

УДК 551.794.143(265.53)

## ГОЛОЦЕНОВОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ОХОТСКОМ МОРЕ

© 2004 г. Ю. Г. Волохин, А. С. Астахов\*, Н. Ващенко\*

Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН  
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, E-mail: fegi@online.marine.su

\* Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного отделения РАН  
690041 Владивосток, ул. Балтийская, 43

Поступила в редакцию 06.12.2002 г.

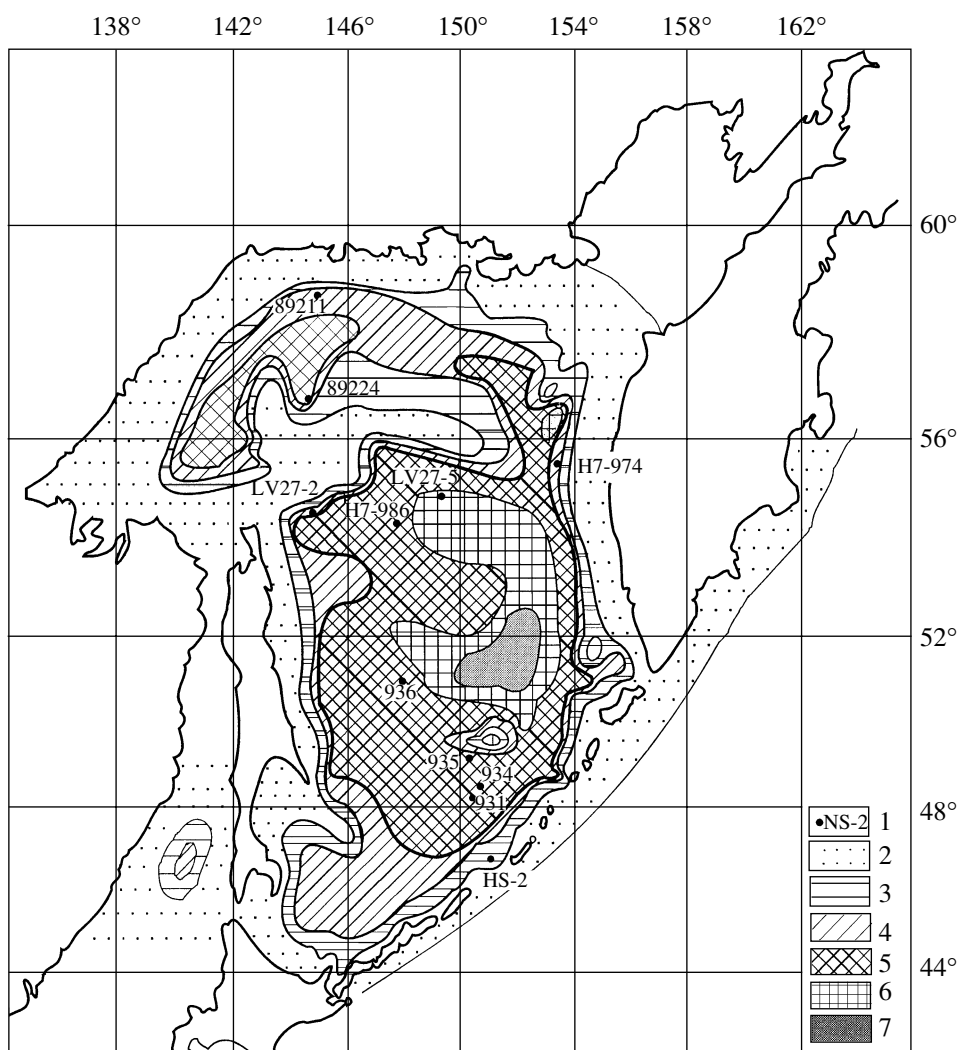
Изучены минеральный и химический состав, физические свойства диатомовых глинисто-кремнистых илов Охотского моря, определены абсолютные массы кремненакопления. Моделируемый химический состав пород по содержанию кремнезема близок к позднеюрским и оленекско-среднеазиатским силицитам южного Сихотэ-Алиня. Толщина голоценового кремнистого горизонта и абсолютные массы накопления кремнезема зависели от биопродуктивности в верхней части водной толще и топографии дна бассейна. Абсолютные массы  $\text{SiO}_2$  ам. (0.05–5.7) и  $\text{SiO}_2$  св. (0.5–11.6 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет) минимальны на подводных возвышенностях и максимальны в котловинах у подножья склонов. Они по порядку величин сопоставимы с абсолютными массами накопления  $\text{SiO}_2$  св. в триасовом и позднеюрском бассейнах Сихотэ-Алиня (0.33–3 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет). Сравнительный анализ вещественного состава и абсолютные массы кремнезема показывают возможность накопления кремневых толщ триаса и поздней юры Сихотэ-Алиня в окраинно-морском бассейне вблизи континентальной суши.

К одной из актуальных задач геологии П.Л.Безруков [1970] относил подробное сопоставление близких по составу формаций окраинных частей Тихого океана и окружающих участков суши. Кремненакопление в современных морских бассейнах привлекает внимание геологов в качестве возможной модели формирования фанерозойских кремневых пород и формаций. Последние нередко считаются планктоногенными океаническими образованиями, накопившимися на глубинах ниже критической глубины карбонатакопления и оказавшимися вблизи континентальных окраин вследствие значительного перемещения и субдукции океанических плит [Брагин и др., 1988; Брагин, 1991; Натальин, 1991; Голозубов и др., 1992; Зябрев, 1994; Ханчук и др., 1995; Голозубов, Ханчук, 1995; Маркевич и др., 2000; Парфенов и др., 1998; Филиппов, 2001; Pirova et al., 1999 и др.]. По мнению других исследователей, образование кремневых формаций складчатых областей возможно в окраинно-континентальных и внутриконтинентальных бассейнах, а обстановки седиментации или генезис древних силицитов могли существенно отличаться от таковых современных океанических радиоляриевых илов [Хворова, 1968; 1980; Jenkyns, Winterer, 1982; Hein, Karl, 1983; Iijima et al., 1978; 1989; Iijima, Utada, 1983; Гречин, 1987; Волохин, 1985; Лихт, 1993; Vecsei et al., 1989; DeWeaver, 1989].

Сравнение современных и древних кремнистых отложений сталкивается с различными труд-

ностями. Ему препятствуют: несопоставимость и неполнота данных о строении, возрасте и составе современных кремнистых илов и толщ силицитов, разный временной масштаб сравниваемых явлений, ограничивающий применение историко-геологического подхода к современным отложениям и сравнительно-литологического – к древним кремневым формациям. Несхожесть современных и древних биоценозов и природных ландшафтов также создают некоторые проблемы методологического и методического свойства.

Охотское море – это один из типичных окраинно-континентальных бассейнов с современным биогенным кремненакоплением. Строение голоценовых отложений, их минералогия и геохимия, распределение и механизм накопления биогенного кремнезема в Охотском море достаточно хорошо изучены [Безруков, 1960; 1970; Безруков и др., 1970; Жузе, 1962; Петелин, 1957; Невесский, 1957; Захарова и др. 1977; Кругликова, 1969; Лисицын, 1966б, 1970; Курносоев, Мурдмаа, 1978; Горбаренко, 1991; Горбаренко и др., 1988а, б; 2000; Воронова, Ильев, 1997; Воронова, 1997; Грецкая, 1997; Астахов, 2001; Черепанова, 1999; Пушкарь, Черепанова, 2001; Aoki, Oinuma, 1988; Cruise report..., 1999; 2000 и др.]. Представленные в статье результаты изучения вещественного состава, физических свойств, данные по скоростям накопления кремнезема в голоценовом горизонте Охотского моря получены с целью количественного сравнения характеристик современного и древнего



**Рис. 1.** Распределение аутигенного кремнезема в поверхностном слое осадков Охотского моря, по П.Л.Безрукову [1960], и местоположение станций отбора проб.

1 – местоположение и номер станции. 2–7 – содержание  $\text{SiO}_2$  аморф. (%): 2 – <10, 3 – 10–20, 4 – 20–30, 5 – 30–40, 6 – 40–50, 7 – > 50

кремненакопления. Они акцентируют внимание на тех свойствах кремнистых илов, которые обычно не привлекают внимания геологов работающих на суше.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Образцы для исследования были получены прямоточными и гидростатическими трубками в рейсах нис “Морской геофизик” (1989 г.), “Академик А.Несмеянов” (1993 г.), “Академик А.Виноградов (1992 г.) и “Академик М.Лаврентьев” (1996) (рис. 1, табл. 1). Физико-механические свойства осадков определялись в экспедиционных условиях по стандартной методике [Астахов, 1991]. Содержание твердой минеральной фазы (плотность сухого осадка) в табл. 2 рассчитано за вычетом со-

держания солей, при принятой солёности иловых вод 35‰. Общий компонентный состав осадков определялся путем микроскопического изучения прозрачных препаратов.

Минеральный состав глинистой фракции (<2 мкм и 2–5 мкм) изучался с использованием рентгеновской дифрактометрии, ИКС-спектроскопии (аналитики Н.В.Груда и Г.А. Нарнов, ДВГИ). Фракции разделялись методом водной сепарации частиц в дистиллированной воде. Их минеральный состав определялся сравнением дифрактограмм воздушно-сухих, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при 550°C ориентированных образцов. Содержание глинистых минералов во фракциях вычислялось по методу [Biscaue, 1965]. Содержание смешанослойных глинистых минералов определялось с использованием расчетного ко-

**Таблица 1.** Верхнеплейстоценовые и голоценовые илы Охотского моря: местоположение станций, скорости седиментации и абсолютные массы кремнезема

№ станции	Глубина воды, м	Широта, долгота	Интервал колонки, см	Изотопно-кислородная стадия*	Скорости осадко-накопления, см/тыс. лет**	Абсолютные массы г/см <sup>2</sup> /1000 лет		
						осадка	SiO <sub>2</sub> аморф.	SiO <sub>2</sub> св.
89211	140	58°35.00'	0–185	I	17.5	12.3	1.61	4.89
		145°28.20'	185–195	II				
89224	235	57°10.00'	0–40	I	3.2	2.8	0.67	1.34
		144°43.90'	40–47	II				
LV27-2	1305	54°30.15'	0–410	I	32.8	12.5	3.84	6.82
		144°45.15'	410–738	II	>28.5	>18.5	>1.42	>4.83
LV27-5	482	54°44.09'	0–55	I	4.4	2.1	0.65	1.11
		149°29.91'	55–180	II	10.9	11.1		
936	1310	51°00.90'	0–160	I	12.8	4.2	1.56	2.44
		148°18.80'	160–300	II	12.2	4.6		
935	1110	49°17.80'	0–30	I	2.4	1.8	0.05	0.53
		150°19.30'	30–290	II	22.6	15.1		
934	2190	48°32.50'	0–400	I	32.0	11.2	4.61	6.47
		150°40.90'	400–510	II				
931	3255	48°15.10'	0–530	I	42.5	23.0	5.7	11.6
		150°25.20'	530–570	II				
HS2	3300	46°58.40'	0–60	I	>4.8	>7.5	>1.12	>3.08
		150°58.20'						
H7-974	710	55°34.00'	0–300	I	>24	>15.1	>2.78	>6.8
		153°37.40'						
H7-986	950	54°15.80'	0–70	I	5.6	3.0	0.66	1.32
		147°42.20'	70–120	II	4.3	2.4		

Примечание. \* Изотопно-кислородные стадии [Горбаренко, 1991; Горбаренко и др., 1988 а,б; Gorbarenko et al., 2002]: I – 0–12.5 тыс. лет (голоцен), II – 12.5–24 тыс. лет (поздний плейстоцен). \*\* – по данным работы [Астахов и др., 2000].

эффицента монтмориллонита. Содержание каолинита в присутствии хлорита оценивалось сравнением дифрактограмм обычных препаратов с таковыми проб, прогретых при 90°C в 10%-й HCl, в течение 1 часа.

