№ 72 2012

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОБЕРЕЖЬЯ КАРСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНЦА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА

И.Д. Стрелецкая[1], Е.А. Гусев[2], А.А. Васильев[3], П.В. Рекант[2], Х.А. Арсланов[4]

1 - Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; e-mail: irinastrelets@gmail.com
2 - ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург; e-mail: gus-evgeny@yandex.ru, rekant@mail.ru
3 - Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; e-mail: al.a.vasiliev@gmail.com
4 - Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

На основании геохимических, изотопных исследований пластовых и сингенетических полигонально-жильных льдов в четвертичных отложениях побережья Карского моря реконструируются палеогеографические условия осадконакопления, промерзания и изменение уровня моря конца плейстоцена-голоцена. Эпоха длительного морского осадконакопления в конце каргинского времени (МИС 3) сменяется континентальными условиями, при этом понижение уровня моря сопровождалось глобальным похолоданием климата, аридизацией, промерзанием пород, образованием пластовых льдов и ростом сингенетических полигонально-жильных льдов на осушенном шельфе и континенте. Побережье Западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ледового комплекса, широко распространенных в Восточной Сибири. Вслед за преобладающим направлением атмосферного переноса количество стабильных изотопов кислорода и водорода в современных полигонально-жильных льдах закономерно уменьшается с запада на восток, такие же тренды установлены по льдам последнего криохрона и голоцена. Изотопный состав жильных льдов, сформировавшегося 12-25 тыс. лет назад, в среднем на 6 промилле легче голоценовых. В голоцене трансгрессия моря и потепление климата приводят к деградации мерзлых пород на шельфе. Кровля реликтовой мерзлоты читается на сейсмопрофилях, а существование субаквальной мерзлоты подтверждается бурением.

Введение

Отклики глобальных климатических изменений прошлого в природных объектах криолитозоны позволяют понять процессы взаимодействия Арктического океана и суши, оценить историю и тенденции развития шельфовой и континентальной мерзлоты.

Современный шельф Карского моря является естественным продолжением низменностей на континенте (рис. 1). За последние 200 тысяч лет четвертичной истории на прибрежных равнинах Северной Евразии морское осадконакопление неоднократно сменялось континентальным [*Molodkov, Bolikhovskaya, 2009*]. По современным представлениям, субаквальные многолетнемерзлые породы представляют собой реликтовые мерзлые толщи [*Osterkamp, 2001*], сформированные в субаэральных условиях во время последнего криохрона (20-18 тыс. лет назад) и затопленные в ходе последней трансгрессии (16-5 тыс. лет назад). Считается, что море отступало до современной изобаты 120 м. После перехода в субаквальное состояние толща многолетнемерзлых пород частично протаяла сверху и снизу. По мнению В.П. Мельникова и В.И. Спесивцева [*1995*] при разрушении газогидратов возможно новообразование субаквальной мерзлоты за счет дополнительного охлаждения не мерзлых толщ при струйной дегазации грунтов и формирование крупных мерзлых бугров на дне Карского моря.

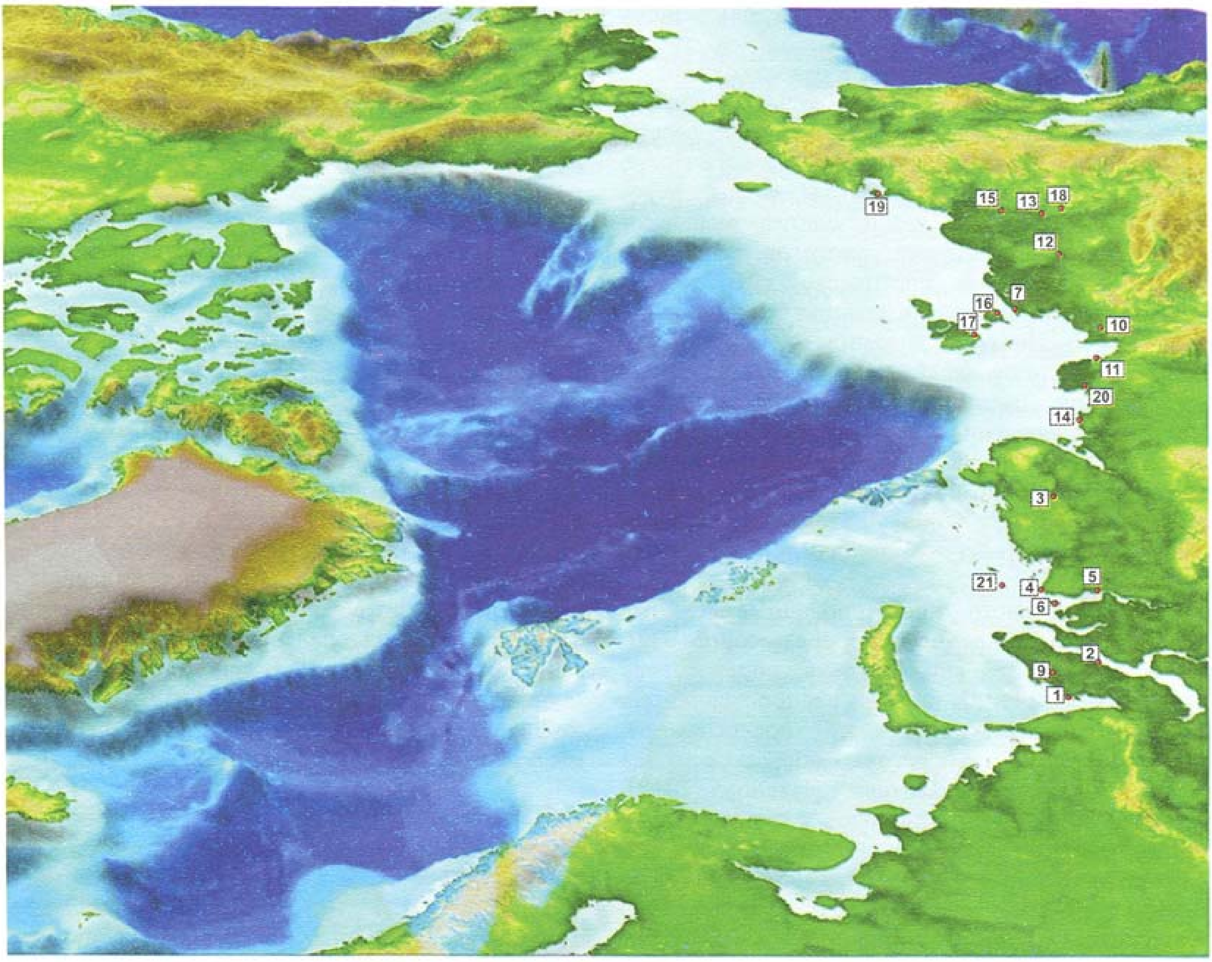

Рис. 1. Ключевые участки.

1 – Марре-Сале, 2 – Се-Яха (Зеленая), 3 – мыс Саблера, 4 – Диксон, 5 – Соп. Карга, 6 – о-в Сибирякова, 7 – Оягосский Яр, 9 – Бованенковское месторождение, 10 – Кулар, 11 – Быковский пол-в, 12 – Воронцовский Яр, 13 – Дуванный Яр. 14 – мыс Мамонтовый Клык, 15 – Зеленый мыс, 16 – о-в Бол. Ляховский, 17 – о-в Котельный, 18 – низовья р. Омолон, 19 – о-в Айон, 20 – западная часть дельты Лены, 21 – о-в Свердруп.

Останцы доголоценовой суши, сложенной льдистыми отложениями, можно найти по берегам и на островах Карского моря. Пластовые льды (ПЛ) и толщи с крупными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ) являются криолитологическими индикаторами последнего криохрона [*Васильчук, 2012*].

Подземные льды и вмещающие их криогенные четвертичные отложения - объекты настоящего исследования. Новые датировки по опорным геокриологическим разрезам позволяют уточнить стратиграфию и реконструировать палеогеографические условия осадконакопления и промерзания отложений конца неоплейстоцена-голоцена Западной Арктики. Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода и состав ионов в подземных льдах используются как природные маркеры, отражающие глобальные изменения природной среды в прошлом, - колебание уровня моря, экстремально холодные и аридные условия последнего криохрона, эволюцию криогенных процессов.

Плейстоценовые отложения морского генезиса - большая часть четвертичного разреза равнин Западной Арктики. Песчано-глинистые отложения мощностью более 200 м засолены, содержат линзы минерализованных вод (криопэги) и морскую фауну [*Данилов, 1978; Дубиков, Иванова,1990; Матюхин, Стрелецкая, 2012*; и др.]. Большие мощности неоплейстоценовых морских отложений объясняются формированием при смешении морских и речных вод на мелководном шельфе, в области «лавинной седиментации» [*Штайн и др., 2009*]. В морские отложения включены крупные залежи пластовых льдов [*Шполянская и др., 2006, 2007*].

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст органики, отобранной из горизонтов позднечетвертичных отложений Западного Ямала (по Васильчуку и др., 1983, 1992; Арсланову и др., 1986; Forman et al., 2002; Слагоде и др., 2012)

