апатитовых месторождений Алданского щита.

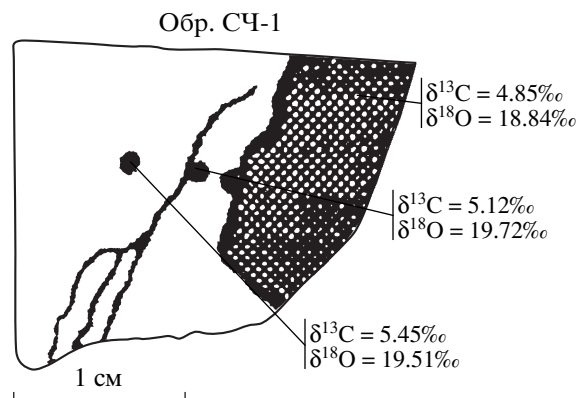
ных) морских бассейнах [Фейцер, 1987; Hudson, 1977] он гораздо ниже. Совокупность карбонатов всех разновидностей апатит-карбонатных пород Алданского щита характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , не связанными линейной зависимостью (коэффициент регрессии  $R = 0.07$ ;  $n = 55$ ), которая бы проявлялась в случае их кристаллизации в едином бассейне гидрологически замкнутого типа. Подобная картина наблюдается и для изотопных составов углерода и кислорода в карбонатах из собственно апатит-карбонатных пород всех месторождений в целом ( $R = 0.10$ ;  $n = 22$ ) и Селигдара в частности ( $R = 0.07$ ;  $n = 6$ ). Высокая неоднородность изотопных значений характерна и для карбонатов из апатит-карбонатных пород месторождения Бирикээн ( $R < 0.01$ ;  $n = 6$ ).

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АПАТИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА

Апатит-карбонатные породы по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов, с одной

**Таблица 6.** Изотопный состав С и О в карбонатах из апатит-диоксид-карбонатной породы месторождения Чукурдан (обр. 2850/10) по результатам микромасштабных исследований

№ пробы	Объем газа пробы, мкл	Изотопный состав	
		$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
1	2.67	3.66	11.70
2	6.84	3.58	11.54
3	10.98	3.76	11.87
4	4.16	3.17	11.88
5	6.57	4.42	18.39



**Рис. 5.** Изотопный состав отдельных зерен карбонатов из апатит-карбонатной породы месторождения Чукурдан.

Светлое поле – карбонат, темное – апатит (зарисовка).

стороны, подобны в целом осадочным карбонатам фанерозоя и докембрия [Фейцер, 1987; Schidlowski et al., 1975; Hudson, 1977], а с другой – они отличаются от других типов карбонатных пород Алданского щита более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Как уже ранее указывалось [Гулий, 1994], их образование происходило в более окислительных условиях по сравнению с мраморами и кальцифирами при наличии свободного кислорода, а прямым свидетельством возможной роли эвапоритовых процессов на разных стадиях их формирования является частое присутствие сульфатов в апатит-карбонатных породах, что отмечается в других регионах развития докембрия [Schidlowski et al., 1975; McNauth, Wilson, 1983].

Периодические воздымания отдельных участков способствовали формированию палеокарстовых образований и появлению внутрiformационных апатитоносных конгломератов [Гулий, 1995; Гулий, Рид, 1999]. Таким образом, апатит-карбонатные породы являются продуктом сложного чередования процессов седиментогенеза при разных режимах солености бассейнов, иногда с разрушением уже образованных осадков в субэвральных условиях.

Все изученные месторождения и апатитопроявления щита характеризуются сходным геологическим положением, но с резко варьирующими от места к месту мощностями рудных тел и общими запасами  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Они сложены однотипными апатитоносными породами с изменяющимися количественными соотношениями их друг с другом и с бедными фосфором силикатными породами, что обусловлено различными фациальными условиями формирования первично-осадочных пород каждого из месторождений. Единообразная пластовая и линзовидная форма тел апатит-карбонатных пород в первичном залегании указывает на плоскодонный и мелководный про-

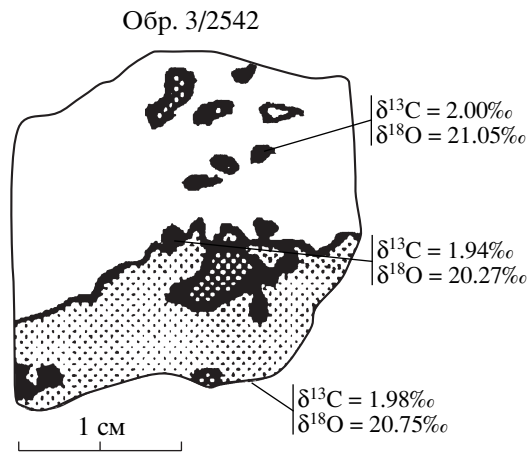


Рис. 6. Изотопный состав карбонатов в богатых (крап) и бедных (белое) обломочным апатитом участках апатит-карбонатных пород месторождения Нирянджа (зарисовка).