При подготовке к химическому анализу пробы осадков дважды отмывались дистиллированной водой от солей иловых вод, отделялись на центрифуге, высушивались в сушильном шкафу и истирались в агатовой ступке. Породообразующие элементы определялись стандартным химическим методом (аналитик С.П.Славкина, ДВГИ). Гигроскопическая вода (удаляемая при 105°C) вычтена и анализы приведены к реально полученным суммам. Содержание аморфного кремнезема (SiO<sub>2</sub> аморф.), экстрагированного из осадка двукратными содовыми вытяжками на водяной бане, определено колориметрическим методом.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ

Четвертичные отложения в пелагической части Охотского моря имеют отчетливо выраженное цикличное строение, обусловленное климатическими изменениями и гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Кремнистые, существенно пелитовые диатомовые осадки отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные пелит-алевритовые илы с повышенным количеством материала ледового разноса накапливались во время оледенений и регрессий [Безруков, 1960; Бараш и др., 2001]. Стратиграфические исследования, выполненные в последние годы с использованием комплекса методов: литостратиграфического, радиоуглеродного, климатостратиграфических (биостратиграфические и изотопно-кислородные исследования), магнитостратиграфии и тефрохронологии, показали, что верхний слой

Таблица 2. Физические свойства голоценовых и верхнеплейстоценовых илов Охотского моря

№ станции	Глубина отбора пробы, см	Объемная влажность, %	Плотность осадка, г/см <sup>3</sup>	Содержание минеральной фазы, г/см <sup>3</sup>	№ станции	Глубина отбора пробы, см	Объемная влажность, %	Плотность осадка, г/см <sup>3</sup>	Содержание минеральной фазы, г/см <sup>3</sup>
89211	20	74.66	1.37	0.60	935	25	73.66	1.48	0.72
	60	76.55	1.37	0.58		52	79.96	1.37	0.54
	100	76	1.39	0.60		97	73.60	1.43	0.67
	140	65.17	1.58	0.91		142	74.80	1.45	0.68
	175	64.54	1.66	0.99		182	70.60	1.50	0.77
89224	10	75.57	1.37	0.59	202	77.86	1.41	0.60	
	40	60.1	1.67	1.05	262	77.56	1.41	0.61	
LV27-5	5	52.48	1.25	0.71	295	73.66	1.48	0.72	
	34	57.86	1.34	0.74	327	79.94	1.42	0.59	
	66	38.27	1.65	1.25	365	74.90	1.44	0.66	
	95	43.94	1.55	1.10	412	76.50	1.45	0.66	
	146	38.44	1.61	1.21	450	69.86	1.57	0.85	
	176	31.57	1.76	1.43	480	73.84	1.49	0.73	
	207	30.16	1.75	1.44	520	74.60	1.47	0.70	
	236	33.26	1.71	1.37	560	72.84	1.49	0.74	
	330	41.35	1.57	1.14	600	74.06	1.48	0.71	
	430	27.20	1.81	1.53	934	15	90.68	1.19	0.25
518	42.74	1.52	1.08	45		91.60	1.18	0.23	
LV27-2	20	74.37	1.17	0.40		70	86.30	1.12	0.23
	48	72.98	1.19	0.43		118	91.14	1.18	0.24
	81	73.05	1.21	0.45		140	90.88	1.18	0.24
	106	71.07	1.21	0.47		170	90.44	1.17	0.23
	175	70.93	1.22	0.49		202	89.52	1.20	0.27
	238	67.83	1.26	0.56		229	86.28	1.23	0.34
	303	59.94	1.34	0.62		236	86.28	1.25	0.36
	377	59.94	1.28	0.66		270	82.76	1.27	0.41
	447	56.12	1.35	0.77	310	82.24	1.31	0.46	
	504	57.42	1.35	0.76	350	82.76	1.32	0.46	
572	54.06	1.40	0.84	376	86.08	1.29	0.40		
621	52.27	1.42	0.88	400	80.74	1.31	0.47		
674	51.36	1.45	0.92	440	80.16	1.33	0.50		
733	51.34	1.43	0.90	934	460	79.94	1.36	0.53	
936	5	90.7	1.17		0.23	475	81.76	1.36	0.51
	40	89.9	1.18		0.25	505	80.52	1.36	0.53
	82	91.4	1.18	0.23	931	20	89.74	1.17	0.24
135	88.4	1.22	0.31	50		89.38	1.20	0.27	
150	84.5	1.34	0.47	80		83.22	1.21	0.35	
187	78.04	1.40	0.59	109		88.00	1.18	0.27	
936	240	73.10	1.38	0.62		137	85.10	1.19	0.31
	293	79.56	1.41	0.59		172	73.54	1.49	0.74
	335	82.94	1.229	0.37		200	79.62	1.32	0.50
	380	84.00	1.34	0.47		220	85.20	1.28	0.40
	430	81.60	1.29	0.45		244	78.44	1.35	0.54
	465	75.70	1.39	0.61		280	78.26	1.41	0.60
	482	75.82	1.44	0.66	310	43.88	1.65	1.20	
	517	76.46	1.43	0.64	342	74.76	1.40	0.63	
	555	77.36	1.41	0.61	355	83.14	1.36	0.50	
	597	85.76	1.30	0.41	370	75.50	1.39	0.61	
650	84.86	1.33	0.45						
700	83.98	1.29	0.42						

кремнистых диатомовых илов (1-й горизонт по П.Л.Безрукову [1960] и А.П. Жузе [1962]), накопился за последние 6–8 тыс. лет голоценовой эпохи [Горбаренко и др., 1988 а,б; Астахов и др., 1988; Gorbarenko et al., 2002]. Абсолютный возраст кремнистого горизонта и нижняя граница голоцена (граница 1-й изотопно-кислородной стадии, около 12,5 тыс. лет) определен этими авторами с поправкой на возраст (1000 лет) поверхностных вод Охотского моря [Gorbarenko et al., 2002].

Кремнистые осадки голоцена образуют тонкий прерывистый горизонт, толщиной от 0.3 м до 2–5, редко до 8–10 м, протягивающийся на сотни километров, относительно выдержанный по петрографическому, химическому составу и физическим свойствам. Ниже его, до границы голоцена и верхнего плейстоцена, содержание аморфного кремнезема в осадках уменьшается, а переходные слои представлены глинисто-алевритовыми осадками с примесью диатомовых створок и с тонкими прослоями кремнисто-глинистых илов [Воронова, Ильев, 1997; Грецкая, 1997; Gorbarenko et al., 2002, Cruise..., 1999, 2000].

Латеральные вариации физических характеристик, гранулометрического, минерального и химического состава голоценового кремнистого горизонта проявлены в меньшей степени, чем резко выраженные изменения вниз по разрезу при переходе к терригенным низам голоцена. На шельфе и, местами, на подводных поднятиях кремнистые илы замещаются кремнисто-глинистыми, глинисто-алевритовыми и песчаными осадками [Воронова, Ильев, 1997]. На подводных поднятиях и крутых склонах осадки кремнистого горизонта иногда отсутствуют, а на поверхность выходят более древние, местами даже палеогеновые [Цой, Шастина, 2000] вулкано-терригенные отложения.

В диатомовых илах 1-го горизонта А.П. Жузе [1962] выделила 4 зоны (фактически фаши), отличающиеся составом комплексов диатомовой флоры. Обширную центральную часть морского дна покрывают осадки, содержащие океанический комплекс микрофлоры. Полоса осадков вдоль побережий содержит неритический комплекс. Между ними, тяготея к материковому склону, располагается зона смешанной океаническо-неритовой флоры. В сублиторальной зоне, локально (на некоторых участках восточного побережья Сахалина, магаданского побережья, западного побережья Камчатки, в устье Пенжинской губы) содержится значительное количество бентических и даже пресноводных видов. Близкое распределение имеют и флористические комплексы в осадках межледниковых эпох плейстоцена. Микрофлора осадков ледниковых эпох отличается снижением количества или практическим отсутствием теплолюбивых океанических видов, преобладанием не-

ритических (арктических, бореальных) видов, проникновением даже сублиторальных и пресноводных видов в глубоководные котловины Охотского моря [Жузе, 1962; Черепанова, 1999].

#### ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРЕМНИСТЫХ ИЛОВ

Данные о физических свойствах различных типов голоценовых осадков на всей акватории Охотского моря, полученные многочисленными советскими экспедициями, обобщены ранее [Астахов, 1991]. Позднее они были пополнены материалами российско-германских экспедиций на нис “Профессор Гагаринский” (рейсы 22 и 26), “Академик М.А.Лаврентьев” (рейс 28) и “Marshal Gelovany” (рейс 1) [Cruise..., 1999; 2000]. В табл. 2 представлены результаты измерения физических свойств осадков колонок, расположенных на профиле через акваторию Охотского моря – от магаданского шельфа до Курильских островов (см. рис. 1).

В осадках станций профиля объемная влажность варьирует от 27 до 91.6% (см. табл. 2). Максимальной влажностью характеризуются биогенные кремнистые илы, что иллюстрирует зависимость содержания аморфного кремнезема от объемной влажности (рис. 2). Плотность осадков во влажном состоянии изменяется от 1.17 до 1.81 г/см<sup>3</sup>, а содержание твердой минеральной фазы в 1 см<sup>3</sup> осадка – от 0.23 г (в наиболее высококремнистых) до 1.53 г – в глинисто-алевритовых и алеврито-песчаных илах (см. табл. 2). Плотность, как влажного, так и сухого ила, находится в обратной зависимости от содержания аморфного (SiO<sub>2</sub> аморф.) и “свободного”, т.е. не связанного в силикатах, кремнезема (SiO<sub>2</sub> св.). Наибольшая плотность характерна для песчаных и глинисто-алевритовых осадков, а минимальная – для кремнистых илов.

В катагенетически преобразованных триасово-раннемеловых толщах Сихотэ-Алиня плотность осадочных пород, исключая некоторые известняки и рудосодержащие породы, варьирует от 2.45 до 2.75 г/см<sup>3</sup> и мало зависит от их петрографического типа (песчаники, алевриты, аргиллиты, силициты). Плотность раннемезозойских силицитов варьирует в меньших пределах и составляет, в среднем, около 2.6 г/см<sup>3</sup> (по данным, предоставленным А.И. Свининниковым). Из сравнения плотности кремнистых илов и пород можно ожидать, что по достижении степени катагенеза мезозойских отложений Сихотэ-Алиня мощность горизонта голоценовых кремнистых илов Охотского моря может сократиться в 10–12 раз. Можно также ожидать, что сокращение толщины слоя кремнистых биогенных илов будет в 3–6 раз больше, по сравнению с терригенными отложениями низов голоцена и верхнего плейсто-

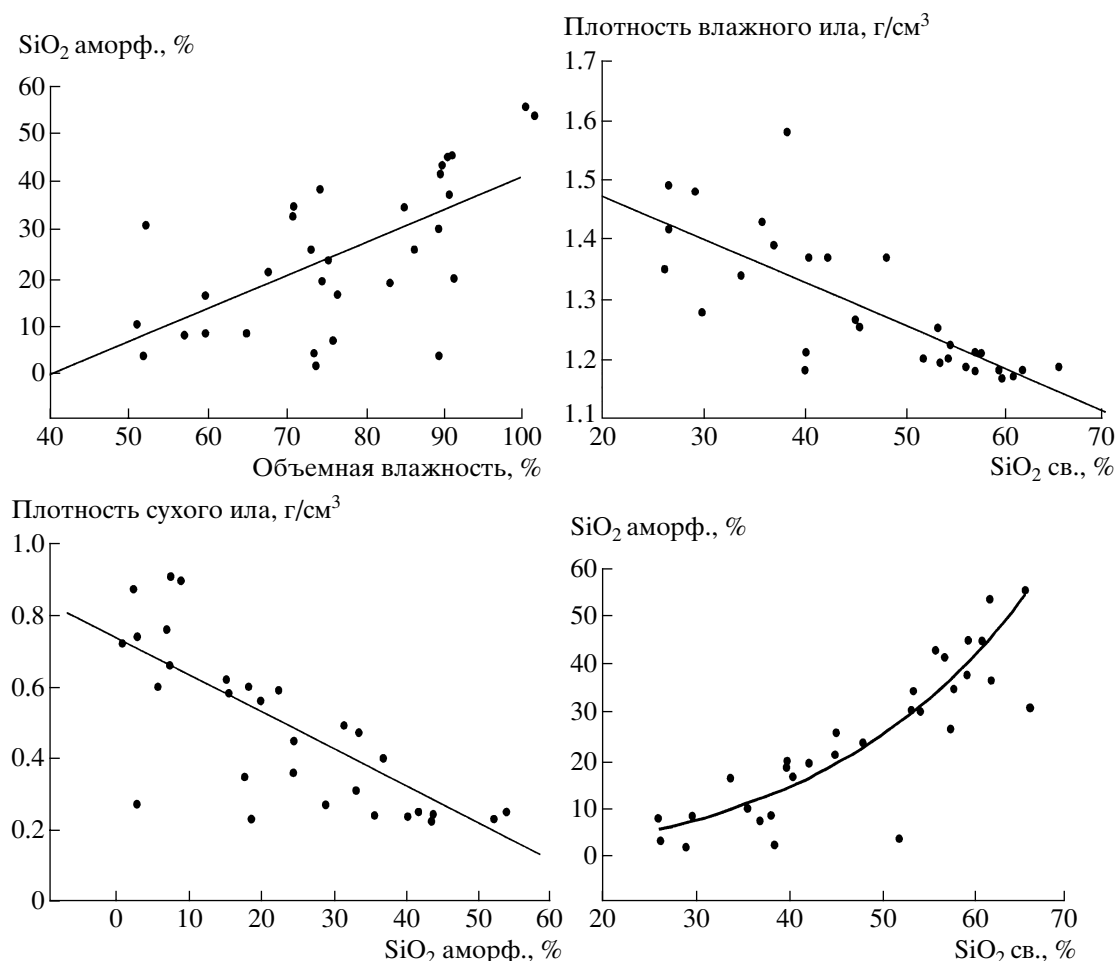


Рис. 2. Зависимость физических свойств голоценовых илов Охотского моря от содержания аутигенного кремнезема

цена. Потенциально горизонт голоценовых кремнистых илов может сформировать пласт глинистых кремней (местами, кремневых алевроаргиллитов) толщиной от первых сантиметров до 0.5 м (не более 1 м).