Местоположение	Датированный материал	Глубина, м	^{14}C Возраст, тыс. лет	Лабораторный номер	Источник или автор сбора
1	2	3	4	5	6
Голоценовые отложения					
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале	Кора	1,29	8865 ± 65	AA-26967	Forman et al., 2002
	Древесина	1,00	7990 ± 65	GX-23496	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Веточка	1,80	8345 ± 60	AA-26957	Forman et al., 2002
	Кора	1,20	8050 ± 80	GX-23495	Forman et al., 2002
	Кора	1,15	8620 ± 70	GX-23943	Forman et al., 2002
	Кора	0,70	8110 ± 90	GX-23494	Forman et al., 2002
Ст. Марре-Сале	Кора	1,05	8610 ± 150	GX-21801	Forman et al., 2002
	Древесина		8240 ± 70	ГИН-5204	Болиховский, 1988
	Древесина		7820 ± 70	ЛУ-1266	Арсланов и др., 1986
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	0,20	1153 ± 11	P980087121	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале		1,25	8195 ± 60	AA-26956	Forman et al., 2002
		0,25	1015 ± 40	AA-26955	Forman et al., 2002
	Фрагменты торфа из жильного льда	1,85	7165 ± 75	AA-26938	Forman et al., 2002
1,1 км к югу от устья р. Марре-яха	Растения	5,00	10930±105	СОАН-7597	Слагода и др., 2012
1,3 км к югу от устья р. Марре-яха	Мох аллохтонный	0,6	7700±120	СОАН-7940	Слагода и др., 2012
	Растения	1,5	7910±140	СОАН-7941	Слагода и др., 2012
	Растения	1,0	5200±110	СОАН-7942	Слагода и др., 2012
	Мох автохтонный	0,6	3410±60	СОАН-7596	Слагода и др., 2012
Станция Марре-Сале	Торф		4640 ± 150	Ri-362	Гатауллин, 1988
	Торф		7820 ± 70	ЛУ-1266	Арсланов и др., 1986
	Торф		9010 ± 100	ЛУ-1267	Арсланов и др., 1986
	Торф		6400 ± 250	ЛУ-1268	Арсланов и др., 1986
0, 2 км к югу от устья р. Марре-яха	Торф	1,3	6475±100	СОАН-7596	Слагода и др., 2012
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	0,20	Современный	AA-26954	Forman et al., 2002
		0,10	80 ± 40	AA-26953	Forman et al., 2002
2,90 км к югу от ст.Марре-Сале	Сосудистые растения	0,95	620 ± 6	P98-08692A	Forman et al., 2002
Позднеплейстоценовые отложения					
Ст. Марре-Сале	Древесина		> 55500	ЛУ-11	Зубаков, 1972
	Древесина		31100 ± 400	ГИН-5199	Болиховский, 1988
	Древесина		42000 ± 100	ГИН-5198	Болиховский, 1988
Ст. Марре-Сале	Ствол		43110 ± 1540	ЛУ-1270	Арсланов и др., 1986
4,1 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	9,6	32800 ± 390	NSRL-10307	Forman et al., 2002
4,5 км к югу от ст. Марре-Сале	Фрагменты растений из жильного льда	9,3	32700 ± 580	AA-26940	Forman et al., 2002
		8,1	33400 ± 450	NSRL-10308	Forman et al., 2002
		6,5	32400 ± 440	NSRL-10309	Forman et al., 2002
		5,7	32400 ± 500	AA-26939	Forman et al., 2002
		7,1	29860 ± 720	AA-26937	Forman et al., 2002

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6
4,7 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	9,0	30100 ± 260	NSRL-10310	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	8,0	27980 ± 380	AA-26941	Forman et al., 2002
		7,0	28560 ± 360	AA-26942	Forman et al., 2002
		5,7	28233 ± 362	AA-26945	Forman et al., 2002
5,1 км к югу от ст. Марре-Сале		8,8	28359 ± 327	AA-26944	Forman et al., 2002
4,7 км к югу от ст. Марре-Сале		6,4	25100 ± 560	NSRL-10312	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	5,7	27300 ± 430	NSRL-10311	Forman et al., 2002
		5,5	28280 ± 421	AA-26946	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале		4,9	27450 ± 320	AA-26947	Forman et al., 2002
		3,9	26230 ± 260	AA-26948	Forman et al., 2002
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале		5,2	15025 ± 95	AA-26949	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Мох	4,7	14280 ± 90	AA-26950	Forman et al., 2002
		2,6	13225 ± 85	AA-26951	Forman et al., 2002
		1,9	12220 ± 75	AA-26952	Forman et al., 2002
		6,7	16360 ± 120	AA-26962	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале 2,51 км к югу от ст.Марре-Сале		6,6	15020 ± 120	AA-26961	Forman et al., 2002
		6,3	14140 ± 100	AA-26960	Forman et al., 2002
		4,0	13845 ± 80	AA-26959	Forman et al., 2002
		2,7	12980 ± 80	AA-26958	Forman et al., 2002
		3,8	13975 ± 95	AA-26965	Forman et al., 2002
3,39 км к югу от ст.Марре-Сале		3,8	13060 ± 100	AA-26964	Forman et al., 2002
3,39 км к югу от ст.Марре-Сале		3,2	13990 ± 100	AA-26966	Forman et al., 2002
Ст.Марре-Сале			13830 ± 260	Tln-1059	Гатауллин, 1988
Ст.Марре-Сале	Сосудистые растения		13970 ± 140	Tln-1026	Гатауллин, 1988
	Мох		13280 ± 140	ГИН-5197	Болиховский, 1988
	Мох		13340 ± 200	ГИН-5196	Болиховский, 1988
	Сосудистые растения	4,5	14160 ± 120	AA-20496	Forman et al., 2002
	Сосудистые растения	3,8	13780 ± 190	AA-20495	Forman et al., 2002
	Сосудистые растения	2,6	13750 ± 110	AA-20494	Forman et al., 2002
		1,6	13265 ± 150	AA-20493	Forman et al., 2002

Мощные (более 20 м) ПЛ, в разрезах толщ засоленных пород морского генезиса, распространены в границах плейстоценовых трансгрессий [*Шполянская, Стрелецкая, 2004*]. Геологические разрезы, включающие пластовые льды, перекрытые засоленной глиной и подстилаемые засоленным песком с линзами криопэгов, свидетельствуют о возможной генетической связи между компонентами системы в условиях прибрежной зоны морей. Природный комплекс (мерзлые породы - пластовые льды - криопэги) - результат промерзания вышедших на поверхность или на мелководье засоленных морских глин, подстилаемых песками, содержащими линзы опресненных вод. Формирование пластового льда происходит на границе раздела глина - песок, с образованием в последнем рассолов-криопэгов [*Стрелецкая, Лейбман, 2002*].

Слоистые, часто дислоцированные ледяные залежи, представленные переслаиванием чистого льда и ледогрунта (льда, содержащего грунтовые примеси), широко распространены в береговых обрывах побережий Карского моря, встречаются они и в береговых обрывах острова Новая Сибирь, море Лаптевых [*Иванова, 2012*]. Слоистость залежей относится к седиментационному типу и образует сложный рисунок - параллельные, либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации слои, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров. Ледогрунты состоят из микрошлиров льда и грунта, вытянутых согласно напластованию, что свидетельствует о достаточно динамичной обстановке седиментации и сингенетическом промерзании накапливающихся осадков. Оттаивая с разной скоростью, лед и ледогрунтовые прослои образуют в стенках обнажения характерные «рёбра». Состав включений во льду меняется от тонких иловатых глин до песков, присутствует большое количество хорошо разложившейся органики виде тонкой взвеси.

ПЖЛ формируются при участии поверхностных вод и атмосферных осадков. Сингенетические ПЖЛ формируются преимущественно в результате замерзания талой снеговой воды и снега в морозобойных трещинах. Количество стабильных изотопов в полигонально-жильных льдах отражают среднезимние температуры времени их формирования, а доля морских солей в химическом составе льдов - состав атмосферных осадков, удаленность от моря. Для оценки зимних палеотемператур можно использовать простую линейную зависимость между средними зимними температурами и составом стабильных изотопов кислорода в ПЖЛ [*Васильчук,1992*].

Методом интерпретации результатов определений стабильных изотопов в природных льдах и водах является анализ параметров отношения между концентрациями этих изотопов и масштаба отклонения анализируемых точек на диаграмме от глобальной линии метеорных вод. Мерой такого отклонения служит избыток дейтерия [*Dansgaard, 1964*]. Соотношение изотопов кислорода и дейтерия - важный показатель для определения степени фракционирования воды до и во время промерзания, источника атмосферных осадков: приходящих с океанов или при активном континентальном испарении. Сравнивая химический состав современных и реликтовых подземных льдов можно реконструировать положение древней береговой линии моря.

Новые данные по опорным геокриологическим разрезам Западного Ямала, Гыдана, Енисейского севера позволяют реконструировать палеогеографические условия осадконакопления и промерзания отложений конца плейстоцена-голоцена, проследить тренды климатических изменений с запада на восток и сравнить с палеотемпературами Азиатского сектора Арктики.

Методы

Изотопный и химический состав подземных льдов был изучен на 10 участках побережья Карского моря. Подземные льды в отложениях, для которых определен радиоуглеродный возраст, характеризуются различными значениями стабильных изотопов кислорода и водорода, имеют различную минерализацию и состав ионов во льду. Собрана коллекция из 1000 образцов льдов, вод и атмосферных осадков, которая была обработана в Лаборатории изотопных исследований AWI (Германия) и геохимических лабораториях ВНИИОкеангеологии и МГУ (Россия). Оценка значений $\delta^{18}O$ и δD проводилась в промилле по отношению к «стандарту средней океанической воды» с погрешностью 0,1 ‰ и 1 ‰ соответственно. Гидрохимические исследования проведены по стандартной методике. На всех участках проведен комплекс геологических, криолитологических, геохимических исследований четвертичных отложений. Грануло-минералогический анализ выполнен аналитиком А.В.Сурковым. Определение радиоуглеродного возраста органических включений в отложениях выполнено в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, а также в лаборатории палеогеографии и геохронологии СПбГУ.

Рис. 2. Береговой обрыв и поверхность полигональной тундры (сторона полигона 25–30 км) в районе полярной станции Марре-Сале (фото с вертолета Г.Облогова).

Достоверные данные о распространении, условиях залегания и свойствах мерзлых пород на шельфе получены на основе бурения 20 инженерно-геологических скважин, что явно недостаточно для более или менее достоверной геологической информации. В последние десятилетия для изучения геологической структуры шельфа широко используются геофизические методы. В разных институтах хранятся результаты более 100 000 км высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования Карского моря. Новые методы интерпретации сейсмоакустических профилей используются для поиска субаквальной мерзлоты на шельфе при глубинах моря менее 120 м. Сейсмоакустический разрез можно рассматривать как аналог геологического разреза, а сейсмокомплексы и сейсмопачки на сейсмограммах, сопоставляется с реальными геологическими телами, толщами, свитами, горизонтами [*Шлезингер, 1998*]. Использование методики сейсмофациального анализа позволяет извлекать из сейсмического волнового поля информацию о внутреннем геологическом строении изучаемых толщ до глубины 60-70 м от морского дна, наличие в разрезе многолетнемерзлых пород. При этом наличие в сейсмическом разрезе ненарушенных стратифицированных горизонтов, свидетельствует об отсутствии мерзлых пород в изученной части геологического разреза. Факторами, серьезно осложняющими сейсмическую волновую картину на шельфе Карского моря, являются, в первую очередь, криогенные и посткриогенные изменения структуры осадка, а также структуры, связанные с наличием свободного газа в разрезе. Идентификация субаквальной мерзлоты в сейсмическом разрезе основывается на выделении высокоамплитудных отражений - сейсмоакустических маркеров, обладающих отчетливыми постседиментационными характеристиками, и сопоставляется с ярким сейсмическим отражением прямой полярности.