филь палеобассейнов, но из-за дифференцированной интенсивности тектонических движений в пределах отдельных участков размеры их были разными, что и, в конечном итоге, определило различные масштабы фосфорносности.

Как следует из неоднородного, послойного характера распределения фосфора в породах месторождений и отсутствия усреднения его содержания при региональном метаморфизме [Гулий, 1989], фосфатообразование происходило лишь в определенных фациях палеобассейнов. Это согласуется с мнением о литологическом контроле апатитового [Виноградов и др., 1975] и магнетитового [Павлов и др., 1987] оруденения в докембрийских толщах Алданского щита и позволяет прогнозировать возможные масштабы оруденения в зависимости от типа геологического разреза района.

При смене геологически относительно наиболее ранних, существенно богатых фосфором апатит-силикат-карбонатных разновидностей апатитоносных пород щита, завершающими процесс формирования апатитовых руд, апатит-сульфат-карбонатными разновидностями бедными фосфором [Булах и др., 1990] карбонаты постепенно обедняются тяжелыми изотопами  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ , которые достигают минимальных значений в поздних гнездовидных и жильных выделениях. Такая последовательность указывает на ограниченные объемы порций растворов, обогащенных фосфором, и постепенное их истощение к концу процесса кристаллизации карбонатного протолита. Для практических целей важно, с одной стороны, что богатые легкими изотопами углерода и кислорода участки карбонатных пород существенно бедны апатитом, а с другой – что карбонато- и фосфатообразование в подобных бассейнах являют-

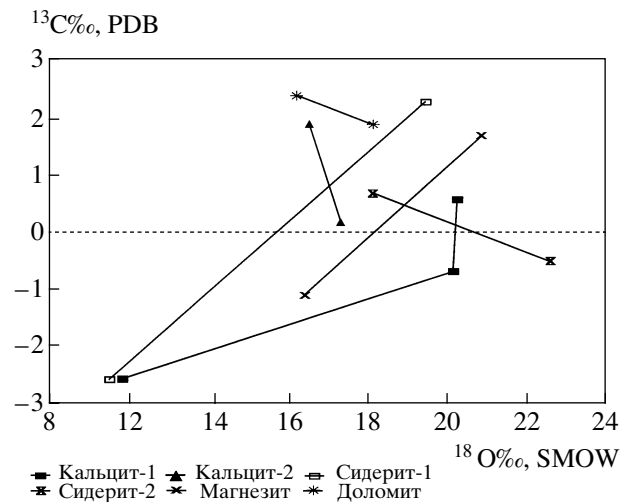


Рис. 7. Диаграмма  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  для первичных и поздних карбонатов из апатит-карбонатных пород и руд.

ся самостоятельными, хотя в некоторые моменты и синхронными процессами. Синхронность их обусловлена близостью физико-химических условий, относительно в равной мере благоприятных для образования стабильных кристаллических фаз и карбонатов, и фосфатов, но количество последних определялось общим содержанием фосфора в палеобассейнах.

Вероятным объяснением относительной близости изотопных составов углерода и кислорода карбонатов из отдельных разновидностей апатитоносных пород может быть относительная устойчивость парциального давления углекислоты, знаменующая единую природу источника карбонатов. Это особенно относится к пробам из пород массивной или пятнистой текстуры, где отсутствуют жильные и гнездовидные карбонатные выделения, обладающие резким несоответствием значений изотопов в исходном участке и новообразованном минерале или агрегате минералов.

После выделения апатита и сосуществующих карбонатов кристаллизация последующих фаз происходит при изменившихся концентрациях катионов и в обедненной изотопом углерода  $^{13}\text{C}$  и кислорода  $^{18}\text{O}$  минералообразующей среде. Ранний доломит всегда более богат изотопом  $^{13}\text{C}$  (рис. 7) при незначительных вариациях от участка к участку. Обогащение легкими изотопами углерода и кислорода карбонатов из более поздних выделений свидетельствует о возможной роли пресноводных углекислотно-водных систем [Кулешов, 2001]. Показательным при этом является изменение изотопного состава углерода и кислорода в доломите, позднем доломите и кальците [Гулий, 1994], отражая в одном образце общую схему кристаллизации апатита, гематита и карбонатов. Судя по небольшому общему объему позд-

них карбонатных выделений по сравнению с подавляющей массой более ранних карбонатов, масштабы завершающих преобразований под воздействием растворов, богатых легкими изотопами углерода и кислорода, были незначительными.