Из-за высокой влажности и содержания солей иловых вод, анализ не отмытых от морской соли проб кремнистых илов дает более искаженное представление о химическом составе их твердой фазы, по сравнению с другими типами осадков. Большая часть анализов кремнистых илов Тихого океана, опубликованных в литературе, представляет химическую характеристику проб, из которых соли поровой морской воды не удалены, либо указания на применение этой процедуры отсутствуют. Это относится и к последним опубликованным данным по химическому составу осадков Охотского моря [Астахов, 2001; Cruise..., 1999, 2000]. В поверхностных водах Охотского моря соленость воды обычно понижена (26.8–32.8 ‰), а с глубины от нескольких десятков метров и до дна резко возрастает. В глубоководных участках моря она составляет 34.4‰ – 34.6‰ [Cruise..., 1999,

2000]. В восточной части моря соленость глубинных вод Охотского моря приближается к солености тихоокеанских вод [Алекин, Ляхин, 1984]. Соленость иловых вод близка к таковой придонных вод, но иногда выше, и достигает 34.89‰ [Cruise..., 1999]. При объемной влажности осадка 91.6%, (как в пробе 934/45, см. табл. 2) и солености 34.5 ‰ в  $100 \text{ см}^3$  влажного осадка масса собственно твердой минеральной фазы может составить 23 г, а выпаренных солей – 3.16 г, т.е. 12.1% от 26.16 г сухого осадка. При содержании валового кремнезема в твердой фазе осадка 76.7% (как в отмытой от солей пробе 934/52–54), анализ неотмытой от солей пробы даст содержание  $\text{SiO}_2$  – 67.42%, т.е. заниженное на 9.28% вес. В поле распространения наиболее высококремнистых осадков голоцена Охотского моря встречаются слои с большей объемной влажностью, достигающей 96.5% (ст. LV28-43-5, 110 см ниже поверхности дна) [Cruise..., 1999; Appendix 3.4]. В таких пробах количество солей может стать соизмеримым с собственно твердой фазой осадка (до 30% суммарного веса). При захоронении осадков, уплотнении и

дегидратации кремнистых илов и пород в постседиментационных процессах большая часть этих солей будет “выдавлена” вместе с водой, либо вымыта при попадании пород в зону аэрации. Удаление при пробоподготовке солей из осадков все же не решает всех проблем сравнения химического состава кремнистых илов и пород, о чем будет сказано ниже.

### КОМПОНЕНТНЫЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЛОВ

Латеральные (фациальные) изменения состава осадков голоценового кремнистого горизонта схематично можно проследить на профиле станций от северного шельфа до Курильских островов.

**Отложения северного шельфа** представлены слабо кремнистыми алеврито-глинистыми илами станции 89211 (глубина моря 140 м). В илах поверхностного слоя преобладает мелкий алеврит (0.01–0.05 мм), местами до 30–40%. Крупноалевритовая (0.05–0,1 мм) и мелкосаммитовая (0.1–0.25 мм) фракции составляют 5–7%. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазами и хлоритом. Остатки створок диатомей (центрических и пеннатных) составляют 5–10%, а спикулы монаксонных губок – 2–3%. Ниже по колонке содержание обломочного материала варьирует от 5–7% до 30–40%, а осадки представлены переслаиванием глинистых диатомовых алевритов и диатомовых алевритистых глин. Сортировка осадка плохая. Крупные обломочные зерна плохо окатанные или неокатанные. На некоторых интервалах колонки содержание остатков диатомей достигает 10–15%. Присутствуют редкие скелеты радиолярий и силикофлагеллят. На глубине 150 см от поверхности дна встречаются зерна бурого ожелезненного вулканического стекла и аутигенного фрамбоидального пирита. Близкий состав имеют отложения колонки 89224, отличающиеся большим содержанием кремнистых биогенных остатков.

**В пелагической части моря**, в колонке 936 (глубина моря 1310 м) верхние 96 см сложены диатомовым илом (0–6 тыс. лет), ниже которого залегает переходный слой переслаивающихся кремнистых и терригенных осадков (78–120 см, 6–8 тыс. лет), слабо известковистых (с фораминиферами) алевритистых глин (120–160 см, 8–12.5 тыс. лет). Залегающий ниже слой терригенных осадков верхнего плейстоцена содержит в интервале колонки 295–300 см прослой тефры K2 возрастом 26 тыс. лет [Gorbarenko et al., 2002]. Радиоуглеродные определения по планктонным фораминиферам *N. pachyderma* дали возраст осадков колонки 936 на глубинах: 125 см –  $9570 \pm 50$ , 155 см –

$12140 \pm 60$  и, 320 см –  $26120 \pm 290$  лет [Gorbarenko et al., 2002].

На станции 931 (глубина моря 3255 м) поверхностные осадки представлены оливково-зелеными алеврито-глинистыми диатомовыми илами. Преобладают целые створки центрических диатомей размером от 0.03 до 0.2 мм. Они составляют 50–60% площади препаратов, причем от 10 до 20% приходится на долю крупных (0.10–0.22 мм) створок. Спикулы монаксонных и редких триаксонных губок, а также радиолярии встречаются редко (1–3%). Примесь мелкого алеврита (3–5%) и редкие песчаные зерна представлены полевыми шпатами, ожелезненным вулканическим стеклом, кварцем. Встречаются мелкие бесформенные карбонатные зерна (менее 1%). Соотношение биогенных кремнистых остатков и обломочной примеси в осадках колонки 931 варьирует. На глубинах 97, 167, 211, 225 см в кремнистом горизонте содержатся тонкие терригенные прослои алевритовых илов с остатками диатомей. Ниже, на интервале 250–440 см, осадки представлены переслаиванием диатомовых алевритисто-глинистых и глинисто-диатомовых илов. Еще ниже, в 450 см от поверхности дна, голоценовые илы представлены глинисто-алевритовыми турбидитами [Горбаренко и др., 2000]. Они содержат подчиненное количество (3–5%, редко до 15–20%) панцирей диатомей, спикул губок и редких мелких радиолярий. Залегающий на глубине 454 см от поверхности дна песчаный прослой (2 см) состоит из неокатанных зерен полевых шпатов и дацитового вулканического стекла, с редкой примесью диатомей. Среди минералов тяжелой фракции песка преобладают магнетит, клино- и ортопироксены. Он идентифицирован как прослой тефры TR, отложившийся при извержении вулкана Тао-Русыр на о-ве Онекотан Курильских островов 8 тыс. лет назад [Gorbarenko et al., 2002]. В верхнеплейстоценовой части колонки в терригенных илах встречены рассеянные карбонатные зерна размером 0.01–0.05 мм и остатки фораминифер (менее 1%). В обломочной фракции, кроме плагиоклаза, кварца, пироксенов, роговой обманки, хлорита, частиц андезитового или базальтового вулканического стекла присутствуют крупные (0.18 мм) зерна ортоклаза и пертита.

В колонке 935, в верхней части склона подводного поднятия Академии Наук (глубина моря 1110 м) голоценовые осадки представлены песчанистыми алевритами с незначительной примесью диатомовых створок. Кремнистый горизонт верхов голоцена здесь, по-видимому, смыт или не отлагался, а на поверхности обнажаются терригенные осадки более древних слоев.

**Вблизи Курильской островной дуги** (станция HS-2) голоценовые осадки более грубые по сравнению с осадками пелагической части моря, не-

смотря на большие глубины их отложения. Илы поверхностного слоя (2 см от поверхности дна) содержат до 30–40% обломочных зерен алевритовой размерности и 5–10% створок диатомей и их детрита, а также редкие спикулы губок. Значительную часть осадка составляет глинистое вещество, нередко в виде бесформенных комочков и эллиптических пеллет, и рассеянные бесформенные выделения (до 0.1 мм) оксидов марганца (около 10% площади препарата). Ниже по колонке в голоценовом алеврито-глинистом диатомовом иле встречаются прослой крупного алеврита и средне сортированного песка (10, 26 и 32 см ниже поверхности дна). Песок представлен неокатанными зернами кварца, плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, клинопироксена, хлорита, биотита, мусковита, амфиболов, вулканического стекла и комочками глины. Содержание створок диатомей и их детрита варьирует от 5 до 30%. Встречаются спикулы монаксоновых губок (0–5%, в отдельных слоях до 15% площади препарата) и гексактинелид, редкие мелкие радиолярии. В 40 см от поверхности дна и ниже в осадке встречаются микростяжения и хлопьевидные выделения оксидов марганца и гематит (по вулканическому стеклу). В верхнеплейстоценовой части колонки, на глубине 73 см в глинисто-диатомовом алеврите присутствуют также оплавленные (или окатанные) зерна магнетита, размером до 0.1 мм, аутигенный пирит, а также гетит и (или) гематит, замещающий частицы основного или среднего вулканического стекла.

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ

Исследования минерального состава глин (фракций <1 мкм и 1–10 мкм) поверхностного слоя осадков ранее проводились методами окрашивания [Невесский, 1957; Захарова и др., 1977], дифференциального термического анализа [Захарова и др., 1977], рентгеновским дифрактометрическим [Курносов, Мурдмаа, 1978; Aoki, Oinuma, 1988]. Было установлено преобладание иллит- и смектитов (монтмориллонита и бейделлита) в осадках центральной части моря, высокие содержания монтмориллонита на площадях, прилегающих к юго-западной Камчатке, и повышенные содержания каолинита (10–14%) вблизи южного Сахалина и в южной части Южно-Курильской котловины [Курносов, Мурдмаа, 1978; Aoki, Oinuma, 1988]. В последнем случае предполагается поступление каолинитов гидротермального происхождения с о-ва Кунашир и других Курильских островов [Aoki, Oinuma, 1988]. Заметная примесь каолинита установлена также в илах центральной части моря, в отдельных пробах района возвышенности Академии Наук [Захарова и др., 1977]. Смешанослойный иллит-смектит, состав-

лявший существенную часть глинистых фракций в илах, ранее не был диагностирован и, по-видимому, причислялся к смектитам.

Нами исследована глинистая фракция осадков колонок, расположенных на профиле через акваторию Охотского моря (см. рис. 1, табл. 3). В илах большинства станций преобладают иллит и смешанослойный иллит-смектит, в сумме составляющие от 60 до 80%. Смектит преобладает (до 65%) на отдельных интервалах колонки LV27-2, в меньших количествах он содержится и в колонках 934 и NS-2. Смешанослойный хлорит-смектит (вероятно, корренсит) встречается в осадках колонок 89211, 89224, LV-5, максимально, в колонке LV27-2. В илах колонок 934 и 931 распространен смешанослойный иллит-вермикулит, который диагностируется по смещению отражения (001) от 11.5 в воздушно-сухом и насыщенном этиленгликолем препаратах, до 10 Å, в прокаленном препарате. Содержание хлорита минимально в осадках станции 934. Каолинит встречается на отдельных интервалах колонок в осадках почти всех станций в смеси с хлоритом, что затрудняет его количественную оценку во фракции <2 мкм (см. табл. 3). Однако наиболее богаты им осадки, отлагающиеся в периферической части бассейна. Каолинит практически отсутствует в кремнистых илах центральной части бассейна (станции 936 и 934).

В поверхностном слое (0–20 см) осадков содержание иллита в глинистой фракции (<2 мкм) уменьшается от шельфа (станции 89211 и 89224) к центральной части моря (станции H7-986, 936, 934). При приближении к Курильским островам (станции 931 и NS-2) его количество несколько возрастает. Параллельно уменьшается кварц-полевошпатовое отношение – от 0.6 (ст. 89211) до 0.06 (станция 936), которое снова возрастает в поверхностном слое станций 934 (0.27) и 931 (0.21) и станции NS-2 (0.18). Глины более тонких размерных фракций (<2 мкм) обогащены смектитом, а грубых (2–5 мкм) – иллитом (см. табл. 3, ст. 931 и 934).

Минеральный состав глин отражает разнообразие источников их поступления в Охотское море и дифференциацию терригенного вещества по размеру частиц, приведшую к обогащению относительно прибрежных осадков каолинитом, а тонкозернистых пелагических илов – смешанослойным иллит-смектитом. Подавляющее большинство иллита, иллит-смектита, каолинита и хлорита – аллотигенные минералы, принесенные реками и затем разнесенные течениями Охотского моря [Курносов, Мурдмаа, 1978]. В морских палеогеновых и мезозойских отложениях Сахалина содержатся каолинит, диоктаэдрические гидрослюды (иллит), смектиты, железистый хлорит и смешанослойный иллит-смектит [Курносов, 1971]. В



Таблица 3. Минеральный состав глинистой фракции илов Охотского моря

№ станции	Интервал, см	См	И-См	Х-См	И-В	И	Х	К	
Фракция <2 мкм									
89211	5		32	Сл.		43	17	8	
	25		22	Сл.		44	34	Сл.	
	42		20	21		38	16	5	
	62		19	Сл.		57	17	8	
	82		38			41	21	Сл.	
	112		40	Сл.		41	15	4	
	142		20	20		41	13	6	
	162		40	20		21	9	10	
89224	0		?	22		41	37	Сл.	
LV27-5	0–5	Сл.		55		18	23		
LV27-2	0–10	45	?	Сл.		35	20		
	60–70	?	?	64		18	17		
	110–120	?	?	60		27	13		
	170–180	?		46		28	26	?	
	230–240	Сл.	68	?		20	8	4	
	300–310	65		Сл.		18	7	10	
	380–390	Сл.	45	Сл.		33	22	+	
	470–480	18				59	16	7	
	600–610	Сл.	35			45	20		
	720–730	Сл.	53	Сл.		27	16	4	
	H7-974	16	?	58	Сл.	21	21		
	H7-986	20		74	Сл.	10	12	4	
936	8–10		68	Сл.		20	9	3	
	18–20		44	Сл.		35	21		
	38–40	Сл.	19	Сл.		48	33		
	58–60		56	Сл.		25	19		
	78–80		49	Сл.		28	23		
	98–100		76	Сл.		14	10		
	118–120		60	Сл.		25	15		
	934	7–9		9		76	10	5	
52–54		Сл.	13	Сл.	60	17	10		
97–99		38			37	15	10		
142–144		20			58	12	10		
205–207			26	Сл.	47	17	10		
234–238			14		69	10	7		
931		8–10	Сл.	59			30	11	
		48–50	Сл.	41			21	18	20
	88–90		55	Сл.		18	18	9	
	128–130	Сл.	39		27	21	9	4	
HS-2	168–170	Сл.	50	Сл.	9	14	27	?	
	15–20	45		Сл.		33	16	5	
	60–65	Сл.	58	Сл.		21	14	7	
Фракция 2–5 мкм									
934	7–9		24	Сл.		56	19		
	52–54		7	Сл.	61	15	17		
	97–99		53		14	19	14		
	205–207		42	Сл.	15	20	22	+	
	234–238		21	Сл.	63	3	16		
931	48–50		39			43	17		
	88–90	Сл.	62			16	22	+	
	128–130		38			46	15		
	168–170		70			14	15	+	

Примечание. См – смектит, И-См – иллит-смектит, Х-См – хлорит-смектит, И-В – иллит-вермикулит, И – иллит, Х – хлорит, К – каолинит; + – каолинит предполагается по разрешению на дифрактограммах дублета отражений хлорита (004) и каолинита (002), Сл. – следы минерала.