Результаты исследований

Марре-Сале.

Разрез четвертичных отложений, вмещающих крупные залежи подземных льдов, в районе полярной станции Марре-Сале, Западный Ямал (рис. 2), является достаточно хорошо изученным [*Стрелецкая и др., 2006; 2009; Каневский и др., 2005; Крицук, 2010; Слагода и др., 2012* и др.], но интерпретация данных остается дискуссионной.

В первую очередь это относится к реконструкции условий образования ПЛ (мощных выдержанных по простиранию линз льда в разной степени насыщенных минеральными включениями) и вертикальных ледяных штоков. Данные о возрасте четвертичных отложений района Марре-Сале, протяженностью 4,5 км опубликованы [*Forman et al., 2002; Слагода и др., 2010*] (табл. 1).

Толща четвертичных отложений состоит из нескольких пачек (рис. 3): - континентального генезиса мощностью 10-25 м и морского генезиса мощностью более 50 м [*Стрелецкая и др., 2009*]. Установлено, что континентальные отложения, вмещающие мощные сингенетические ПЖЛ, начали накапливаться 35-45 тыс. лет назад (МИС 3) и закончили около 11 тыс. лет назад (МИС 2). Разрез завершается пачкой голоценовых отложений склонового, озерного, эолового и биогенного генезиса с ПЖЛ меньших размеров.

На контакте континентальной и морской пачек залегают ПЛ (ледогрунты, состоящие из ритмично чередующиеся в разной степени

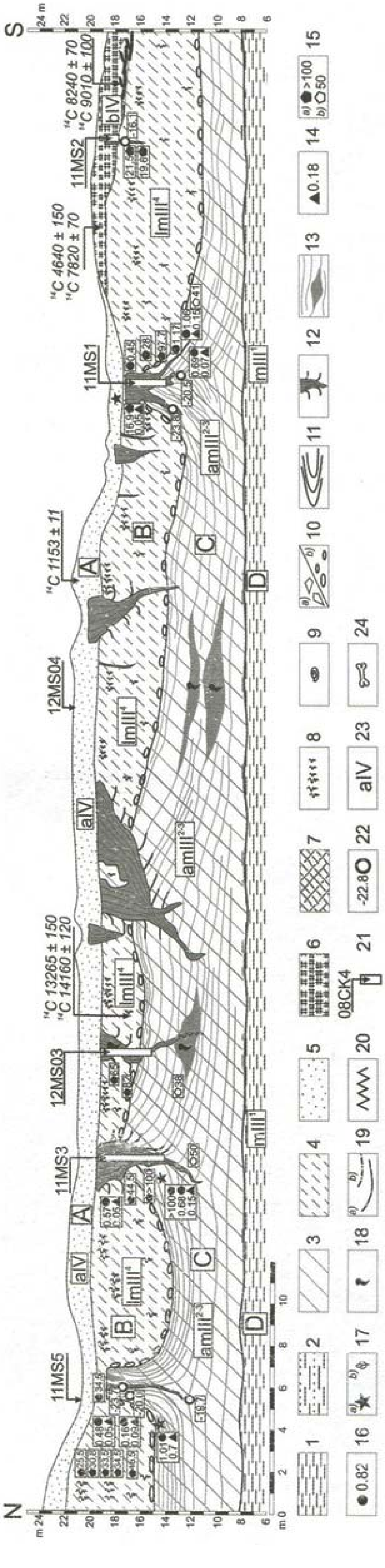

Рис. 3. Геокриологический разрез четвертичных отложений района Марре-Сале, Западный Ямал.
1 – глины; 2 – глины с прослоями супесей и песков; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – пески; 6 – торф; 7 – выходы коренных пород; 8 – растительные включения (детрит); 9 – раковины морских моллюсков; 10 – включения а) гравия, b) гальки; 10 – дислокации, выраженные по более и менее льдистым прослоям; 11 – криогенные дислокации во льду; 12 – сингенетические ПЖЛ; 13 – линзы и прослои льда; 14 – степень засоления пород, %; 15 – весовая влажность а) суммарная, b) минеральных прослоев, %; 16 – содержание органического углерода, %; 17 – пробы пород на а) грануло-минералогический анализ, b) палинологический анализ; 18 – пробы льда на определение газового состава; 19 – границы: а) геологические, b) блоков, смещенных пород (останцов); 20 – фациальные границы; 21 – номер обнажения, в котором определялись химический и изотопный состав ПЖЛ; 22 – количество стабильных изотопов кислорода во льду, ‰; 23 – геолого-генетический индекс отложений; 24 – кость северного оленя.А, В, С, D – горизонты пород, упоминаемые в тексте.

насыщенных минеральными включениями, морскими солями и органикой прослоев льда), а в морских отложениях - монолитные линзы ПЛ с редкими минеральными и органическими включениями. Контакт глин и вышележащих сильнольдистых отложений подчеркивается уступом термотеррасы высотой 2-7 м над уровнем моря.

Верхняя часть разреза с поверхности до глубины 2-3 м сложена пресными песками, легкими супесями, а там, где сохранились фрагменты торфяников, торфом мощностью 0,5-1,5 м (рис. 3 горизонт А). До глубины 1,4 м породы талые и на участках, лишенных растительности, интенсивно раздуваются. Ниже слоя оттаивания отложения мало льдистые массивной криотекстуры. Пески и супеси слоистые оторфованные, пылеватые (примесь крупной пыли у поверхности достигает 60%). Соотношение тяжелых минералов в песчаной фракции и хорошая окатанность частиц указывают на накопление отложений в условиях речной поймы. В породе установлена примесь криогенного обломочного кварца, но не присутствует эоловая компонента. Находка древесины в основании слоя А, датируемая в 8 240±70 лет ГИН-5204 указывает на существование здесь древесной растительности в голоцене, а результаты датирования фрагментов торфа из жильного льда торфяников 7 165±75 лет АА-26938 [*Forman et al., 2002*] демонстрируют формирование сингенетических ПЖЛ одновременно с экспансией древесной растительности.

Ниже горизонта А залегают пылеватые слоистые супеси и суглинки мощностью 2,5-4,0 м с включениями тёмных пятен органики, частичками намывного торфа и автохтонными корешками растений (рис. 3 горизонт В). Подошва слоя подчеркивается выдержанным 0,2-0,3 м прослоем ожелезненных крупнозернистых песков с обломками древесины, темноцветными гальками и 2-5 см шлирами чистого льда. Отложения пресные, степень засоления (D_{sal}) не превышает 0,05%, а в составе воднорастворимых солей преобладают натрий и гидрокарбонат ионы. Количество органического углерода в породах ($C_{орг}$) изменяется от 0,4 до 0,6%. Слоистость отложений подчеркивается поясковой криотекстурой (чередованием десяти сантиметровых прослоев супеси с различным содержанием сегрегационного льда). Для менее льдистых прослоев характерна массивная криотекстура, суммарная влажность отложений (Wc) равна 16-20%, для сильнольдистых - микрошлировая с вертикально ориентированными шлирами (Wc= 35-55%).

С глубины 5-8 м льдистость резко возрастает. ПЛ мощностью 3-10 м (рис. 3 горизонт С) представляет собой чередование горизонтальных и волнистых прослоев льда толщиной от нескольких до десятков сантиметров в разной степени, обогащенных песчано-глинистым материалом. От места к месту соотношение размеров частиц минеральных примесей во льду меняется: песчаные примеси составляют от 10 до 91%, пылеватые - от 6 до 62%, глинистые - от 10 до 36%, в целом, с глубиной количество песчаных частиц в ледогрунтовой толще сокращается, а примесь глинистых и пылеватых и увеличивается. Толща содержит включения хорошо разложившейся органики. Там, где во льду больше примесей пылеватых и глинистых частиц, $C_{орг}$ возрастает до 1,1-1,3%, а где песчаные частицы преобладают - $C_{орг}$ составляет 0,16%. В одной из проб на глубине 7,1 м, найдена угловато-окатанная частичка самородного золота. Частица золота переносилась потоками, насыщенными пылевато-глинистой взвесью, имеющей плотность больше, чем «чистая вода». Количество воднорастворимых солей в отложениях горизонта С выше, чем в горизонтах В и А (рис. 4) и изменяется от 0,07 до 0,7%. Состав солей остаётся неизменно хлоридно-натриевый. Максимальное количество солей (D_{sal} = 0,4-0,7%) содержат ледогрунтовые прослои с большим количеством органики ($C_{орг}$ =1,27-1,0%) и глинистых частиц. Степень засоления увеличивается с глубиной, но не зависит от льдистости, вниз по разрезу более засоленные горизонты чередуются менее засоленными, льдистость при этом остается высокой (суммарная влажность превышает 100%). Там, где лед в прослоях не содержит минеральных включений или их мало, можно наблюдать пузырьки воздуха диаметров 1-2 мм, которые находятся под давлением, собранные в неявно выраженные цепочки. За счет обилия пузырьков лед приобретает молочный оттенок. В чистых прозрачных ледяных прослоях, лишенных примесей и пузырьков воздуха, лед крупнокристаллический, с преобладающим размером кристаллов 3-6 см (наиболее крупные до 30 см). Нижний контакт ледогрунтовой толщи подчеркивается мощным выдержанным ледяным шлиром толщиной 5 см. Около контакта во льду обнаружены отдельные включения сильно спрессованной не окатанной глины шириной до 1,5 см, длиной - 5-6 см.