Авторы признательны Ю.А. Борщевскому и Н.И. Медведовской за помощь в проведении изотопных анализов валовых проб карбонатов и благодарят Y. Nagai за техническую помощь в отборе порошковых проб для микроанализа и его проведение.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Попова Н.К.* Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа // V Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М.: Наука, 1974. С. 207–209.
- Булах А.Г., Золотарев А.А.* Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород (Алданский щит) // Сов. геология. 1983. № 6. С. 96–101.
- Булах А.Г., Гулий В.Н., Золотарев А.А.* Фосфорные руды докембрийских толщ Алдана. Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. 220 с.
- Виноградов В.И., Егин В.И., Кичигин Л.И. и др.* Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы) // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 5. С. 117–127.
- Вишняков В.Н., Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Некрасова Е.А.* Карбонатный седиментогенез и связанные с ним полезные ископаемые в докембрии Южного Прибайкалья // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 158–165.
- Гулий В.Н.* Основные черты минералогии и генезиса апатитопоявлений Алданского кристаллического щита // Геология руд. месторождений. 1989. № 4. С. 117–127.
- Гулий В.Н.* Особенности минерального состава и рудоносность докембрийских карбонатных пород Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 45–54.
- Гулий В.Н.* Метаосадочные месторождения апатита Бирикээнской площади (Алданский щит) // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 602–614.
- Гулий В.Н., Рид С.* Апатитоносные конгломераты Алданского щита // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 2. С. 186–197.
- Киселев В.И.* О перспективах Юго-Западного Памира как новой провинции неметаллических полезных ископаемых // Докл. АН ТаджССР. 1977. Т. 20. № 5. С. 45–47.
- Кицул В.И., Богомолова Л.М., Дук В.Л.* Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979. С. 41–46.
- Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 126 с.
- Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 491–508.
- Маракушев А.А.* О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах мраморов // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 339–347.
- Павлов В.А., Чердаков В.И., Комаров П.В.* Минералого-геохимические особенности пород и руд железорудных месторождений Южного Алдана // Геология руд. месторождений. 1987. № 5. С. 75–83.
- Пушкарев Ю.Д., Гулий В.Н., Кравченко М.П., Рюнгенен Г.И.* Изотопный состав Pb и Sr в месторождениях апатит-силикатных и апатит-карбонатных руд Алданского щита // XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1989. С. 10–11.
- Реутов Л.М.* Докембрий Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
- Со Вар Сон, Ким Ён Хен, Ко Тар Сок.* Генезис магнетитовых месторождений Кореи по изотопным составам углерода и кислорода // Геология и география. 1989. № 4. С. 2–6.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева В.Б.* О возрасте апатитового оруденения Алданского щита // Геохимия. 1977. № 6. С. 847–855.
- Фейцгер Я.* Элементы-примеси и изотопы в осадочных карбонатах // Карбонаты. Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. С. 329–370.
- Энтин А.Р., Сучков В.Н., Тыллер А.Г., Боярко Г.Ю., Ятлукова Н.Г.* Геолого-экономические проблемы освоения апатитовых руд Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 128 с.
- Юдин Н.И.* О генетической связи карбонато- и фосфатонакопления в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 150–154.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А.* Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
- Currie J.B.* The occurrence and relationships of some mica and apatite deposits in South – Eastern Ontario // Econom. Geology. 1951. V. 46. № 2. P. 765–778.
- Hudson J.D.* Stable isotopes and limestone lithification // Journal of the Geological Society. 1977. V. 133. Part 6. P. 637–660.
- McNaughton N.J., Wilson A.F.* <sup>13</sup>C- rich marbles from the Proterozoic Einasleigh Metamorphics, northern Queensland // Journal of the Geological Society of Australia. 1983. V. 30. P. 175–178.
- Nagai Y., Wada H.* Development and applications of micro-scale analyses for metamorphic dolomites // Geosci. Rept. of Shizuoka Univ. 1993. № 19. P. 25–34.
- Sang L., You Z.* The metamorphic petrology of the Susong Group and the origin of the Susong phosphorite deposits, Anhui Province // Precambrian Res. 1988. V. 39. № 1–2. P. 65–76.
- Schidrowski M., Eichmann R., Junge C. E.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemis-

- try and implications for the terrestrial oxygen budget // *Pre-cambrian Research*. 1975. V. 2. P. 1–69.
- Sighinolfi G.P., Kronberg B.I., Gorgoni C., Fyfe W.S.* Geochemistry and genesis of sulphide-anhydrite-bearing Archean carbonate rocks from Bahia (Brazil) // *Chemical Geology*. 1980. V. 29. P. 323–331.
- Talbot M.R.* A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 1990. V. 80. P. 261–279.
- Wada H.* Microscale isotopic zoning in calcite and graphite crystals in marble // *Nature*. 1988. V. 331. № 6151. P. 61–63.
- Whelan J.F., Rye R.O., deLorraine W., Ohmoto H.* Isotopic geochemistry of a Mid-Proterozoic evaporite basin: Balmat, New York // *Amer. Journ. of Science*. 1990. V. 290. P. 396–424.