палеоценовых континентальных (угленосных) отложениях Западно-Сахалинского прогиба каолинит присутствует в значительных количествах, но мало развит в перекрывающих их морских отложениях [Курносов, 1971].

Часть глинистых частиц в илах Охотского моря поступала при подводном размыве более древних осадков или пород. Такое происхождение, предположительно, могли иметь смектиты и хлорит-смектиты илов станции LV27-2. Повышенная титанистость ( $TiO_2/Al_2O_3 > 0.5$ ) глинистой фракции (0.001–0.005 мм) голоценовых осадков западной окраины впадины Дерюгина [Астахов, 2001] свидетельствует о существенно фемическом составе осадков и пород, обнажающихся в этой протяженной полосе и служивших источником глинистых минералов. Первичным источником хлорит-смектита мог служить меловой офиолитовый комплекс Шмидтовского подводного поднятия, отделяющего впадину Дерюгина от Северного Сахалина [Родников и др., 2002].

Продуктом размыва древних (вероятно, гидротермально измененных) основных щелочных пород мог быть смешанослойный иллит-вермикулит в диатомовых илах станций 934 и 931. Вблизи этих станций, на поднятии Академии Наук отмечены проявления плиоценового субщелочного базальтового, андезито-базальтового и андезито-вулканизма [Съедин и др., 2002], а неподалеку, в самой Южно-Курильской котловине выявлен вулкан, извергавший андезито-базальтовые лавы в раннеплейстоценовое время [Тарарин и др., 2000]. На возвышенности Академии Наук также драгированы алевролиты, аркозовые песчаники, калиево-магнезиальные биотит-хлоритовые сланцы и метаморфизованные, интенсивно биотитизированные эффузивы [Леликов, 1992]. Иллит-вермикулит мог быть продуктом гальмиролиза или гидротермального изменения биотитов этих пород.

Практически все установленные в илах кремнистого горизонта голоцена Охотского моря глинистые минералы (исключая смешанослойный иллит-смектит) присутствуют и в мезозойских кремневых толщах Сихотэ-Алиня. Коры выветривания на сопредельной с сихотэ-алинским бассейном суше служили основным источником подавляющей массы глинистых минералов (большой части иллита, минералов группы каолинита и некоторых других). Источником высокожелезистых гидрослюд, хлорит-смектита (корренсита), хлорит-вермикулита и аномально высокого содержания хлорита в некоторых юрских силицитах Сихотэ-Алиня были основные вулканические постройки внутри бассейна и, местами, гидротермальная деятельность [Волохин, 1980, 1985; Волохин и др., 2003]. В триасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня, в кремнях и глинистых крем-

нях содержание каолинита и метагаллуазита в глинистой фракции достигает 20–27% (в позднеюрско-рэтских слоях), а в аргиллитах – 29% [Волохин и др., 2003], что больше содержания каолинита в шельфовых осадках Охотского моря.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОЛОЦЕНОВЫХ КРЕМНЕВЫХ ИЛОВ

Большинство известных карт распределения аморфного кремнезема ( $SiO_2$  аморф.) в отложениях морей и океанов базируется на химическом определении его содержания в двукратных содовых вытяжках на водяной бане [Безруков, 1960; Лисицын, 1966 а, б; 1970, 1974, 1978 и др.]. Этот метод дает неточную и часто заниженную оценку истинного количества биогенного кремнезема в четвертичных осадках [Безруков и др., 1970; De Master, 1981; Volokhin, Popova, 1995]. В древних кремневых породах, не содержащих аморфного кремнезема, оценкой количества аутигенного кремнезема является содержание “избыточного” или “свободного” кремнезема [Хворова, 1968].

В илах Охотского моря содержание свободного кремнезема рассчитывалось по формуле  $SiO_2 \text{ св.} = SiO_2 \text{ вал.} - 2.4Al_2O_3$ , использованной и при его оценке в илах Филиппинского моря, и в кремневых породах Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотской области [Волохин, Михайлов, 1979; Волохин, 1985; Volokhin, Popova, 1995]. Содержания  $SiO_2$  св. и  $SiO_2$  аморф. связаны не пропорциональной зависимостью (см. рис. 2). В поверхностных осадках Охотского моря отношение  $SiO_2 \text{ св.}/SiO_2 \text{ аморф.}$  варьирует от 1.4 – в батигальных, до 3 – в шельфовых, составляя в среднем 1.8. Вычисленные содержания  $SiO_2$  св. существенно превышают количество аморфного кремнезема в илах шельфа из-за значительной примеси обломочного кварца, калиевого полевого шпата, кислых плагиоклазов и вулканических стекол.

В поверхностном слое осадков Охотского моря поле наибольшего содержания  $SiO_2$  аморф. смещено к востоку (см. рис.1). Высокие содержания  $SiO_2$  аморф. (более 30%) и  $SiO_2$  св. (более 50%) характерны для верхней половины разреза голоценовых отложений: на станциях LV27-2 (северо-западное окончание котловины Дерюгина), LV27-5 (бровка Охотского свода), Н7-986 (восточный), 936 (южный край котловины Дерюгина), 934 и 931 (нижняя часть северного склона и дно Южно-Курильской котловины). Максимальные содержания  $SiO_2$  аморф. (55.4%) и  $SiO_2$  св. (65.3%) установлены в илах станции 934 (табл. 4). В шельфовых осадках станции 89211 содержание  $SiO_2$  аморф. не более 20%, а  $SiO_2$  св. достигает 44%.

Величина отношения щелочей  $K_2O/Na_2O$  слабо возрастает в илах колонок, удаленных от суши (LV27-2 и 936), что обусловлено относительным

Таблица 4. Химический состав голоценовых и позднеплейстоценовых илов Охотского моря, %

Глубина, интервал, см	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	SiO <sub>2</sub> св.	SiO <sub>2</sub> аморф.	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	(Fe + Mn)/Ti
Станция 89211 ( <i>h</i> = 140 м, <i>L</i> = 48 км от северного берега)																	
5	68.79	0.46	10.39	1.90	1.88	0.06	1.39	1.55	1.79	1.57	0.28	9.50	99.56	43.8	12.23	0.88	10.3
25	68.30	0.46	10.92	1.80	1.90	0.05	1.54	1.48	1.73	1.53	0.25	8.64	99.60	42.1	19.72	0.88	10.1
42	69.90	0.26	10.95	2.84	1.57	0.03	1.40	1.95	1.86	1.79	0.20	7.19	99.95	43.6		0.96	20.7
62	68.78	0.50	11.81	2.57	1.71	0.04	1.05	1.32	1.90	1.72	0.25	8.00	99.64	40.4	16.99	0.91	10.5
82	66.98	0.21	12.25	2.62	1.69	0.06	1.67	1.51	1.99	1.75	0.23	8.50	99.45	37.5	10.64	0.88	25.4
112	66.64	0.52	12.41	2.86	1.72	0.05	2.11	1.54	2.29	1.96	0.25	7.01	99.36	36.9	7.36	0.86	10.8
142	67.86	0.48	12.39	2.59	1.50	0.09	1.47	1.77	2.30	2.04	0.20	6.79	99.48	38.1	9.10	0.89	10.6
162	68.30	0.50	13.59	2.80	1.41	0.04	1.96	2.23	2.48	2.17	0.18	4.04	99.70	35.7	15.66	0.88	10.5
Станция 89224 ( <i>h</i> = 235 м, <i>L</i> = 285 км от северного берега)																	
0	71.84	0.40	9.97	1.86	1.30	0.06	1.51	1.54	1.96	1.56	0.22	7.23	99.45	47.9	23.86	0.80	9.8
Станция LV27-2 ( <i>h</i> = 1305 м, <i>L</i> = 130 км от о-ва Сахалина)																	
0–10	74.56	0.30	6.44	1.94	1.06	0.06	1.33	1.71	1.19	1.16	0.14	9.55	99.44	59.1	38.2	0.97	12.4
60–70	74.67	0.15	7.28	1.55	1.37	0.06	1.44	2.01	1.29	1.19	0.19	8.58	99.78	57.2	25.95	0.92	24.4
110–120	74.06	0.25	6.84	1.85	1.09	0.08	1.53	1.99	1.23	1.23	0.23	9.93	100.31	57.6	34.92	1.00	14.7
170–180	72.36	0.34	7.55	2.12	1.34	0.07	1.70	2.83	1.40	1.32	0.13	8.25	99.41	54.2	32.89	0.94	12.7
230–240	68.66	0.38	9.91	2.95	1.48	0.07	1.74	2.70	1.56	1.63	0.17	8.27	99.48	44.9	21.45	1.04	14.3
300–310	63.81	0.51	12.50	3.20	1.75	0.09	1.94	1.85	1.95	2.10	0.28	9.33	99.31	33.8	16.67	1.08	12.0
380–390	60.51	0.90	12.80	4.30	1.80	0.05	1.86	3.86	1.67	1.99	0.18	9.68	99.60	29.8	8.92	1.19	8.2
470–480	61.94	0.62	14.92	4.71	1.80	0.05	2.15	1.71	2.05	2.33	0.20	6.86	99.34	26.1	8.5	1.14	12.7
600–610	61.64	0.59	14.65	3.53	2.24	0.07	1.67	1.64	1.94	2.61	0.14	8.16	99.38	26.5	4.04	1.35	12.1
720–730	62.57	0.99	15.38	4.03	1.97	0.05	2.03	1.69	2.17	2.72	0.20	5.67	99.47	25.7	10.47	1.25	7.4
Станция LV27-5 ( <i>h</i> = 482 м, <i>L</i> = 428 км от п-ова Камчатка)																	
0–5	74.59	0.33	8.98	2.32	1.25	0.03	1.13	1.72	1.74	1.30	0.16	5.81	99.36	53.0	30.93	0.75	13.2
Станция Н7-974 ( <i>h</i> = 710 м, <i>L</i> = 158 км от п-ва Камчатка)																	
16	70.90	0.40	10.89	2.55	1.31	0.04	1.32	2.40	2.24	1.65	0.16	5.70	99.56	44.8	18.42	0.74	11.8
Станция Н7- 986 ( <i>h</i> = 950 м, <i>L</i> = 382 км от северного Сахалина)																	
20	66.91	0.33	9.60	2.49	1.15	0.07	1.62	5.51	1.82	1.34	0.16	8.68	99.68	43.9	21.94	0.74	13.6