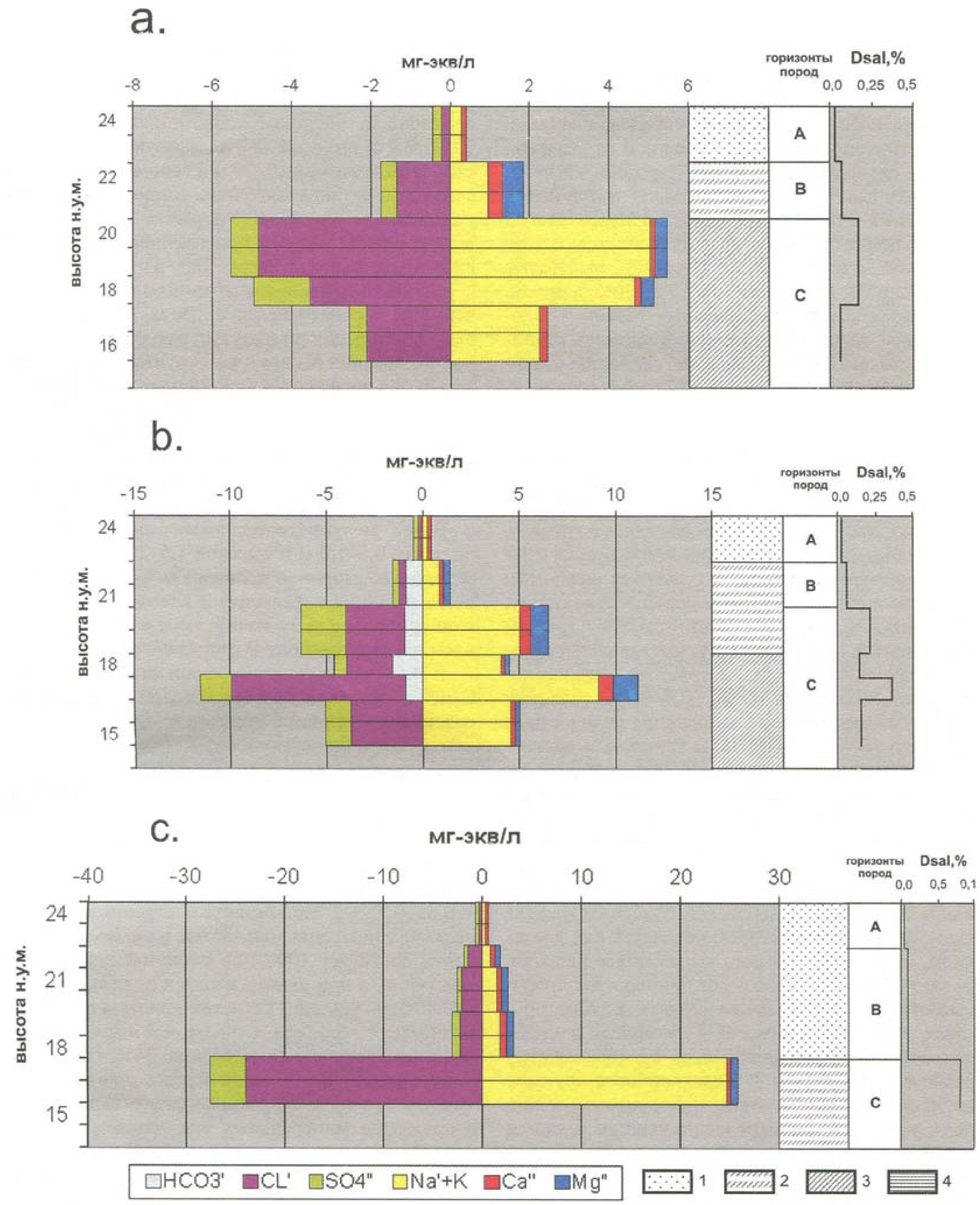

Рис. 4. Геологическое строение вмещающих подземные льды отложений района Марре-Сале, Западный Ямал, степень засоления и соотношение ионов водно растворимых солей.

Со знаком минус на графике дано содержание анионов. Разрезы: а – Ms1, b – Ms3, с – Ms5. Состав отложений: 1 – пески, 2 – супеси (алевриты), 3– суглинки, 4 – глины. A, B, C – горизонты пород см. Рис. 5; Dsal, % – степень засоления пород в процентах.

Под ледогрунтовой толщей залегают плотные засоленные глины малольдистые с крупносетчатой криогенной текстурой (горизонт D). Оттаивая, глины рассыпаются на 10-12 см прямоугольные отдельности по сетчатой посткриогенной текстуре, а на высыхающих поверхностях глиняных отдельностей образуются соляные корки.

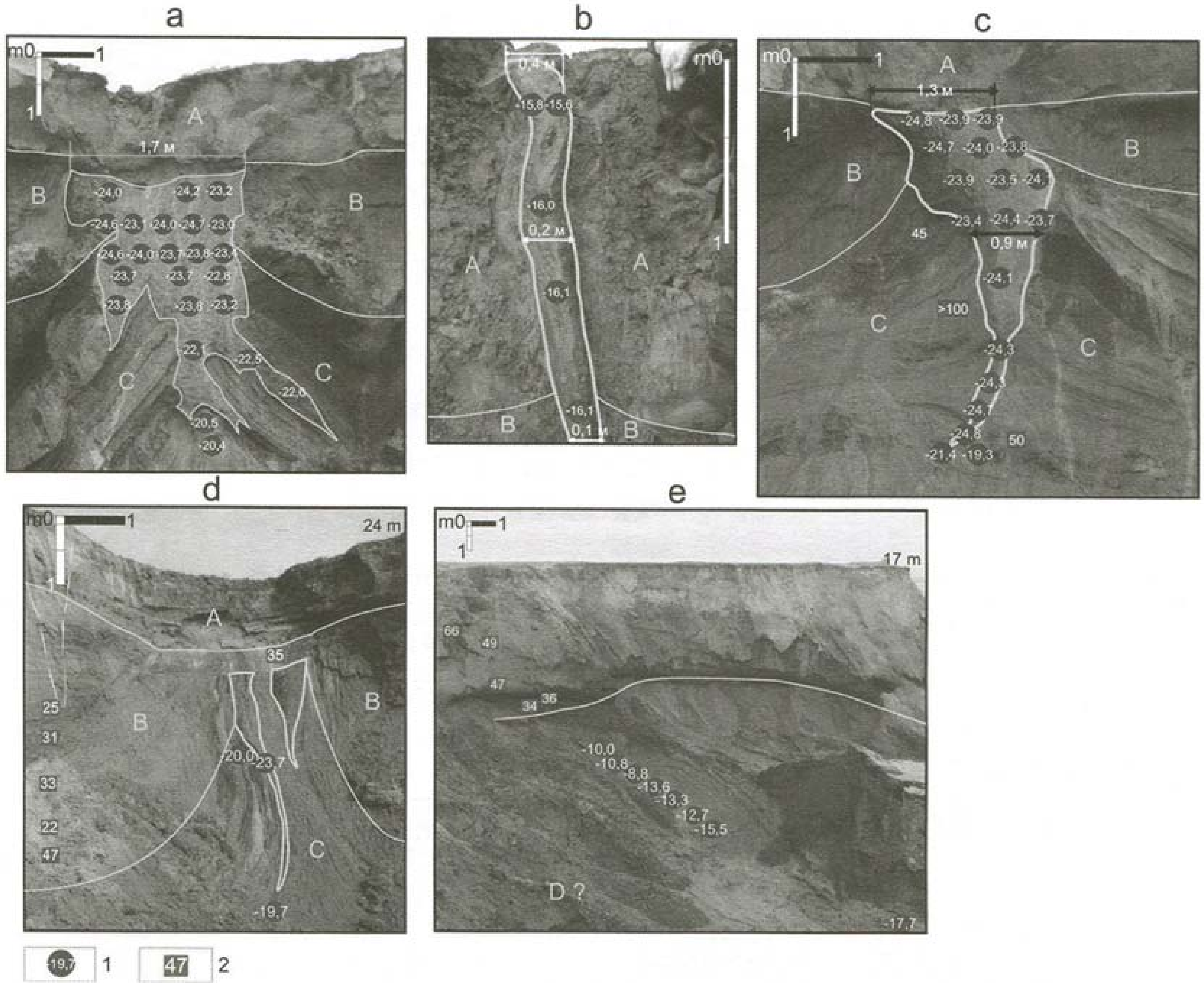

Рис. 5. Схема опробования и результаты изотопно-кислородного анализа ПЖЛ голоценового (b – Ms2) и верхненеплейстоценового (a – Ms1, c – Ms3, d – Ms5) возраста и пластовых (e – Ms7) льдов района Марре-Сале, Западный Ямал.

1 – место опробования и количество изотопов кислорода в пробе льда; 2 – суммарная влажность отложений.

Горизонты A, B, C содержат разновозрастные сингенетические ПЖЛ (рис. 3, 5). Крупные верхненеплейстоценовые жилы шириной по верху 2,0-2,5 м и высотой 6-7 м образуют решетку со стороной полигона 10-20 м и залегают ниже слоя сезонного оттаивания. Жилы имеют хорошо выраженные плечики, на которые ложатся пояски в горизонте B. Пояски при приближении к жиле сильно изгибаются вверх. Лед жил прозрачный с тонкими вертикальными минеральными включениями серовато-желтого цвета. Пузырьки во льду вертикально вытянутые размером от 0 до 2 мм. Концы жил входят в ледогрунты горизонта C, ветвятся и изгибаются в различных направлениях (рис. 3, 5 a, c, d). Радиоуглеродная дата 29 860±720 лет AA-26937, полученная непосредственно по ледяной жиле, указывает на активное сингенетическое жильное льдообразование уже в каргинское время [Forman et al., 2002].

Более мелкие голоценовые жилы шириной по верху 0,5-1,0 м и высотой 1,5-2,0 м образуют решетку со стороной полигона 6-8 м, которая хорошо читается в рельефе. Жилы имеют четкую клиновидную форму, начинаются в горизонте A и проникают в горизонт B (рис. 5 b).

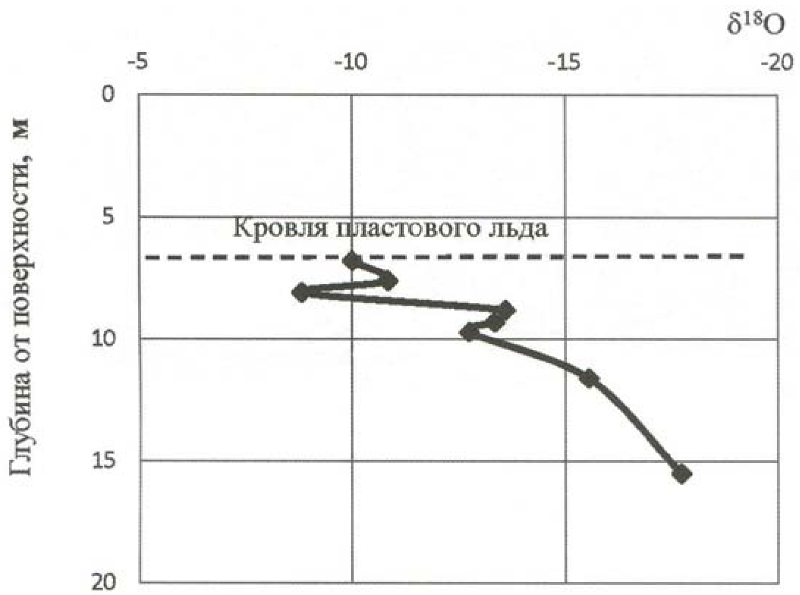

Рис. 6. Изменение содержания изотопов кислорода по глубине в залежи льда (Ms7) района Марре-Сале, Западный Ямал.

В 4,5 км к югу от полярной станции Марре-Сале в береговом обрыве высотой 17 м под засоленными глинами горизонта D вскрывается линза ПЛ мощностью более 8 м (лед уходит под уровень моря) (рис. 5 е). Лед перекрыт песчано-глинистыми отложениями мощностью 4-6 м. Под 1,4 м талыми песками залегают мерзлые темно-серые и черные засоленные (D_{sal} = 0,7-0,9%) оскольчатые глины с большим количеством хорошо разложившейся органики черного цвета ($C_{орг}$ = 0,65-0,75%.). На контакте с перекрывающими песками глины сильнольдистые (суммарная влажность достигает 100%) со слоистой криогенной текстурой, а при приближении к ледяной залежи льдистость убывает, сетчатая криотекстура глин сменяется массивной, а суммарная влажность отложений сокращается от 66% до 34%. Пластовая залежь представляет собой чередование прослоев чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных включений (частичек торфа, глины, ожелезненных песков) в виде взвеси. С глубиной количество минеральных включений сокращается, а лед становится прозрачным с включениями мелких пузырьков воздуха, находящихся под давлением. Грануломинералогический анализ минеральной взвеси во льду показал, что частицы дифференцированы по плотности, преобладают глинистые частицы, присутствие марказита указывает сероводородное загрязнение промерзающей воды.

Таблица 2. Изотопный состав подземных льдов и уравнения регрессии для соотношения $\delta^{18}O$ и δD в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале

Генезис льда, слой (разрезы)	N	$\delta^{18}O$ (‰) мин.	$\delta^{18}O$ (‰) средн.	$\delta^{18}O$ (‰) макс.	δD (‰) мин.	δD (‰) средн.	δD (‰) макс.	d (‰) мин.	d (‰) средн.	d (‰) макс.	Уравнение регрессии соотношение $\delta^{18}O$ и δD	R^2
ПЖЛ, А (Ms2)	5	-16.1	-15.9	-15.6	-118.5	-117.0	-115.0	10.2	10.5	10.8	δD= 7,2$\delta^{18}O$-3,6	0,98
ПЖЛ, В (Ms1, Ms3, Ms5)	17	-24.8	-24.2	-23.4	-190.6	-185.3	-179.0	6.8	7.9	8.9	δD= 7,6$\delta^{18}O$-1,9	0,96
Пластовый, С (Ms1, Ms3, Ms5)	10	-21.5	-20.4	-19.4	-164.2	-154.2	-146.4	7.5	8.7	10.5	δD= 8,7$\delta^{18}O$-22,5	0,99
Пластовый, D (Ms7)	8	-17.7	-12.8	-8.8	-150.4	-127.6	-76.7	2.7	4.0	4.7	δD= 4,9$\delta^{18}O$-64,2	0,22

Содержание стабильных изотопов в голоценовых ПЖЛ горизонта А для $\delta^{18}O$ изменяются в диапазоне от -16,1 ‰ до -15,6 ‰ и для δD от -118,5 ‰ до -115,1 ‰. Дейтериевый эксцесс близок к 10‰. Содержание стабильных изотопов в верхнеплейстоценовых ПЖЛ горизонта В изменяются от -24,8 ‰ до -23,4 ‰ для кислорода, а от - 190,6 ‰ до -179,3 ‰ для водорода (таблица 2). Превышение содержания изотопов водорода над кислородом изменяется от 6,8 до 8,9 ‰. Содержание стабильных изотопов кислорода в ледогрунтовой толще (С) для $\delta^{18}O$ меняется в диапазоне от -21,5 ‰ до -19,4 %о и для δD от -164,2 ‰ до -146,4 ‰. Дейтериевый эксцесс изменяется 7,5 до 10,5 ‰. Содержание стабильных изотопов в ПЛ горизонта D для $\delta^{18}O$ по 8 определениям изменяется в диапазоне от -17,7 ‰ до -8,8 ‰ и для δD - от -150,4 ‰ до -76,7 ‰, с глубиной наблюдается закономерное облегчение изотопов кислорода во льду (рис. 5 d, рис. 6), а дейтериевый эксцесс изменяется в пределах от 2,7 ‰ - 4,7 ‰. Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района Марре-Сале приведено на рис. 7.

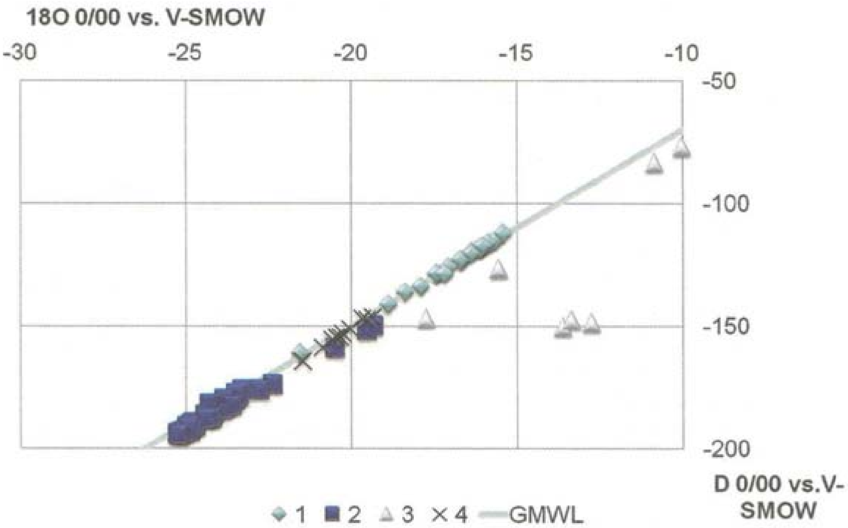

Рис. 7. Соотношение между содержанием стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале.

1 – голоценовые полигонально-жильные льды горизонта А; 2 – верхненеоплейстоценовые полигонально-жильные льды горизонта В; 3 – пластовые льды горизонта D; 4 – пластовые льды горизонта С рис. 3.

Гыданская губа

В районе устья реки Еры-Маретаяха, расположенного на западном побережье (рис. 8.1), и возле мыса Паха-Сале на восточном побережье Гыданской губы (рис. 8.2) береговые уступы высотой 10-25 метров сложены дисперсными четвертичными отложениями.

По разрезу органоминерального комплекса в устье р. Монгаталянгъяха, расположенного вблизи от исследованного авторами разреза, Ю.К. Васильчуком [*1992*] получена серия радиоуглеродных позднеплейстоценовых датировок на различных высотах от уровня моря: на высоте 3,5 м - 30 200±800 лет (ГИН-2470), 4,5 м - 28 600±800 лет (ГИН-2638), 5 м - 25 100±220 лет (ГИН-2471), 5,9 м - 21 900±900 лет (ГИН-2469). Торфяник на высоте 9,3 м имел радиоуглеродный возраст - 3 900±100 лет (ГИН-2468). Наши исследования показали, что верхняя часть разреза западного берега залива до глубины 4,7 м (точка наблюдения 1006) представлена промерзшими озерными (озерно-болотными) отложениями, характеризующимися значительной льдистостью. Крупные прослои практически чистого льда, переслаиваются со слабо разложившимся торфом. Радиоуглеродная датировка по образцу торфа на высоте 22 м над уровнем моря показала возраст 8 500±90 л.н. (ЛУ-6535) (рис. 10, 1).

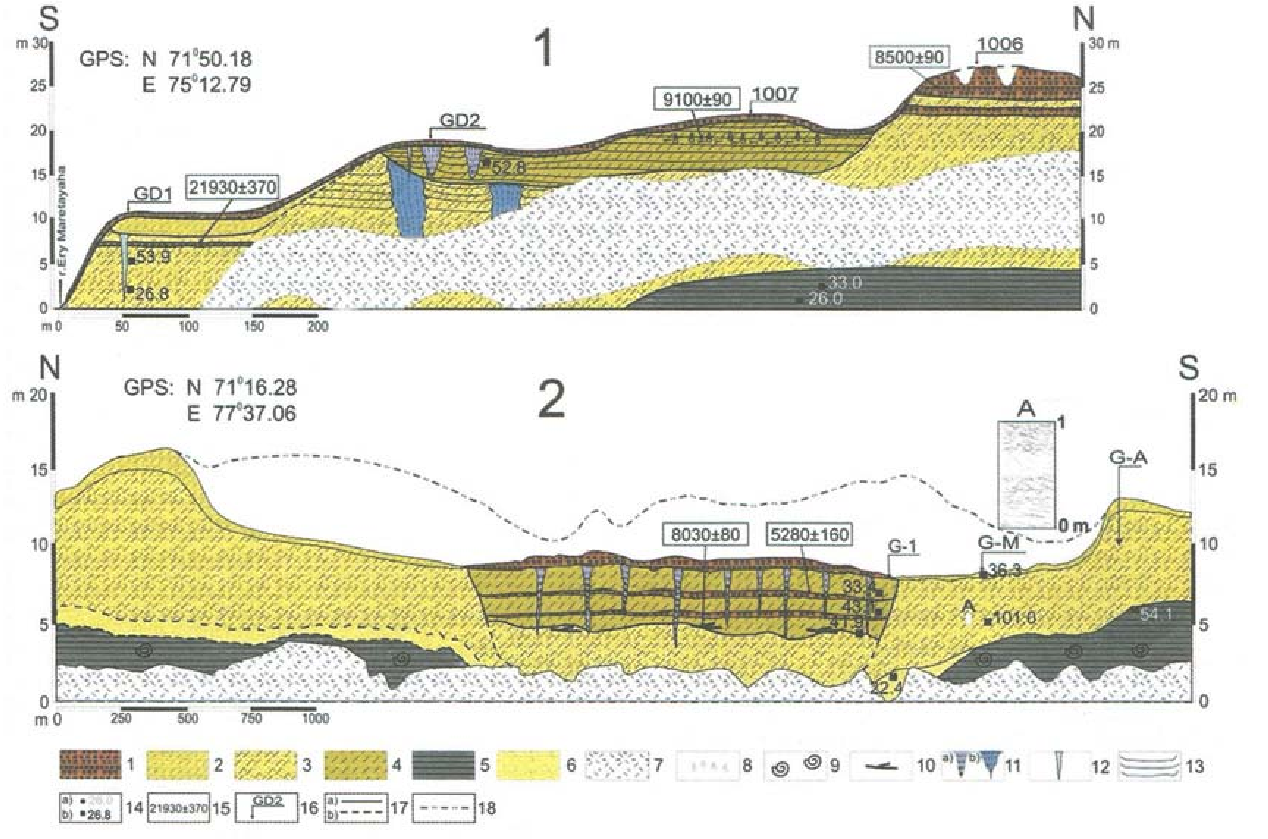

Рис. 8. Схема строения береговых обнажений Гыданской губы: 1 – устье р. Еры-Маретаяха; 2 – мыс Паха-Сале. 1 – торф; 2 – переслаивание супесей и песков; 3 – супеси пылеватые; 4 – супеси пылеватые оторфованные; 5 – глины; 6 – пески; 7 – осыпь; 8 – ракушки пресноводные озерные; 9 – морские моллюски; 10 – древесные остатки; 11 – полигонально-жильные льды: а) голоценовые, b) верхнеплейстоценовые; 12 – трещинный лед; 13 – поясковая криотекстура; 14 – влажность в процентах: а) суммарная, b) минеральных прослоев; 15 – возраст органических включений, лет; 16 – номер расчистки; 17 – литологические границы: а) установленные, b) предполагаемые; 18 – граница поверхности не подвергшейся термоденудации.