Таблица 4. Окончание

Глубина, интервал, см	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	SiO <sub>2</sub> св.	SiO <sub>2</sub> аморф.	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	(Fe + Mn)/Ti
Станция 936 ( $h = 1310$ м, $L = 326$ км от о. Сахалин)																	
0–5	74.40	0.39	5.75	1.93	1.08	0.40	2.33	1.13	1.28	1.18	0.11	9.68	99.66	60.6	44.96	0.92	10.7
18–20	73.85	0.20	6.32	1.97	1.04	0.31	2.02	1.69	1.10	1.18	0.22	9.95	99.58	58.7	43.01	1.07	20.2
38–40	73.66	0.20	6.65	2.35	0.88	0.30	2.05	2.56	1.24	1.22	0.12	8.23	99.46	57.7	43.16	0.98	21.4
58–60	72.10	0.24	6.92	2.61	1.10	0.37	2.27	2.43	1.24	1.33	0.14	8.69	99.44	55.5	17.2	1.07	20.6
78–80	64.45	0.36	10.27	4.06	1.12	0.46	3.04	3.45	1.57	1.67	0.20	8.88	99.53	39.8	20.08	1.06	18.8
98–100	62.35	0.45	12.77	4.60	1.41	0.56	3.38	2.71	1.98	2.11	0.19	7.33	99.84	31.7	6.36	1.07	17.6
118–120	54.85	0.52	13.23	5.44	1.18	0.49	3.10	5.99	1.70	2.07	0.21	10.91	99.69	23.1	5.82	1.22	16.4
Станция 935 ( $h = 1110$ м, $L = 507$ км от о-ва Сахалин)																	
8–10	62.47	0.50	13.85	3.44	1.70	0.06	2.02	4.36	2.26	2.36	0.19	6.41	99.62	29.2	2.53	1.04	12.6
Станция 934 ( $h = 2190$ м, $L = 183$ км от Курильских островов)																	
7–9	76.66	0.17	4.72	1.64	0.96	0.10	1.23	1.66	1.04	0.83	0.19	10.35	99.55	65.3	55.42	0.80	19.3
52–54	76.69	0.23	6.34	1.54	1.35	0.07	1.21	1.91	1.12	0.89	0.22	8.50	100.07	61.5	53.67	0.79	15.8
97–99	74.43	0.24	6.37	2.05	1.21	0.08	1.74	1.85	1.32	1.07	0.17	9.23	99.76	59.1	45.14	0.81	17.1
142–144	76.85	0.36	6.37	1.91	1.12	0.10	1.23	1.22	1.07	0.90	0.21	8.60	99.94	61.6	37.03	0.84	10.6
205–207	73.50	0.26	7.98	2.57	1.24	0.07	1.70	3.21	1.27	1.10	0.15	6.42	99.47	54.0	30.3	0.87	18.1
234–235	67.43	0.33	9.29	2.87	1.64	0.11	2.09	3.54	1.36	1.22	0.19	9.45	99.52	45.1	25.87	0.90	17.0
Станция 931 ( $h = 3255$ м, $L = 170$ км от Курильских островов)																	
8–10	75.28	0.24	7.74	1.84	1.48	0.11	1.55	2.16	1.23	1.01	0.18	6.61	99.43	56.7	41.59	0.82	17.5
48–50	72.61	0.26	8.74	2.11	1.39	0.08	1.82	3.10	1.49	1.06	0.13	6.65	99.44	51.6	4.31	0.71	16.4
88–90	67.59	0.43	11.56	3.30	1.88	0.09	2.05	3.99	2.09	1.37	0.22	4.93	99.50	39.8	19.18	0.66	14.9
128–130	72.42	0.28	7.97	2.17	1.44	0.11	2.20	2.42	1.06	1.12	0.22	8.25	99.66	53.3	34.55	1.06	20.9
168–170	61.72	0.58	14.58	3.91	2.37	0.13	2.80	4.40	2.27	1.57	0.20	5.14	99.67	26.7	4.58	0.69	13.5
Станция HS-2 ( $h = 3300$ м, $L = 91$ км от Курильских островов)																	
5–20	70.90	0.38	9.85	2.23	1.84	0.09	1.94	2.96	1.77	1.24	0.15	6.25	99.60	47.3	22.07	0.70	13.4
60–65	70.89	0.44	12.82	3.82	2.01	0.24	2.51	3.49	2.03	1.37	0.24	5.37	99.80	34.7	7.93	0.67	16.8

Примечание. Пробы интервалов 470–480, 600–610 и 720–730 см станции LV27-2 представляют верхнеплиоценовый интервал колонки. Остальные анализы характеризуют голоценовый горизонт;  $h$  – глубина воды,  $L$  – расстояние от ближайшей суши.

увеличением доли глинистых минералов, среди которых преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметит, и уменьшением обломочной алевритовой фракции, содержащей значительное количество полевых шпатов. По направлению к полуострову Камчатка (ст. Н7-974) и к Курильским островам (станция HS-2) это отношение снова уменьшается (см. табл. 4).

Во впадине Дерюгина известны максимальные для Охотского моря содержания марганца в окисленных (до 3.07%) [Остроумов, 1954] и в восстановленных (до 1.68%) диатомовых илах [Астахов и др., 2000]. Осадки станции 936 обогащены окисью марганца в 3–10 раз по сравнению с осадками других станций. Это можно объяснить близостью станции к предполагаемой зоне разгрузки гидротермальных растворов [Астахова и др., 1987; Астахов и др., 2000]. Модуль  $(Fe + Mn)/Ti$  в осадках этой станции повышен (до 21.4), что, возможно, свидетельствует о зараженности осадков гидротермальным железом и марганцем [Страхов, 1976]. Абсолютные массы накопления избыточного марганца во впадине Дерюгина в голоцене достигали  $62.6 \text{ мг/см}^2$  в 1000 лет [Астахов и др., 2000]. Они были близки к таковым на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), где его поступление связывается с эксгальтативно-гидротермальной деятельностью [Bostrom et al., 1969, 1973; Страхов, 1976; Металлоносные..., 1979; Lalou, 1983; Гурвич, 1998]. По геофизическим данным, впадина Дерюгина характеризуется высоким тепловым потоком и расположена над горячим мантийным диапиром, где на глубине около 25 км предполагается частичное плавление вещества [Родников и др., 2002].

На графике зависимости  $SiO_2$  от модуля  $Al/(Al + Fe + Mn)$  составы шельфовых осадков станции 89211 и 89224 (поле А) и пелагических осадков станций 934 и 936 (поле С) практически разделяются (рис. 3). Поле Б составов осадков подножья континентального склона (станции LV27-2) частично перекрывает поля шельфовых и пелагических осадков Охотского моря. Илы центральных участков моря (станций 931, 934 и 936) близки по значениям модуля к диатомовым илам котловины Парасе-Вела Филиппинского моря (см. рис. 3). Океанические илы пелагических областей значительно богаче марганцем и железом, чем илы центральных областей Охотского моря, и имеют наиболее низкие значения модуля  $Al/(Al + Fe + Mn)$  (см. рис. 3).

#### АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ КРЕМНЕЗЕМА

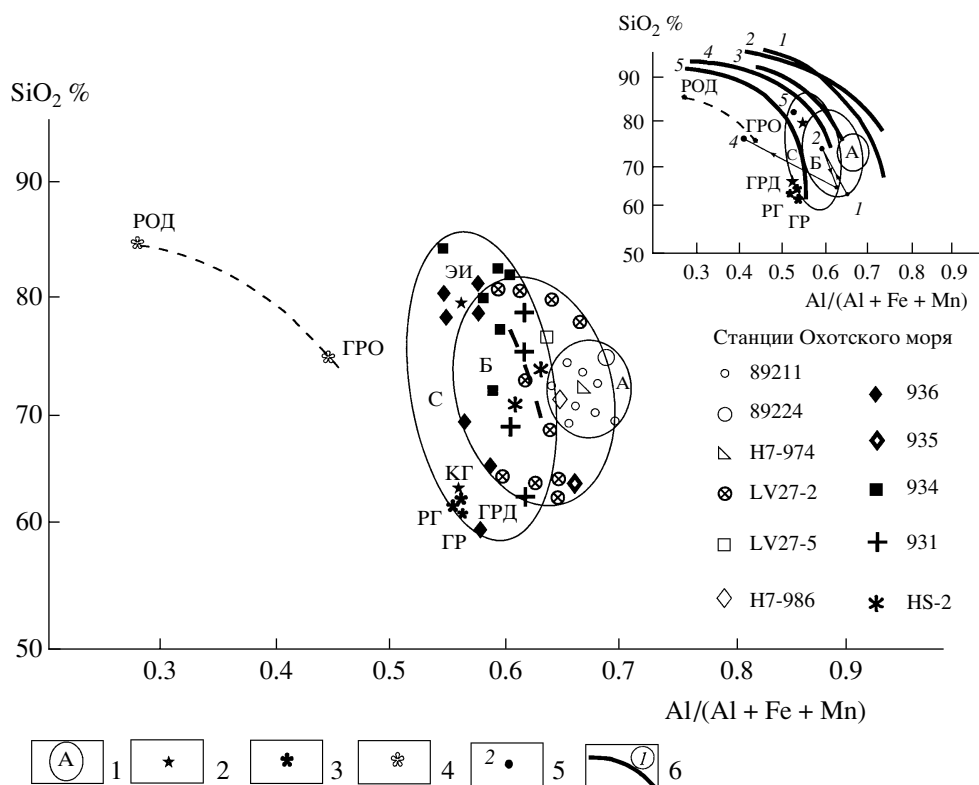
Различия скоростей седиментации в центральной и периферийной частях моря проявляются контрастнее при их выражении в абсолютных массах. Скорости седиментации на шельфе и у подножья материкового склона варьируют, но, в

среднем, на порядок выше, чем в центральной части моря (см. табл. 1). Неравномерность скоростей отложения осадков в голоцене отражают и абсолютные массы накопления аморфного и свободного кремнезема, подсчитанные с использованием данных табл. 4 (рис. 4). В центральной части моря отложение осадков происходило более равномерно, за исключением участков подводных поднятий и крутых склонов. На профиле через Охотское море максимальные скорости накопления  $SiO_2$  аморф. и  $SiO_2$  св. отмечаются на шельфе (ст. 89211), у подножья континентального склона (ст. LV27-2), в нижней части склона поднятия Академии Наук (станция 934). На прилегающей к этому поднятию части Южно-Курильской котловины (ст. 931) установлены максимальные абсолютные массы накопления  $SiO_2$  аморф. и  $SiO_2$  св. (соответственно  $5.7$  и  $11.6 \text{ г/см}^2$  за 1000 лет). Высокими темпами кремненакопления также отличается котловина ТИПРО (ст. Н7-974), расположенная вблизи подножья континентального склона Камчатки. Минимальные значения абсолютных масс  $SiO_2$  аморф. ( $0.05$ ) и  $SiO_2$  св. ( $0.53 \text{ г/см}^2$  за 1000 лет) установлены на станции 935, вблизи верхней бровки поднятия Академии Наук.

Зависимость абсолютных масс кремнезема от рельефа дна отмечена и в других современных бассейнах. В Беринговом море максимальные абсолютные массы  $SiO_2$  аморф. ( $\text{г/см}^2$  за 1000 лет) выявлены в периферической части глубоководной котловины (3–3.8) и бухте Провидения (5) и понижены (1.3–1.6) на подводном поднятии Ширшова. Они минимальны (0.2–1) на внешнем шельфе [Лисицын, 1966 б, в]. Влияние подводного рельефа на скорости кремненакопления, распределение кремнистых биогенных осадков, содержание в них аморфного кремнезема отмечено также в приэкваториальных бассейнах: в Калифорнийском заливе [Calvert, 1966] и в Филиппинском море [Волохин и др., 1989; Volokhin, Popova, 1995]. Повышенное накопление кремнистых биогенных остатков во впадинах дна бассейнов обычно связывается с глубинной гидродинамикой, “плавучестью” диатомовых створок, облегчающей их занос в тиховодные участки, и низкой вязкостью кремнистых илов, облегчающей их стекание со склонов поднятий.

#### СРАВНЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОХОТСКОГО МОРЯ И СИЛИЦИТОВ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

На обширной акватории Охотского моря за последние 6–8 тыс. лет голоценового века отложился сравнительно выдержанный по химическому составу и физическим свойствам горизонт диатомовых илов. После литификации осадков и катагенетических изменений пород он может



**Рис. 3.** Зависимость модуля  $Al/(Al + Fe + Mn)$  от содержания  $SiO_2$  в голоценовых илах Охотского моря, кайнозойских илах Тихого океана и в породах мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алия