Под торфом вскрываются пылеватые супеси (количество пылеватых частиц составляет более 54%) (т.н. 1007), содержащие торф, корни растений ($C_{орг}$ 0,9%), фрагменты пресноводных моллюсков. По корням растений сделана радиоуглеродная датировка, показавшая возраст 9 100±90 л.н. (ЛУ-6534). По раковинке пресноводного моллюска получена радиоуглеродная AMS-датировка 10 625±25 л.н. (АА-105594) (табл. 3).

С глубиной в пылеватых супесях увеличивается количество песчаной фракции и уменьшается содержание органики ($C_{орг}$ < 0,2%). Прослой торфа в песчанистых отложениях на высоте 7,0 м на уровнем Гыданской губы имеет радиоуглеродный возраст 21 930±370 л.н. (ЛУ-6542).

В северной части обнажения пылеватые супеси подстилаются льдистыми глинами с сетчатой криогенной текстурой. Глины содержат большое количество органического углерода ($C_{орг}$ = 0,89%). Минеральные блоки размером 10х10 см^2 разделены шлирами льда толщиной до 1 см. Влажность минеральных прослоев составляет 26,0-33,0%, а сетчатая криогенная текстура указывает на эпигенетическое промерзание отложений. Изотопный анализ тектурообразующего льда (-8,48‰ для δ^{18}O и -63,4‰ для δD).

В обрыве вскрываются ПЖЛ двух ярусов (рис. 8.1, т.н. GD2). ПЖЛ шириной 1,2 м по верху и высотой 3,6 м верхнего яруса и крупные ПЖЛ шириной 2,5 м поверху и высотой более 10 м нижнего яруса. Вмещающие ПЖЛ пылеватые супеси сильнольдистые (Wc=52,7%) с характерной поясковой криогенной текстурой, что позволяет предположить их сингенетическое промерзание.

Изотопный состав ПЖЛ верхнего яруса голоценового возраста изменяется от -23,6 до -18,3‰ для кислорода (δ^{18}O) и от -179,9 до -134,3‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) изменяется от 9 до 12‰. Верхние части крупных сингенетических

ПЖЛ в южной части обнажения срезаны склоновыми процессами или частично вытаяли. В пески и супеси верхнеплейстоценового возраста проникают нижние сохранившиеся части ПЖЛ: узкие (шириной до 0,4 м) и мощностью 4,5 м (т.н. GD1). Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода в ПЖЛ и составляет -24,6…-22,6 ‰ для $\delta^{18}O$ и -193,1.. .-176,5 ‰ для δD, а дейтериевый эксцесс не превышает 6-7 ‰.

Таблица 3. Радиоуглеродный возраст органики, отобранной из горизонтов позднечетвертичных отложений Енисейского севера (по Гусев и др., 2011; Облогов и др., 2012)

Местоположение	Датированный материал	Глубина, м	^{14}C Возраст, тыс. лет	Лаборатор-ный номер	Источник или автор сбора
Голоценовые отложения					
0418, Казанцево	Древесина	1	3890±70	ЛУ-7003	Оригинальные данные
0512, Соп. Карга	Древесина	0	820±50	ЛУ-7005	Оригинальные данные
0804, Диксон	Древесина	1,5	8670±200	ЛУ-6420	Гусев и др., 2011
0811, о-в Сибирякова	Торф	1	8070±130	ЛУ-6152	Гусев и др., 2011
0808, о-в Сибирякова	Торф	0,75	8920±360	ЛУ-6408	Гусев и др., 2011
0903, Сухая Дудинка	Древесина	0,6	4250±60	ЛУ-6406	Гусев и др., 2011
0814, мыс Макаревича	Древесина	25	8370±90	ЛУ-6418	Гусев и др., 2011
0904, Тоболово	Древесина	1	4170±60	ЛУ-6411	Гусев и др., 2011
1012, Гыданская губа	Древесина	0,8	6630±120	ЛУ-6531	Оригинальные данные
1012, Гыданская губа	Торф	1,1	7850±120	ЛУ-6532	Оригинальные данные
1012, Гыданская губа	Торф	1,3	8030±70	ЛУ-6533	Оригинальные данные
1007, Еры-Маретаяха	Древесина	4	9100±90	ЛУ-6534	Оригинальные данные
1006, Еры-Маретаяха	Древесина	3.8	8500±90	ЛУ-6535	Оригинальные данные
1014, Матюй-Сале	Торф	1,2	7830±100	ЛУ-6537	Оригинальные данные
1014, Матюй-Сале	Торф	2,3	7700±80	ЛУ-6538	Оригинальные данные
10G1-1, Гыданская губа	Древесина	2,6	4600±80	ЛУ-6540	Оригинальные данные
10GA, Гыданская губа	Древесина	1,6	7180±70	ЛУ-6541	Оригинальные данные
Поздненеоплейстоценовые отложения					
0807, о-в Сибирякова	Торф	0,3	12450±250	ЛУ-6410	Гусев и др., 2011
0920, Соп. Карга	Кость	0	13770±480	ЛУ-6998	Оригинальные данные
0904, Тоболово	Кость	0	30500±480	ЛУ-6416	Гусев и др., 2011
0918, Соп. Карга	Древесина	14,5	10560±620	ЛУ-6417	Гусев и др., 2011
10GD1-5, Гыданская губа	Торф	2,2	18270±340	ЛУ-6542	Оригинальные данные

На восточном побережье Гыданской губы возле мыса Паха-Сале в обрывах высотой 15-20 м морские глины перекрываются континентальными песчано-алевритовые осадками с растительным детритом (рис. 8.2). На пляже рассеяно большое количество костных остатков, которые вымыты из береговых обрывов.

Линза озерных слоистых супесей мощностью 4-6 м и видимой протяженностью 1200 м насыщена органическими включениями ($C_{орг}$ = 1 %), которые на глубине 2,6 м имеют радиоуглеродный возраст 5 280±160 (ЛУ-6540), а на нижнем контакте с вмещающими породами - 8 030±80 (ЛУ-6541). По простиранию линза озерных отложений вложена в пачку сильнольдистых отложений, которые на 83% состоят из частиц пылеватой размерности. Льдистые прослои (Wc=101%) толщиной 0,15-0,20 м чередуются с менее льдистыми горизонтами толщиной 0,8-0,9 м, образуя характерную поясковую криотекстуру (см. рис. 8.2, врезка А). Пылеватые супеси по разрезу сменяются тонкозернистыми льдистыми песками массивной криотекстуры (Wc=22,4%). Пески в северной части и пылеватые супеси в южной части обрыва подстилаются глинами с богатой фауной морских моллюсков.

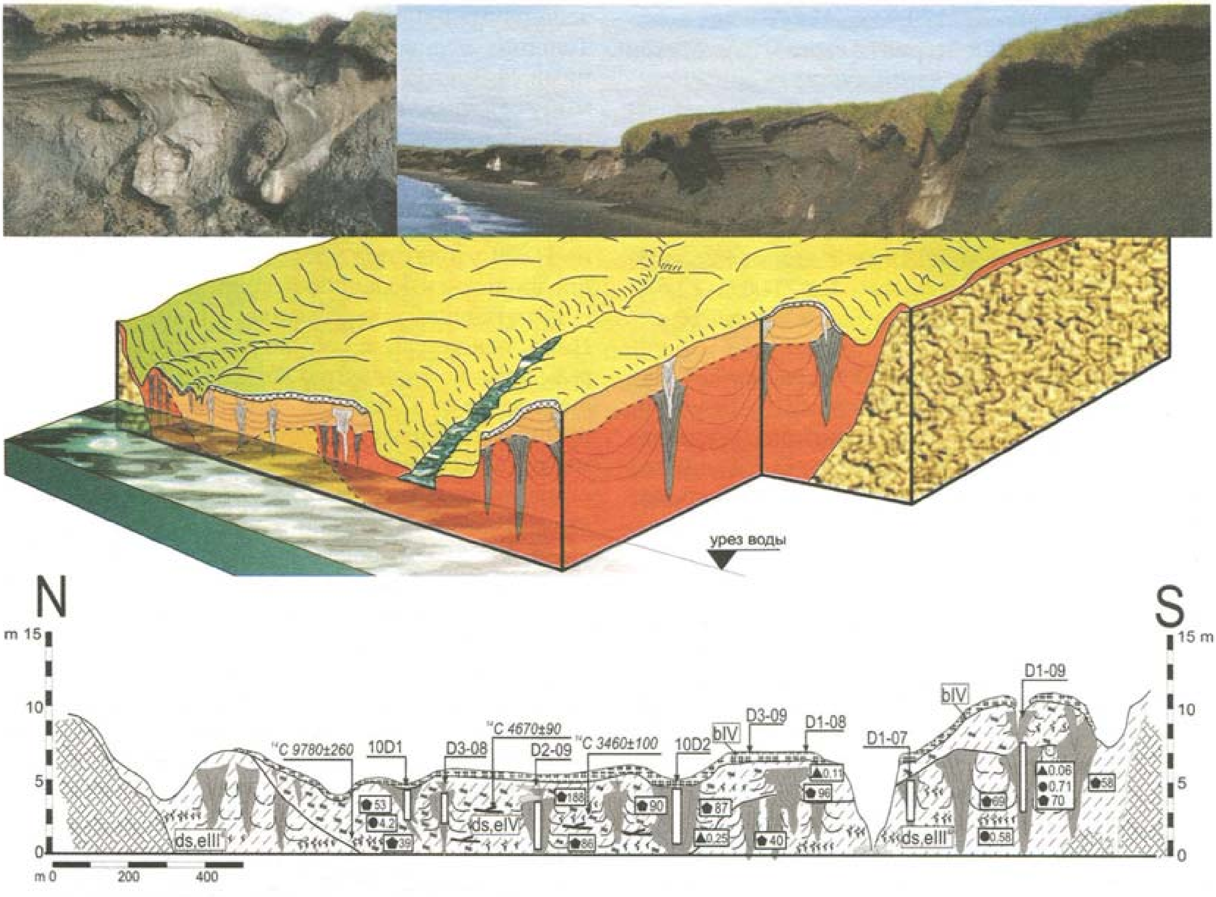

Рис. 9. Схема строения и фото береговых обнажений бухты Северо-Восточная. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. на рис. 3).

Озерные отложения включают комплекс голоценовых ПЖЛ. На поверхности льды образуют полигональную сеть со стороной полигона 18-25 м. Жильные льды шириной 0,2-0,5 м по верху и длиной 2-5 м. Лед ПЖЛ коричнево-белый вертикально-слоистый, с ожелезнением на контакте с вмещающими породами. Изотопный состав ПЖЛ составляет -19,1 ‰ для кислорода ($\delta^{18}O$) и -146,2 ‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) - 7,2 ‰.

Бухта Северо-Восточная, п. Диксон.

В районе п. Диксон, в береговом обрыве вскрываются два яруса сингенетических ПЖЛ (рис. 9). По результатам радиоуглеродного датирования верхний горизонт отложений отложения накапливался от 9 до 3,5 тыс. лет назад [*Гусев и др., 2011*]. Отложения сильно льдистые (Wc >86%) с характерной для сингенетических отложений ритмично-слоистой (поясковой) текстурой. Толщина поясков 0,5-1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками - сетчатая, атакситовая и массивная, а вблизи поясков - микролинзовидно-слоистая. На участках примыкания шлиров к ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальны. Видимая мощность отложений составляет около десяти метров, но ПЖЛ уходят под уровень моря, что позволяет предположить большую мощность отложений.

Отложения, вмещающие сингенетические ПЖЛ, однородны и состоят из частиц пылеватой размерности, количество которых с глубиной увеличивается от 82 до 96 %. Среди пылеватых частиц преобладает фракция крупной пыли. Исследования минералогического состава тяжелых минералов в отложениях показали, что источником вещества являлись местные коренные породы, основного состава. Мелкозем, образующийся при разрушении глыб, представлен сростками оливина-плагиоклаза-ильменита, не окатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля.

Во всех пробах минералы в ряду ильменит-гранат-турмалин дифференцированы по плотности. В породе повсеместно присутствуют уплощенные обломки базальтов пылеватой размерности. Известно, что базальт быстро разрушается, поэтому присутствие мелких не выветрелых угловатых обломков базальта в дисперсных породах свидетельствует о близком источнике сноса материала.

Содержание органического углерода в осадках, включающих верхний ярус льдов, составляет 0,6-1,2% и достигает 2,1 % за счет включений прослоев торфа и фрагментов намывной древесины. В отложениях, включающих ПЖЛ нижнего яруса, общее содержание органического углерода не превышает 0,6%. Органический материал равномерно рассеян по разрезу, крупных растительных включений нет.

Результаты анализа изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) ПЖЛ показывают изменения значений в диапазоне от -26,8 ‰ до -20,1 ‰ ($\delta^{18}O$) и от -205,0 ‰ до -150,4 ‰ (δD). Голоценовые ПЖЛ верхнего яруса имеют изотопный состав от -21,7 ‰ до -19,5 ‰ ($\delta^{18}O$) и от -161 ‰ до -147 ‰ (δD). Изотопный состав ПЖЛ нижнего яруса на 6 ‰ легче: меняется от -24,3 ‰ до -26,8 ‰ для $\delta^{18}O$ и от -205 ‰ до -184 ‰ для δD. В районе п. Диксон растут современные ледяные ростки жил, которые имеют более тяжелый изотопный состав от -17,1 ‰ до -16,2 ‰ для $\delta^{18}O$ и от -124 ‰ до -118 ‰ для δD [*Streletskaya et al., 2011*].

Минерализация ПЖЛ возрастает от 63,5 мг/л (ПЖЛ верхнего яруса) до 360,5 мг/л (ПЖЛ нижнего яруса). В ПЖЛ верхнего яруса среди анионов преобладает Cl^-, среди катионов Na^+. В химическом составе жильных льдов нижнего яруса преобладают HCO_3^- и Ca^{2+}.

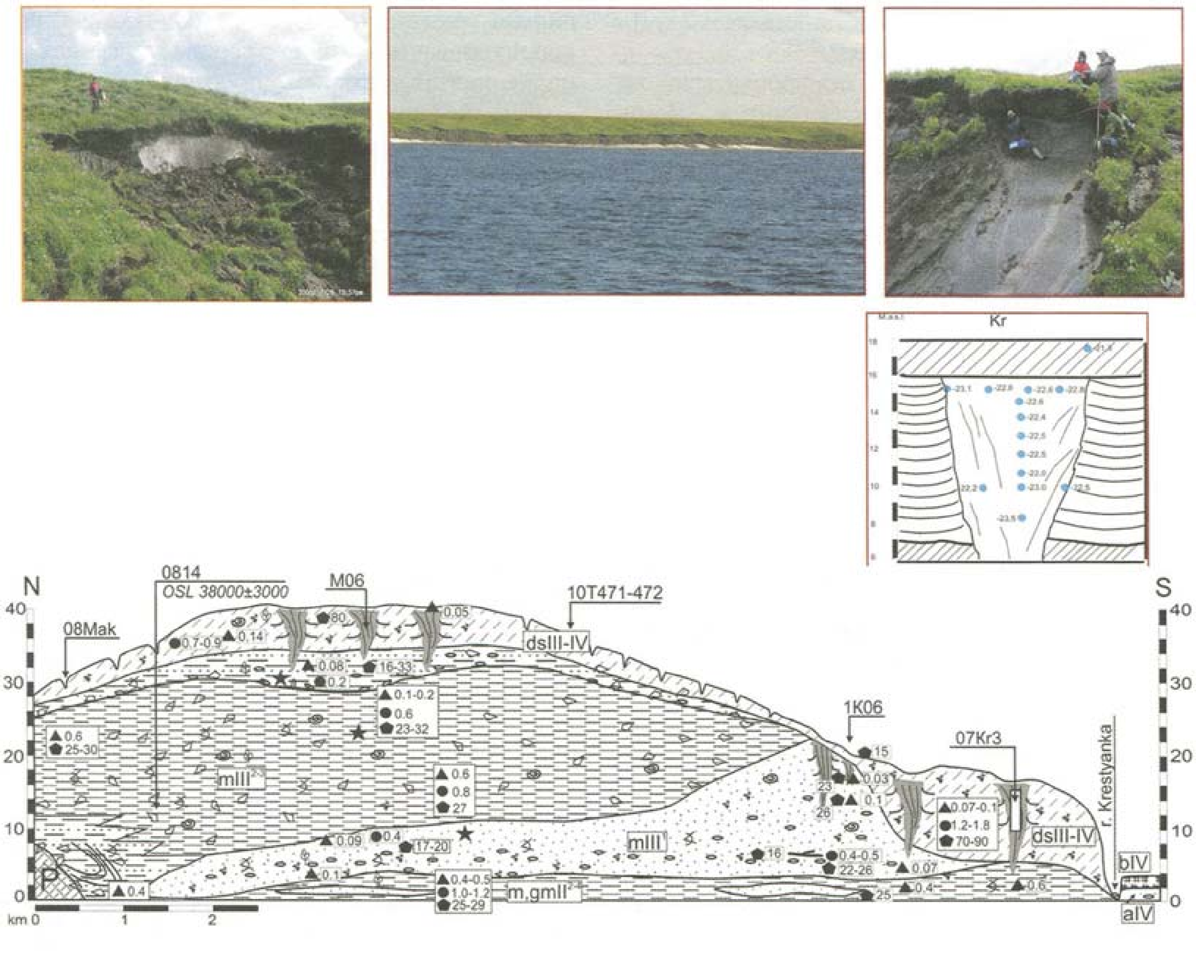

Рис. 10. Схема строения и фото береговых обнажений от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. рис. 3).

Разрез от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка.

В районе мыса Макаревича четвертичные отложения перекрывают пермские породы, кровля которых поднимается до абсолютных отметок + 5+10 м (рис. 10, 08Mak). Породы представлены консолидированными песчаниками и сланцами с большим количеством трещин. Пространство между крупными глыбами занимают обломки щебенисто-дресвяной размерности и песчано-глинистый заполнитель, который поступает со склонов. К устью реки Крестьянки мощность четвертичных отложений возрастает, а кровля пермских пород резко уходит под уровень залива.

В береговом обрыве вскрывается геологическое строение выровненной поверхности высотой 45-50 м с хорошо выраженным байджераховым рельефом.

Сверху вниз в центральной части обрыва вскрываются следующие пачки дисперсных отложений.

1. Бурые оторфованные пылеватые (содержание пылеватой фракции достигает 83%) супеси мощностью 5-7 м. Супеси содержат 0,05-0,14% водорастворимых солей, в составе ионов преобладают ионы натрия и хлора. Отложения пронизаны многочисленными корешками растений, количество органического углерода в супесях составляет 0,7-0,9%. Спорово-пыльцевой спектр из супесей, залегающих близко от поверхности, характеризует таежный тип растительности, возможно, отвечающий климатическому оптимуму голоцена. Доминируют древесные растения, среди которых ведущая роль принадлежит хвойным.

Супеси сильнольдистые (суммарная влажность достигает 80%). Отложения включают крупные ПЖЛ и имеют характерную поисковую криотекстуру. Жилы видимой мощностью 3,5 - 4,0 м имеют ширину по верху м и формируют полигональный рельеф. Размер полигонов 10-15 м. Лед в жилах белый фирноподобный, с вертикально ориентированными пузырьками воздуха, иногда загрязненный, с включениями глинистых окатышей и вертикальными и наклонным трещинами, которые подчеркиваются желто-коричневыми включениями частиц.

2. Пылеватые супеси подстилаются 3-4 м пачкой неяснослоистых ожелезненных, слабо оторфованных песчано-глинистых отложений. С глубиной доля песков и супесей сокращается, разрез становится более глинистый (количество пылеватых частиц в породе сокращается до 25%, а глинистых увеличивается до 34%). Степень засоления песчано-глинистых отложений возрастает с глубиной до 0,23%, а состав солей с глубиной меняется от гидрокарбонатно-натриевого до сульфатно-натриевого. Количество органического углерода в толще с глубиной сокращается и составляет 0,2%.