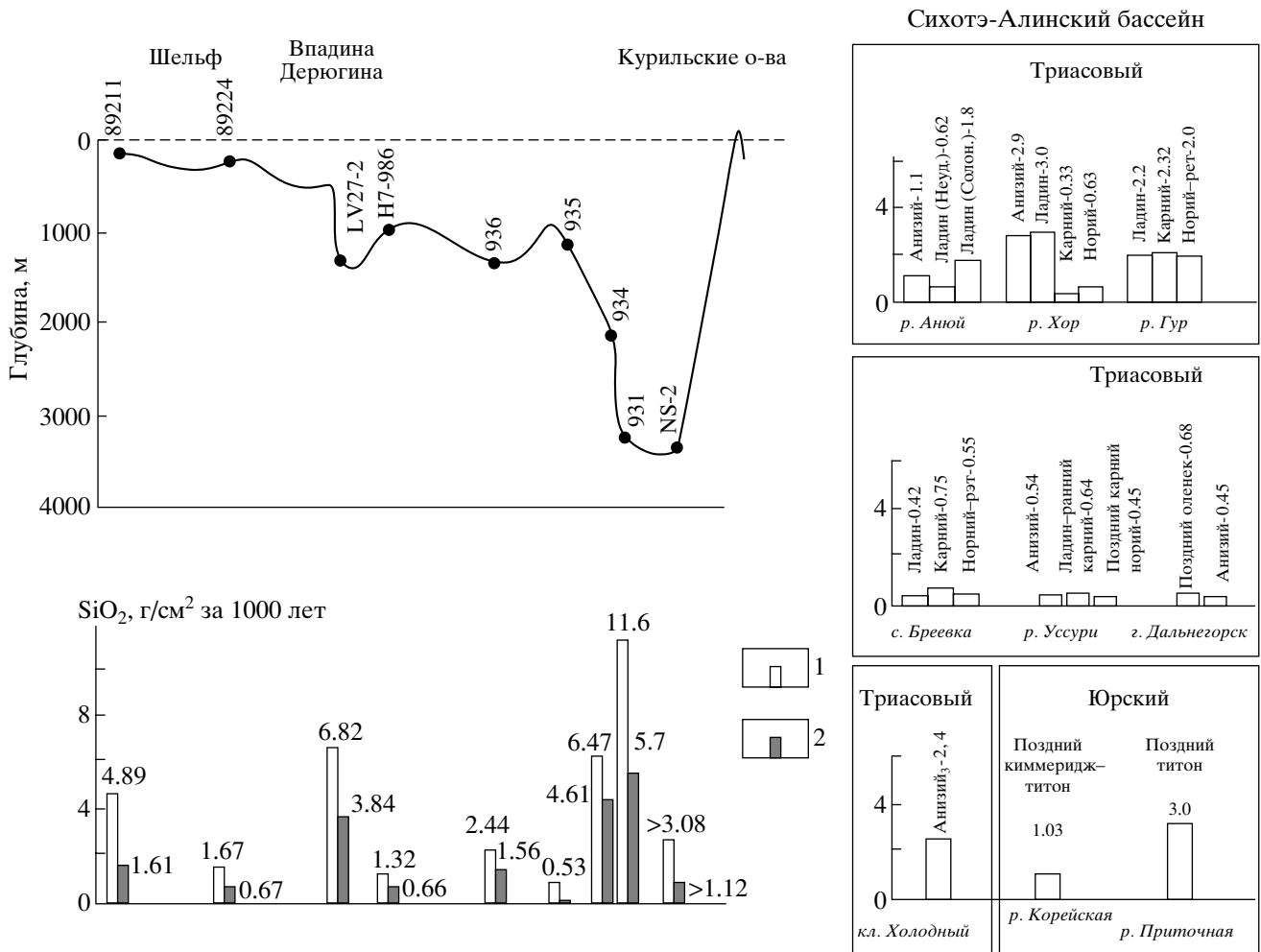
1 — контуры полей голоценовых осадков Охотского моря: А — шельфа, Б — континентального склона, С — пелагической области; 2 — илы Филиппинского моря [Volokhin, Popova, 1995]; ЭИ — этмодискусовые илы (верхний плиоцен — верхний плейстоцен), КГ — кремнисто-глинистые илы (голоцен); 3, 4 — илы экваториального пояса кремнакопления [Свальнов, 1986; Свальнов, Гордеев, 1986]; 3 — плейстоцен-голоценовые глинисто-радиоляриевые (ГР), глинисто-радиоляриевые обогащенные диатомеями (ГРД) и радиоляриево-глинистые илы (РГ), 4 — олигоцен-миоценовые радиоляриевые, обогащенные диатомеями осадки (РОД) и глинисто-радиоляриевые осадки (ГРО); 5 — средние составы позднерюрьских толщ южного Сихотэ-Алия: 1–4 — р. Приточная в бас. р. Колумбе (1 — нижняя терригенная толща, 2 — нижняя кремнево-глинистая толща, 3 — промежуточная терригенная толща, 4 — верхняя кремневая (яшмовая) толща), 5 — позднекimmerидж-титонская толща глинистых кремней р. Корейской; 6 — кривые зависимости средних значений модуля  $Al/(Al + Fe + Mn)$  от содержания  $SiO_2$  в парагенетической ассоциации пород (алевроаргиллиты — глинистые силициты — силициты) кремневых толщ Сихотэ-Алия [Волохин, 1988; Volokhin, Popova, 1995]. Цифры в кружках: 1 — воронежская свита (разрез г. Хабаровск, триас); 2 — эльдовакская толща (бассейне р. Уссури, триас); 3 — горбушинская свита (г. Дальнегорск, триас); 4–5 — киселевская свита (Нижнее Приамурье, юра): 4 — ассоциация сероцветных аргиллитов, глинистых кремней и кремней, 5 — ассоциация красных аргиллитов, глинистых яшм и яшм.

преобразоваться в пласт глинистых кремней (местами, кремневых алевро-аргиллитов), который по времени накопления и толщине сравним с кремневым элементом элементарного циклита плитчатых кремней триаса или поздней юры Сихотэ-Алия [Волохин и др., 2003]. Строение разреза верхов плейстоцена–голоцена Охотского моря, однако, больше сходно со строением нижней части флишевой горюнской свиты Нижнего Приамурья (берриас), где (у с. Нижняя Тамбовка) граувакко-аркозовые турбидиты содержат несколькими прослоев глинистых кремней толщиной от нескольких см до 0,8 м.

**Сравнение химического состава.** Согласно классификации современных морских отложений, к кремнистым относят илы с содержанием аморфно-

го кремнезема свыше 30% [Безруков, Лисицын, 1960; Лисицын, 1974, 1978]. К кремневым относят породы, в составе которых преобладает (свыше 50%) аутигенный кремнезем или его расчетный эквивалент — “свободный кремнезем” [Теодорович, 1950; Петрографический..., 1963; Хворова, 1968; Вишневецкая, 1984; Волохин, 1985; Фролов, 1992; Справочник..., 1983].

Прямое сравнение химического состава кремневых илов и пород затрудняет не только “солевое искажение” (когда используются анализы неотмытых от солей проб илов), но и различное содержание в структурах минералов летучих соединений. Поскольку содержание карбонатов в илах представленных здесь станций Охотского моря (см. табл. 4, 5) незначительно (не более 1–3%), то



**Рис. 4.** Абсолютные массы кремнезема в современных и мезозойских окраинных морях, г/см<sup>2</sup> за 1000 лет. 1 – SiO<sub>2</sub> св.; 2 – SiO<sub>2</sub> аморф.

потери при прокаливании отражают, преимущественно, потери структурно-связанной воды и органических соединений.

При диагенезе, катагенезе и метабенезе совершенствуется кристаллическая решетка глинистых минералов и происходит их трансформация [Мило, 1968; Коссовская, Шутов, 1963, 1971; Чудаев, 1978; De Segonzac, 1970]. При этих преобразованиях происходит поглощение калия, кальция, магния и других элементов, суммарно, однако, значительно уступающее количеству теряемой воды и других летучих. В мезозойских силицитах Сихотэ-Алинской области сохранились минералы группы каолинита и смешанослойные глинистые минералы, но обнаруживаются лишь следы смектита. Претерпевшие глубинный катагенез и метабенез палеозойские породы Монголо-Охотской области, фактически, уже имеют двухкомпонентный хлорит-иллитовый состав глинистой фракции [Волохин, 1980, 1985].

Значительное количество воды (7–11% вес.), содержащейся в структуре биогенного опала (диатомей, радиолярий, спикул губок и других организмов), при катагенетической трансформации опаловых пород в кварцевые, также будет утеряна. Кроме того, осадки потеряют значительную часть органического углерода, содержание которого в кремнистых илах Охотского моря достигает 1.5–2% [Безруков, 1960; Астахов, 2001], и других элементов органического вещества. Вследствие потерь летучих при диа-катагенетических преобразованиях химический состав образующихся пород может существенно отличаться от состава твердой фазы исходных илов. Химический состав пород, с определенными допущениями, может быть смоделирован по данным полных силикатных анализов современных осадков. Среднее отношение потерь при прокаливании к глинозему в триасовых глинистых силицитах Сихотэ-Алиня составляет 0.37, а в юрских – 0.38 [Волохин и др., 2003]. Эти отношения могут быть ис-

**Таблица 5.** Сравнение химического состава голоценовых кремнистых илов Охотского моря и кремневых толщ южного Сихотэ-Алиня

Оксиды, %	Станции Охотского моря					Кремневые толщ Сихотэ-Алиня				
	89211	LV27-2	936	934	931	I	II	III	IV	V
	(8)	(5)	(4)	(6)	(4)	(15)	(10)	(23)		
SiO <sub>2</sub>	$\frac{68.19}{70.74}$	$\frac{72.86}{77.55}$	$\frac{73.50}{78.80}$	$\frac{74.26}{79.15}$	$\frac{71.98}{74.38}$	71.50	74.41	81.56	78.92	69.28
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.42}{0.43}$	$\frac{0.28}{0.30}$	$\frac{0.26}{0.28}$	$\frac{0.27}{0.29}$	$\frac{0.30}{0.31}$	0.47	0.41	0.25	0.54	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{11.84}{12.20}$	$\frac{7.60}{8.09}$	$\frac{6.41}{6.87}$	$\frac{6.85}{7.30}$	$\frac{9.00}{9.30}$	11.70	7.71	6.70	10.99	12.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{2.50}{2.58}$	$\frac{2.08}{2.21}$	$\frac{2.22}{2.38}$	$\frac{2.10}{2.24}$	$\frac{2.36}{2.44}$	2.22	5.85	1.39	2.66	4.62
FeO	$\frac{1.67}{1.72}$	$\frac{1.27}{1.35}$	$\frac{1.03}{1.10}$	$\frac{1.25}{1.33}$	$\frac{1.55}{1.60}$	3.09	1.56	2.65	2.97	1.55
MnO	$\frac{0.05}{0.05}$	$\frac{0.07}{0.07}$	$\frac{0.35}{0.38}$	$\frac{0.09}{0.10}$	$\frac{0.10}{0.10}$	0.39	0.57	0.15	0.07	0.03
MgO	$\frac{1.57}{1.62}$	$\frac{1.55}{1.65}$	$\frac{2.17}{2.33}$	$\frac{1.53}{1.63}$	$\frac{1.91}{1.97}$	2.19	1.64	1.03	2.08	1.89
CaO	$\frac{1.67}{1.72}$	$\frac{2.25}{2.39}$	$\frac{1.95}{2.09}$	$\frac{2.23}{2.38}$	$\frac{2.92}{3.02}$	0.80	0.64	1.00	0.07	0.71
K <sub>2</sub> O	$\frac{1.87}{1.92}$	$\frac{1.31}{1.39}$	$\frac{1.23}{1.32}$	$\frac{1.00}{1.07}$	$\frac{1.14}{1.18}$	2.36	1.90	1.60	1.60	3.22
Na <sub>2</sub> O	$\frac{2.04}{2.10}$	$\frac{1.33}{1.42}$	$\frac{1.22}{1.31}$	$\frac{1.20}{1.28}$	$\frac{1.47}{1.52}$	1.31	1.22	1.02	0.20	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0.20}{0.21}$	$\frac{0.17}{0.18}$	$\frac{0.15}{0.16}$	$\frac{0.19}{0.20}$	$\frac{0.19}{0.20}$	0.14	0.26	0.12	0.04	0.13
П.п.п.	$\frac{7.41}{4.64}$	$\frac{8.92}{3.08}$	$\frac{9.14}{2.62}$	$\frac{8.76}{2.77}$	$\frac{6.61}{3.53}$	3.74	3.70	2.47	3.50	4.59
SiO <sub>2</sub> св.	$\frac{39.8}{41.0}$	$\frac{54.6}{58.1}$	$\frac{58.1}{62.3}$	$\frac{57.8}{61.6}$	$\frac{50.4}{52.1}$	44.0	55.9	65.6	48.3	39.1
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.92	0.98	1.01	0.83	0.78	1.80	1.56	1.57	8.0	3.0
(Fe + Mn)/Ti	13.5	14.8	16.8	15.5	17.4	15.2	23.5	21.0	13.0	16.3

Примечание. Охотское море: в числителе – средний химический состав голоценовых илов, в знаменателе – химический состав моделируемых пород. Кремневые толщ Сихотэ-Алиня [Волохин и др., 2003]: I – нижняя кремневая толщ колумбинской свиты р. Приточной (бассейн р. Колумбе, титонский ярус), II – верхняя кремневая толщ колумбинской свиты того же разреза (титонский ярус), III – кремневая толщ разреза р. Корейской (район с.Лазо, верхний кимеридж–титон). IV–V – низы триасовой кремневой формации: IV – оленекские отложения разреза г.Дальнегорска, V – среднеанизийские отложения разреза р.Огородной (бас. р. Уссури). В скобках – число анализов.

пользованы для пересчета содержания окислов в илах Охотского моря и расчета модельного химического состава пород.

В табл. 5 приведен реальный средний химический состав твердой фазы голоценовых кремнистых илов Охотского моря и моделируемый на его основании состав кремневых пород (цифры в скобках) при условии достижения степени катаге-

неза юрских силицитов. Содержание кремнезема в модельном составе пород существенно выше, чем в исходных илах. В абсолютных процентах это увеличение SiO<sub>2</sub> минимально для кремнисто-терригенных отложений шельфа (на 2.65%, осадки ст. 89211) и максимально (на 5.3%) для кремнистых илов глубоководной станции 936 (см. табл. 5). Моделируемый состав пород оказывается близ-



ким к химическому составу позднеюрских кремневых толщ южного Сихотэ-Алиня (см. табл. 5). После стадийных преобразований из голоценовых кремнистых илов шельфа (ст. 89211) могут сформироваться породы, близкие к силицитам нижней кремневой толще колумбинской свиты (разрез бассейна р. Колумбе), а из илов станций LV27-2 и 931 – близкие к верхней кремневой толще этого же разреза. Кремневые илы станций 936 и 934 ближе по химическому составу к позднеюрской кремневой толще разреза р. Корейской (см. табл. 5). Содержание кремнезема в поверхностном слое осадков Охотского моря несколько выше чем (в среднем) в кремневом горизонте голоцена (см. табл. 4). Из илов поверхностного слоя осадков шельфа (пробы 89211/5 и 89224/0) могут образоваться кремневые аргиллиты, содержащие  $\text{SiO}_2$  св. – 46.4–49.6%, а  $\text{SiO}_2$  вал. – от 72.9% до 74.4%. Поверхностные илы южной части котловины Дерюгина (проба 936/0–5) со временем могут преобразоваться в глинистые кремни, содержащие 80.5% валового и 65.6% свободного  $\text{SiO}_2$ , т.е. такие же как киммеридж-титонские силициты разреза р. Корейской.

В толщах триасовых силицитов Сихотэ-Алиня самые нижние пачки (оленинские слои разреза г. Дальнегорска и среднеазиатские слои бас. р. Уссури) содержат 48.3 и 39.1%  $\text{SiO}_2$  св., соответственно (см. табл. 5). В настоящее время породы с таким содержанием кремнезема накапливаются на шельфе Охотского моря (осадки станций 89211 и 89224).

По сравнению с глинистыми силицитами Сихотэ-Алиня близкие к ним илы Охотского моря содержат меньше калия и характеризуются низким отношением щелочей  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  и более высоким отношением окисного железа к закисному (см. табл. 5). Недостаток калия связывается с деградированностью кристаллической решетки основной массы глинистых минералов в голоценовых илах Охотского моря и с высоким содержанием в них смешанослойного иллит-сметита. Повышенное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  может отражать не только натровый состав силикатной фазы, но и быть связано с недостаточно полным удалением солей морской воды из тонкопористых диатомовых илов при подготовке проб.

Суммарное содержание железа в триасовых и, особенно, в позднеюрских породах Сихотэ-Алиня выше, чем в близких по содержанию кремнезема породах, которые могут быть получены из голоценовых кремнистых илов Охотского моря (см. табл. 5). В илах ст. 936 содержание марганца приближается к его содержанию в позднеюрских силицитах разреза р. Колумбе (Сихотэ-Алинь). В них также выше значения модуля  $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$  (см. табл. 5). Толщи позднеюрских силицитов Сихотэ-Алиня местами залегают, непосредственно на

средне-позднеюрских базальтоидах [Геология..., 1969; Симаненко и др., 1999]. По сравнению с поздне триасовыми толщами они более глинистые и сложены глинистыми силицитами, содержащими значительное количество апобазальтовой обломочной примеси. Маломощные прослои, по-видимому, гидротермальных железомарганцевых руд в толщах позднеюрских силицитов известны в северных районах Сихотэ-Алиня [Кулиш, Кулиш, 1974; Кулиш, Самойлов, 1972; Кулиш, 1979; Михайлик, 1987]. Позднеюрские яшмы в большей степени “заражены” железом и марганцем по сравнению с илами Охотского моря. Абсолютные массы накопления марганца в титонских силицитах разреза р. Приточной были высоки и составляли от 16.5 до 29.8  $\text{мг}/\text{см}^2$  за 1000 лет [Волохин и др., 2003], что сравнимо с абсолютными массами накопления Mn во впадине Дерюгина (11.6 на станции 936 и, максимально, до 62.6  $\text{мг}/\text{см}^2$  за 1000 лет), что на порядок превышает обычные значения абсолютных масс марганца (1.7–1.9  $\text{мг}/\text{см}^2$  за 1000 лет) в позднеюрских силицитах (разрез р. Корейской) [Волохин и др., 2003] или на большей части акватории Охотского моря [Астахов и др., 2000].

Величина геохимического модуля  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ , используемого в качестве палеогеографического критерия близконтинентальных или океанических условий отложения силицитов [Steinberg, Mpodozis, 1978], в сильнейшей степени зависит и от циклических, пульсационных изменений седиментации, обусловленных климатическими или тектоническими причинами. Ее вариации в смежных элементах элементарных циклитов кремневых толщ перекрывают весь диапазон значений – от прибрежных близконтинентальных осадков до пелагических океанических осадков [Волохин, 1985; 1988]. В Охотском море значения этого модуля минимальны в илах станций удаленных от суши, и увеличиваются по мере приближения к берегу (см. рис. 3). По значениям модуля  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ , к илам пелагической части Охотского моря наиболее близки юрские силициты и аргиллиты киселевской и эрдагоусской свит (см. рис. 3). Аргиллиты и глинистые силициты триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, по значениям модуля, даже в большей мере сиаличные образования, чем голоценовые отложения станций шельфа Охотского моря. Аномально низкие значения модуля в позднеюрских глинистых яшмах разреза р. Приточной бассейна р. Колумбе (Сихотэ-Алинь) объясняются участием в их составе базальтовой вулканокластики и избыточного (предположительно гидротермального) железа и марганца [Волохин и др., 2003].

**Сравнение скоростей кремненакопления.** Абсолютные массы накопления  $\text{SiO}_2$  св. кремневых толщ южного Сихотэ-Алиня в поздней юре составляли 2.7–3.3 (разрез р. Приточной, левый приток р. Колумбе) и 0.96–1.09  $\text{г}/\text{см}^2$  за 1000 лет

(разрез р. Корейской) [Волохин и др., 2003]. Абсолютные массы накопления  $\text{SiO}_2$  св. по разрезам кремневых толщ триаса Сихотэ-Алиня варьируют в пределах от 0.25 до 3.1 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет [Волохин и др., 1987, 1999, 2000, 2003]. Эти абсолютные массы  $\text{SiO}_2$  св. представляют величины, усредненные для больших интервалов времени (миллионы – десятки миллионов лет), за которое накопились сотни и тысячи элементарных циклитов. Максимальные абсолютные массы характерны для триасовых разрезов р. Гур, р. Хор, кл. Холодного, в которых среднее время отложения одного элементарного циклита варьирует от 3.8 до 12.4 тыс. лет [Волохин и др., 2003], что, в целом, соизмеримо со временем накопления горизонта кремнистых илов Охотского моря. Минимальные абсолютные массы накопления кремнезема характеризуют разрезы триасовых силицитов, в которых установлены размывы и эпизоды неотложения осадков [Бурый и др., 1990; Бурый, Филиппов, 1991; Филиппов и др., 2000; Волохин и др., 1990, 2003]. Несмотря на тысячекратные различия временных диапазонов, для которых рассчитывались абсолютные массы кремненакопления в триасовом и позднеюрском сихотэ-алинском бассейне и в современном Охотском море, это величины одного порядка (рис. 4). Они, в целом, выше (на один–два порядка) абсолютных масс биогенного кремнезема в океанических областях [DeMaster, 1981]. В некоторых участках Тихого океана абсолютные массы кремнезема повышены и приближаются к окраинно-морским (до 0.4 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет у Галапагосских островов [Lyle, 1992; Левитан, 2000]). Одной из причин могут быть топографические препятствия на пути течений (острова и подводные горы), которые вызывают нарушение стратификация водной толщи и подъем глубинных вод богатых биогенами.

#### СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ КРЕМНЕАКОПЛЕНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОКРАИННО-МОРСКИХ БАССЕЙНАХ

Кардинальное различие кремненакопления в современных и в мезозойских морских бассейнах состоит в том, что в первых в накоплении кремнезема ведущая роль принадлежит диатомовому водорослевому планктону, а во вторых – радиоляриям. В северных морях (Охотском, Беринговом, северо-восточной части Тихого океана) установлены 188 видов радиолярий из трех отрядов [Догель, Решетняк, 1952, 1956]. Однако их роль в накоплении аутигенного кремнезема в Охотском море незначительна. Радиолярии толерантны к низким температурам, но фактически не живут в водах с соленостью менее 32 ‰ [Петрушевская, 1986]. В аридных приконтинентальных бассейнах, где речной сток мал, а воды имеют нормаль-

ную соленость, радиолярии приобретают породообразующее значение (в Калифорнийском заливе, местами, на Перуано-Чилийском шельфе) [Calvert, 1966; Кругликова, 1983]. Предполагается, что в кайнозойе радиолярии были оттеснены в пелагические области океана из-за расцвета диатомовых водорослей и конкуренции биологических сообществ [Жамойда, 1972].

Из близкого сходства абсолютных масс кремнезема в мезозойских радиоляриях Сихотэ-Алиня и голоценовых диатомовых илов Охотского моря следует, что они определялись, в первую очередь, количеством поступавших питательных веществ и, в меньшей степени, зависели от характера организмов, извлекающих кремнезем. Активный гидродинамический режим и сообщение с океаном обеспечивают высокую биопродукцию кремнистого планктона в окраинных морях [Лисицын, 1966 а, в; 1974; 1978; Виноградов, Лисицын, 1981; Страхов, 1978]. Уменьшения поступления алеврито-глинистого материала в 2.1 раза было бы достаточно, чтобы в Охотском море накапливались осадки, равноценные по содержанию кремнезема толщам плитчатых кремней триаса Сихотэ-Алиня (в среднем, 77.4%  $\text{SiO}_2$  св.) [Волохин, 1985]. Основным поставщиком в Охотское море терригенного материала (основного разбавителя биогенного кремнезема) является р. Амур. На долю этой реки приходится 57% всего количества терригенной взвеси, поставляемой реками в бассейн [Астахов, 1986, 2001]. Изменения топографии дна, вполне возможные по тектоническим причинам или вследствие запруживания собственными осадками прохода из Амурского лимана в Сахалинский залив, могут стать причиной изменения направления стока р. Амура вместо Охотского моря в Японское. Одно это событие может уменьшить поступление взвешенного терригенного материала в бассейн Охотского моря в 2.3 раза, что, при сохранении современных скоростей биогенного кремненакопления, могло бы обеспечить накопление осадков с таким средним содержанием кремнезема, как в триасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня.

В мезозойском сихотэ-алинском бассейне накопление кремневых формаций, по-видимому, совпадало с периодами глобальных эвстатических повышений уровня моря [Наг et al., 1987; Волохин и др., 1999; 2003]. В эти периоды уменьшались речной сток пресных вод и количество поступавшего в бассейн терригенного разбавляющего материала. В бассейнах, отгороженных барьерами от океана (наподобие раннемезозойского сихотэ-алинского), подъем уровня моря мог также способствовать притоку океанических вод из более глубоких горизонтов, которые богаче биогенными элементами. В частности, продукция планктона в современном Японском море значительно меньше, чем в Охотском море. Это обусловлено

небольшой глубиной проливов, через которые поступают преимущественно поверхностные тихоокеанские воды, истощенные биогенными элементами и нитратами [Алекин, Ляхин, 1984].

После стадийных преобразований из голоценовых илов Охотского моря могут сформироваться породы с таким содержанием  $\text{SiO}_2$  св., как в позднеюрских силицитах южного Сихотэ-Алиня или в нижних горизонтах триасовой кремневой формации.

Кремненакопление в Охотском море в голоцене, в сихотэ-алинском бассейне в триасе и поздней юре, происходило с близкими скоростями. В триасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня содержание кремнезема возрастает снизу вверх, достигая максимальных значений в поздне триасовых слоях [Волохин и др., 2003]. В то же время, скорости кремненакопления в позднем триасе оставались такими же или даже снижались. Поэтому главной причиной высокого содержания кремнезема в поздне триасовых слоях мы считаем не возрастание биопродуктивности кремневого планктона в эту эпоху, а снижение поступления в бассейн терригенного материала. Низкие темпы поступления обломочного и глинистого материала в сихотэ-алинском бассейне в позднем триасе объясняются физико-географическими отличиями, существовавшими на сопредельной с бассейном суши, и повышением базиса речной эрозии, связанным с глобальным повышением уровня моря [Волохин, 1985; Волохин и др., 1999. 2003]. Это могло значительно ослабить сток взвешенного терригенного материала в бассейн и несколько уменьшить привнос растворенного кремнезема с суши. Одновременно могли уменьшиться приток пресной речной воды и распреснение вод в бассейне, что благоприятствовало развитию стеногалинной радиоляриевой фауны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сравнение голоценовых кремнистых илов Охотского моря и раннемезозойских силицитов Сихотэ-Алиня обнаруживаются черты сходства, обусловленные отложением их в окраинно-континентальных бассейнах: близость компонентного, минерального и химического состава осадков и пород, скоростей кремненакопления. Как те, так и другие обязаны накоплению кремнезема планктона с незначительной примесью кремнезема бентосных организмов (спикул губок). Хотя мезозойские силициты – это первичный продукт накопления скелетных остатков преимущественно зоопланктонных организмов, а илы Охотского моря – фитопланктона, абсолютные массы кремнезема в них сравнимы по величине. Они, в среднем, выше абсолютных масс кремнезема в осадках пелагических областей океана. Однако скорости биогенной кремнистой седиментации в

бассейнах значительно варьировали, в зависимости от биопродуктивности поверхностных вод и топографии дна бассейнов – факторов, контролирующих накопление и сохранение осадков.

При стадийных преобразованиях илов и пород в связи с большой потерей летучих происходит изменение их химического состава. В наибольшей степени меняется химический состав кремнистых биогенных илов. Химический состав пород, моделируемых по составу илов Охотского моря, имеет большое сходство с химическим составом некоторых мезозойских силицитов Сихотэ-Алиня. После диа-катагенетических преобразований илы Охотского моря могут преобразоваться в породы с содержанием кремнезема, таким же, как в позднеюрских или оленекско-среднеазиатских силицитах Сихотэ-Алиня. В кайнозойской истории Охотского моря накопление кремнистых илов приурочено к эпохам потепления и высокого уровня моря. Накопление триасовых и позднеюрских силицитов Сихотэ-Алиня также связано с периодами относительно высокого уровня моря.

За геологически короткий промежуток времени (около 0.4 млн лет) в Охотском море несколько раз происходила кардинальная смена фаунистических и флористических комплексов, обусловленная климатическими изменениями. В складчатых областях совместное нахождение тетических и бореальных видов в близких по возрасту отложениях нередко интерпретируется как совмещение осадков из различных климатических зон, вследствие значительного перемещения литосферных плит. Климатические изменения, которые влияют на гидродинамический режим, состав и температуру вод бассейнов, а, следовательно, и биоценозы, в мезозойский период могли происходить так же быстро, как в кайнозой. Скорость этих изменений могла превышать разрешение шкалы геологического времени, что заставляет с осторожностью относиться к биологическим индикаторам при геодинамических реконструкциях.

Литификация кремнистых илов в глубоководных обстановках может занимать длительный период времени (несколько геологических веков или эпох) [Mizutani, Shibata, 1983]. Это обстоятельство не всегда учитывается геологами, работающими на суше. Возраст базальтов часто определяется по возрасту микрофауны, содержащейся в заключающих их силицитах. Магматические расплавы, внедряясь в кремневый ил, неизбежно будут локализоваться на твердом субстрате, в более древних слоях, литификация которых уже произошла. Расхождение в возрасте вулканитов (силлов, нередко обладающих внешними признаками лав) и вмещающих силицитов может достигать десятков миллионов лет, а сами они отвечать исторически другому этапу и времени накопле-

ния другой геологической формации [Волохин и др., 2003]. Это ставит вопрос о независимом датировании базальтов, заключенных в кремневых толщах, а в ряде районов о ревизии корреляции эпох магматизма и кремненакопления.

Авторы признательны С.А.Горбаренко и Д.Нюрнбергу за помощь в проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 01-05-64904).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 344 с.
- Астахов А.С.* Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1991. № 2. С. 50–55.
- Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко А.С., Демиденко Е.П. и др.* Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 3–14.
- Астахов А.С.* Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
- Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ващенко Н.Г., Волохин Ю.Г.* Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 47–60.
- Астахов А.С.* Литохимия осадков материковой окраины востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 239 с.
- Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И.* Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. С. 212–215.
- Бараш М.С., Бубеницкова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А.* О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41. № 5. С. 755–767.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря. Геологические исследования в дальневосточных морях // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15–95.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
- Безруков П.Л.* Распространение на дне океанов выходов древних отложений и твердых пород // Тихий океан. Кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 145–156.
- Безруков П.Л., Петелин В.П., Алексина И.А.* Типы осадков, их распространение и состав // Тихий океан. Кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 170–236.
- Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П.* Стратиграфия и строение опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 23–34.
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С.* Стратиграфия и условия образования триасовой кремневой толщи правобережья реки Магай (Хорско-Анхойская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
- Бурий Г.И., Филиппов А.Н.* Скрытые перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. С. 136–139.
- Виноградов М.Е., Лисицын А.П.* Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их определение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5–25.
- Вишневская В.С.* Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
- Волохин Ю.Г., Михайлов М.А.* Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 21–42.
- Волохин Ю.Г.* Глинистые минералы кремнистых пород палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 76–99.
- Волохин Ю.Г.* Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В.* Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 70–91.
- Волохин Ю.Г.* Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 64–81.
- Волохин Ю.Г., Худоложкин В.О., Астахов А.С., Карабцов А.А.* Влияние подводного рельефа на минеральный состав четвертичных глин // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 70–91.
- Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н.* Триасовая формация южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация в бассейне р. Хор (Центральный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 100–110.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация в бассейне р. Анхой (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 18–29.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 242 с.
- Воронова В.А.* Литолого-геохимическая характеристика отложений впадины Дерюгина (Охотское море) // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого

- океана с Евразией. Т. IV. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 1997. С. 119–129.
- Воронова В.А., Ильев А.Я.* Специфика четвертичного осадконакопления в окраинном Охотском море // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией (в 8 томах). Т. IV. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ, 1997. С. 130–142.
- Геология СССР.* Приморский край. Т. 32. Ч.1. М.: Недра, 1969. 690 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П.* Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 82 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 13–25.
- Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одинокова Л.Ю., Рыбаков В.Ф., Токарчук Т.Н., Шаповалов В.В.* Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеанская геология. 1988а. № 2. С. 25–34.
- Горбаренко С.А., Шаповалов В.В., Пушкарь В.С.* Некоторые закономерности изменения физических свойств и вещественного состава осадков северо-западной части Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1988б. № 6. С. 31–43.
- Горбаренко С.А.* Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его палеоокеанология по данным  $\delta^{18}\text{O}$  и других методов // Океанология. 1991. Т. 31. Вып.6. С. 1036–1042.
- Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Саутон Дж.Р., Нюрнберг Д., Шаповалов-Чупрынин В.В.* Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 58–72.
- Грецкая Е.В.* Литодинамические типы осадков Южно-Охотской котловины // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией (в 8 томах). Т. IV. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ, 1997. С. 143–152.
- Гречин В.И.* Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74–109.
- Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
- Догель В.А., Решетняк В.В.* Материалы по радиоляриям северо-западной части Тихого океана // Исследования дальневосточных морей СССР. Вып.3. М., Л.: Наука, 1952. С. 5–36.
- Догель В.А., Решетняк В.В.* К фауне радиолярий дальневосточных морей // Тр. проблемных и тематических совещаний. Вып. 6. М.: ЗИН АН СССР, 1956. С. 72–76.
- Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 240 с.
- Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Захарова М.А., Ильев А.Я., Шустов Л.Н.* Глинистые минералы в донных осадках южной части Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток. Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 67–80.
- Зябров С.В.* Раннемеловые кремни киселевско-маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 74–82.
- Коссовская А.Г., Шустов В.Д.* Фации регионального эпигенеза и метагенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 3–18.
- Коссовская А.Г., Шустов В.Д.* Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. / Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221. М.: Наука, 1971. с.9–34.
- Кулиш Л.И., Самойлов В.А.* Рудопроявления марганца в бассейне среднего течения р. Ануй (север Сихотэ-Алиня) // Геология Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1972. С. 95–103.
- Кулиш Л.И., Кулиш Е.А.* Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1974. 466 с.
- Кулиш Л.И.* Осадочные и вулканогенно-осадочные марганцеворудные комплексы Дальнего Востока // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 99–114.
- Курнос В.Б.* Глинистые минералы палеогеновых отложений о. Сахалина // Автореф. дисс. ... канд-та геол.-минер. наук. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971. 27 с.
- Курнос В.Б., Мурдмаа И.О.* Глинистые минералы в современных осадках Охотского моря // Океанология. 1978. Т. 18. Вып.4. С. 671–680.
- Кругликова С.Б.* Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан. Т. 8. Глава 2. М.: Наука, 1969. С. 48–72.
- Кругликова С.Б.* Таксоны высокого ранга радиолярий как показатели особенностей условий седиментации в современных морях и океанах // Биоседиментация в морях и океанах / Тез. докл. всесоюз. совещания в Тейберде (26.09–01.10 1983 г.). М.: Изд-во ИОАН СССР, 1983. С. 24–25.
- Левитан М.А.* Миоцен-четвертичная история кремненакопления в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и проблемы реконструкции палеопродуктивности // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 478–486.
- Леликов Е.П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 168 с.
- Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966а. С. 90–191.
- Лисицын А.П.* Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966б. С. 321–370.
- Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966в. 574 с.
- Лисицын А.П.* Аморфный кремнезем в донных осадках // Тихий океан. Кн. 2. М.: Наука, 1970. С. 5–25.
- Лисицын А.П.* Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лихт Ф.Р.* Осадконакопление в современных и древних приконтинентальных бассейнах Азии // Тихоокеанская геология. 1993. № 4. С. 20–33.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 282 с. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / Под ред. Смирнова В.И. М.: Наука, 1979. 280 с.
- Мило Ж.* Геология глин. Л.: Недра, 1968. 355 с.
- Михайлик Е.В.* Марганценозные яшмы киселевской свиты северного Сихотэ-Алиня // Геосинклиналильные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 130–139.
- Натальин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Невесский Е.Н.* Некоторые данные о составе глинистых минералов в донных отложениях Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. XXII. Геологические исследования в Дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 158–163.
- Остроумов З.А.* Марганец в донных отложениях Охотского моря // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97. № 2. С. 368–379.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У. Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты северной и центральной Азии, юга российского Дальнего востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3–13.
- Петрографический словарь. М., Л.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Петрушевская М.Г.* Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.
- Петелин В.П.* Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. XXII. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 77–138.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* Диатомеи плиоцена и антропогена северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
- Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.* Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 4. С. 3–8.
- Свальнов В.Н.* Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана (Тр. ИО АН СССР. Т.122). М.: Наука, 1986. С. 36–67.
- Свальнов В.Н., Гордеев В.В.* Химический состав осадков // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана (Тр. ИО АН СССР. Т.122). М.: Наука, 1986. С. 68–88.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В.* Базальты эрдагоской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 82–89.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Страхов Н.М.* Гидродинамический механизм распределения  $C_{орг}$ ,  $SiO_2$  и  $CaCO_3$  в океаническом осадкообразовании // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 3–31.
- Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 510 с.
- Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Плиоценовый вулканизм возвышенности Академии Наук // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной тихоокеанской плиты (материалы междунар. научного симпозиума). Т. 1. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ НЦ ДВО РАН, 2002. С. 264–265.
- Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая И.* Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 3. С. 366–370.
- Теодорович Г.И.* Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 213 с.
- Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С.* Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 4. С. 83–96.
- Филиппов А.Н.* Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 25–38.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 335 с. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края (очерк). Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
- Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклиналильных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 196). М.: Наука, 1968. С. 9–136.
- Хворова И.В.* Эвгеосинклиналильное кремненакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана (Международ. геол. конгресс. 26 сессия. Докл. сов. геологов). Л.: Недра, 1980. С. 92–96.
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений подводного хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 4. С. 105–115.
- Черепанова М.В.* Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана // Автореф. дисс. ... канд-та геол.-минер. наук. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1999. 25 с.
- Чудаев О.В.* Распределение глинистых минералов в флишоидных отложениях восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 105–115.
- Aoki S., Oinuma K.* The distribution of clay minerals in surface sediments of the Okhotsk Sea to the South China Sea along the Asiatic continent // Clay Sci. 1988. V. 7. № 2. P. 73–82.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of Recent deep sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. V. 76. P. 467–472.
- Bostrom K., Petron M.N., Joensuu O., Fisher D.* The origin of aluminium poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow in the East Pacific Rise // Marine Geol. 1969. № 7. P. 427–447.

- Bostrom K., Kraemer T., Gartner S.* Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in pelagic sediments // *Chemical Geology*. 1973. V. 11. № 2. P. 123–148.
- Calvert S.E.* Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California // *Geol. Society of Amer. Bull.* 1966. V. 77. № 6. P. 569–596.
- Cruise report KOMEX I and II: RV Professor Gagarinsky Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 28. GEOMAR Rep., 82 / Eds Biebow N., and Hutten, E. Kiel: GEOMAR, 1999. 188 p.
- Cruise report KOMEX V and VI: RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1. GEOMAR Rep., 88 / Eds Biebow N., Ludmann, T., Karp, B., Kulinich, R. Kiel: GEOMAR, 2000. 296 p.
- De Master D.J.* The supply and accumulation of silica in the marine environment // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. № 10. P. 1715–1732.
- De Segonzac C.D.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // *Sedimentology*. 1970. № 15. P. 281–346.
- De Wever P.* Radiolarians, radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. N.Y., Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokio: Springer-Verlag, 1989. P. 31–50.
- Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S., Southon J.R., Kaiser A.* Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*. 2002. V. 183. P. 107–129.
- Haq B.U., Hardebol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hein J., Karl S.* Comparisons between open-ocean and continental margin sequences // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam, Oxford, N. Y.: Elsevier, 1983. P. 25–43.
- Iijima A., Kakuwa Y., Yamazaki K., Yanagimoto Y.* Shallow-sea, organic origin of Triassic bedded chert in Central Japan // *J. Faculty Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. Geol., Miner., Geogr., Geophys.* 1978. V. 19. № 5. P. 369–400.
- Iijima A., Utada M.* Recent developments in the sedimentology of siliceous deposits in Japan // *Siliceous deposits in the Pacific region, Developments in Sedimentology 36*. Amsterdam, Oxford, N. Y.: Elsevier, 1983. P. 46–64.
- Iijima A., Kakuwa Y., Matsuda H.* Silicified wood from the Adoyama chert, Kuzuh, Central Honshu, and its bearing on compaction and depositional environment of radiolarian bedded chert // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. N. Y., Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokio: Springer-Verlag, 1989. P. 151–168.
- Jenkyns H.C., Winterer E.L.* Paleooceanography of Mesozoic ribbon radiolarites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 351–375.
- Lalou C.* Genesis of ferromanganese deposits: hydrothermal origin // *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers / Eds Rona P.A., Bostrom K., Laubier L., Kenneth L., Smith J.* NATO conference series. Series IV // *Marine Sciences*. 1983. P. 503–534.
- Lyle V.* Composition maps of surface sediments of the eastern tropical Pacific Ocean / Eds Mayer L., Pisias N., Jaanecek T. et al. Proc. ODP. Init. Repts., 138. pt.I. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P.101–115.
- Mizutani S., Shibata K.* Diagenesis of Jurassic siliceous shale in Central Japan // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam, Oxford, N. Y.: Elsevier, 1983. P. 283–288.
- Popova I.M., Baumgartner P.O., Filippov A.N., Khan-chuk A.I.* Jurassic and Early Cretaceous Radiolaria of the Lower Amurian Terrane: Khabarovsk region, Far East of Russia // *Island Arc*. 1999. № 8. P. 491–522.
- Steinberg M., Mpodosis C.* Classification geochimique de radiolarites et des sediments siliceux oceanique, signification paleo-oceanographique // *Oceanologica Acta*. 1978. V. 1. № 3. P. 359–367.
- Vecsei A., Frisch M., Pirzer M., Wetzel A.* Origin and tectonic significance of radiolarian chert in Austroalpine rifted continental margin // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. N. Y., Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokio: Springer-Verlag, 1989. P. 65–80.
- Volkhin Yu.G., Popova I.M.* Siliceous sediments of the Philippine Sea // *Geology and geophysics of the Philippine Sea*. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P.181–201.