Грануло-минералогический анализ песчаной фракции из отложений показал, что обломочные зерна тяжелых минералов (магнетит, ильменит, циркон, гранат) хорошо сортированы по размеру и плотности. Для зерен (обломков) кварца, относящего к легким минералам, характерны две совокупности распределений: с морской и аллювиально-морской сортировкой. Суммарная влажность отложений увеличивается с глубиной от 16,5% на глубине 7,5 м до 33% на глубине 10,2 м. Криотекстура массивная.

3. С глубины 10,3 м залегают глины мореноподобные, буро-серые комковатые, иногда оскольчатые, ожелезненные по структурным отдельностям. Контакт глин с перекрывающей песчано-глинистой толщей субгоризонтальный нечетко выраженный. На верхнем контакте глины обогащены (до 30%) галькой темноцветных пород (преобладающий размер включений 0,3-2,0 см). По всему разрезу глинистая толща содержит включения глыб до 20 см и гальки (диаметром 2 см) с ожелезнением по поверхностям.

Пыльцевые спектры проб из кровли глин характеризуют растительность лесотундр. Доминируют травянистые и споровые растения (73-77%): разнотравье - 31-32%, сем. Chenopodiaceae - 2-4%, Ranunculaceae - 2%, Pirolaceae - 0-1%, сем. Polypodiaceae - 22-24%, *Sphagnum* sp. -13-14%, *Lycopodium alpinum* - 1-2%. Из древесных и кустарниковых форм определены *Betula* ex. sect. *Albae* - 5-6%, Alnus - 1-2%, Alnaster - 3-4%, *Salix* sp. - 3-4%, *Betula* sect. *Nanae* - 6-7%, *Picea obovata, Picea* sp. - 3-4%, *Pinus sibirica* - 1%.

Комплекс фораминифер из тех же проб содержит 30 экземпляров, состоящий из 14 видов. В нем преобладают ретроэльфидиумы, меньше хайнезин и единично встречены *Buccella frigida* Cushm., *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Cassandra teretis* Tapp. и другие. Особо следует отметить наличие в комплексе *Elphidiella tumida* Gud. Этот комплекс формировался в неблагоприятных условиях холодного арктического бассейна с пониженной соленостью воды. Такой набор фораминифер может быть сравним с санчуговскими комплексами Енисейского Севера [*Гудина, 1969*].

Грануло-минералогический анализ песчаной фракции из глин показал сортировку минералов в условиях морского пляжа. Глауконит, аутигенный пирит, ракушечный детрит свидетельствует о перемыве морских отложений с выносом на пляж осадков морского мелководья при короткой трансгрессии моря. Видимой органики в глинах нет, но количество органического углерода достаточно высокое 0,6%-0,8 %. Глины засолены, степень засоления составляет 0,6%, состав солей хлоридно-натриевый. Глины мерзлые и пластично мерзлые с редкими линзами льда диаметром до 0,3 см, или неполносетчатой криотекстурой (размер сетки 2-8 см^2 х 1-6 см^2). Шлиры прерывистые невыдержанные толщиной около 1 мм. Глины разбиты на блоки размером 0,5-1,0 см, с глубиной размеры блоков увеличиваются до 1,5-2 см (трещины и пустоты между блоками заняты менее плотным темным суглинком), образуя характерную посткриогенную текстуру. Суммарная влажность глинистой толщи составляет 23-32%.

На склонах глинистые отложения перекрыты двухметровым плащом слоистых супесей и песков с большим количеством обломочного материала. Содержание крупнообломочного материала составляет до 50 %. Видно, что многие угловатые обломками пермских песчаников растрескивались на месте, и испытывали морозную сортировку в пределах слоя сезонного оттаивания (плоские обломки «стоят на ребре» или вертикально ориентированы). По плоскостям обломки сильно ожелезнены. Пески заполняют различно ориентированные узкие трещины в глинах, что подчеркивает посткриогенную текстуру.

Там, где четвертичные отложения непосредственно налегают на пермские породы, они представлены переслаивающимися бурыми глинами с многочисленными включениями угловатых обломков и рыжеватыми ожелезненными песками. Линзы песков в основании разреза на мысе Макаревича имеют ИК-ОСЛ-возраст 38 000±3 000 лет [*Гусев и др., 2011*].

Под глинистой пачкой залегают желто-серые, хорошо сортированные, горизонтально и косослоистые пески мощностью 4,5-10 м. Слоистость подчеркивается ожелезнением, включениями срезанных косых и горизонтальных прослоев грубозернистых песков и гравия. Грануло-минералогический анализ песков показал, что осадки накапливались в подводной части дельты, обращенной к открытой части морского бассейна со свалом глубин и вдоль береговыми течениями и с волновым действием на дно. Сортировка обломков по плотности и размерам, отсутствие алеврита и тонких песков свидетельствует о возможности образования гравелистых песков в подводной зоне пляжа вблизи приустьевой части реки. Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из песков отражают таежный тип растительности казанцевского времени с обширными лугами. Из древесных и кустарниковых форм определены *Betula* ex. sect. *Albae* - 10%, *Alnus* sp. - 2%, *Salix* sp. - 0-4%, *Betula* sect. *Nanae* -2%, *Picea obovata, Picea* sp. - 8-16%, *Pinus sibirica* - 4%, *P. silvestris* - 2%. Предоставленные с этого места отбора образцы на определение микрофауны оказались практически «немыми».

Пески засолены (степень засоления 0,1% состав солей хлоридно-натриевый) и насыщены органикой (содержание органического углерода в песках 0,5%). Криогенная текстура песков массивная. Суммарная влажность песков составляет 17,0% - 20,4%.

5. В основании обрыва (на высоте 1-2 м от уровня залива) отмечается постепенный переход от песков к суглинкам и глинам. Тонкие прослои песков с включениями гравия и частичками органики (мха?), чередуются с суглинками и глинами.

Глинистые отложения массивной криотекстуры (суммарная влажность глин и суглинков 28,5%), плотные, комковатые или плитчатые. Содержание солей хлоридно-натриевого состава достигает 0,4-0,5%, органического углерода - 1,0-1,2 %.

Спорово-пыльцевые спектры проб из нижних глин, характеризуют растительность лесотундр санчуговского периода. Доминируют травянистые растения.

В долине р. Крестьянки пачка пылеватой супеси подстилается засоленными серыми глинами, плотными, пластичными с линзами разнозернистых слоистых песков, малольдистых, массивной криотекстуры. Контакт супесей и подстилающих глин - эрозионный и подчеркивается прослоем бурых ожелезненных глин с посткриогенной текстурой. Степень засоления песков в линзах составляет 0,1%, а в глинах достигает 0,4-0,6 %, состав солей хлоридно-натриевый, что характерно для осадков, сформировавшихся в морских условиях.

Пылеватые супеси включают мощные 9 м ПЖЛ через 8-10 м и шириной жил поверху 2,4-3,5 м (рис. 10, 07Кр3). Лед в жилах мутный с включениями мелкой гальки и галечным обрамлением на контактах жил с вмещающими породами. Криогенная текстура супесей поясковая (суммарная влажность 76-86 %), вблизи жил пояски загибаются вверх. Криогенная текстура внутри поясков льда микрошлировая, сетчатая и атакситовая. Средние значения $\delta^{18}O$ и δD в ПЖЛ в районе устья р. Крестьянки изменяются в диапазоне от -23,7 ‰ до -22,0 ‰ и от -179,7 ‰ до -167,7 ‰ соответственно.

Мыс Сопочная Карга

Четвертичные отложения, как содержащие крупные включения ПЛ и ПЖЛ, так и без видимых включений льда изучались нами ранее по нескольким расчисткам на 6,0 км отрезке берега Енисейского залива от мыса Сопкарга до р. Мироновская (рис. 11 A, B, C, D). Результаты частично опубликованы [*Стрелецкая и др., 2006; 2007; 2009; Стрелецкая, 2009; Стрелецкая, Васильев, 2009; Streletskaya et al. 2008; 2011* и др.]. В береговом обрыве вскрываются отложения, слагающие поверхности с абсолютными отметками от 35-40 м до 5-10 м. В северной части обрыва, в районе устья р. Мироновской возраст отложений, включающих морскую фауну, составил 112-117 тыс. лет (рис. 11 А).

В южной части обрыва (рис. 11 С) на высоте 30-35 м залегает ПЛ мощностью более 35 м, подошва которой уходит под уровень моря. К боковым границам пласта льдистость сокращается, и разрез становится более глинистым.

ПЛ перекрывается пачкой осадков мощностью 5-6 м. Отложения представлены торфяно-минеральной смесью (содержание органического углерода в породе достигает 2,1 %, а пылеватая фракция составляет 70-78% от общей массы). Торфяно-минеральные отложения подстилаются темно-бурым торфом мощностью 1,0-1,5 м, с включениями крупных фрагментов древесины. Радиоуглеродное датирование двух образцов торфа показало, что органогенный горизонт имеет возраст 7 320±130 лет (ГИН-13056) и 8 050±60 лет (ГИН-13055), то есть времени климатического оптимума.

Сильно льдистые торфяно-минеральные отложения (суммарная весовая влажность превышает 80%) имеют характерную поясковую криотекстуру в сочетании с сетчатой и атакситовой. Толща вмещает сингенетические ПЖЛ шириной от 0,4 м до 3,0 м поверху и мощностью более 5,0 м. Минерализация ПЖЛ составляет 22,0 мг/л, среди анионов преобладает гидрокарбонат ион, среди катионов содержание ионов кальция почти в два раза превышает натрий и калий. Диапазон изменений $\delta^{18}O$ в ПЖЛ составляет от -20, 3‰ до -19,0 ‰, а диапазон изменений δD от -150,4 ‰ до -140,6 ‰.

Собственно ПЛ представляет собой нечеткое чередование дислоцированных прослоев чистого льда толщиной от нескольких до десятков сантиметров и льда с примесью минеральных включений. Суммарная весовая влажность превышает 100%. Внутри ледяной залежи отмечаются крупные грунтовые блоки размером 0,4-1,0 м x 0,1-0,4 м^2 неправильной формы, часто подчеркивающие слоистость, представленные темно-серой глиной с включениями гальки и валунов диаметром до 0,4 м. Криотекстура грунтов в блоках изменяется от микроатакситовой до микропорфировидной.

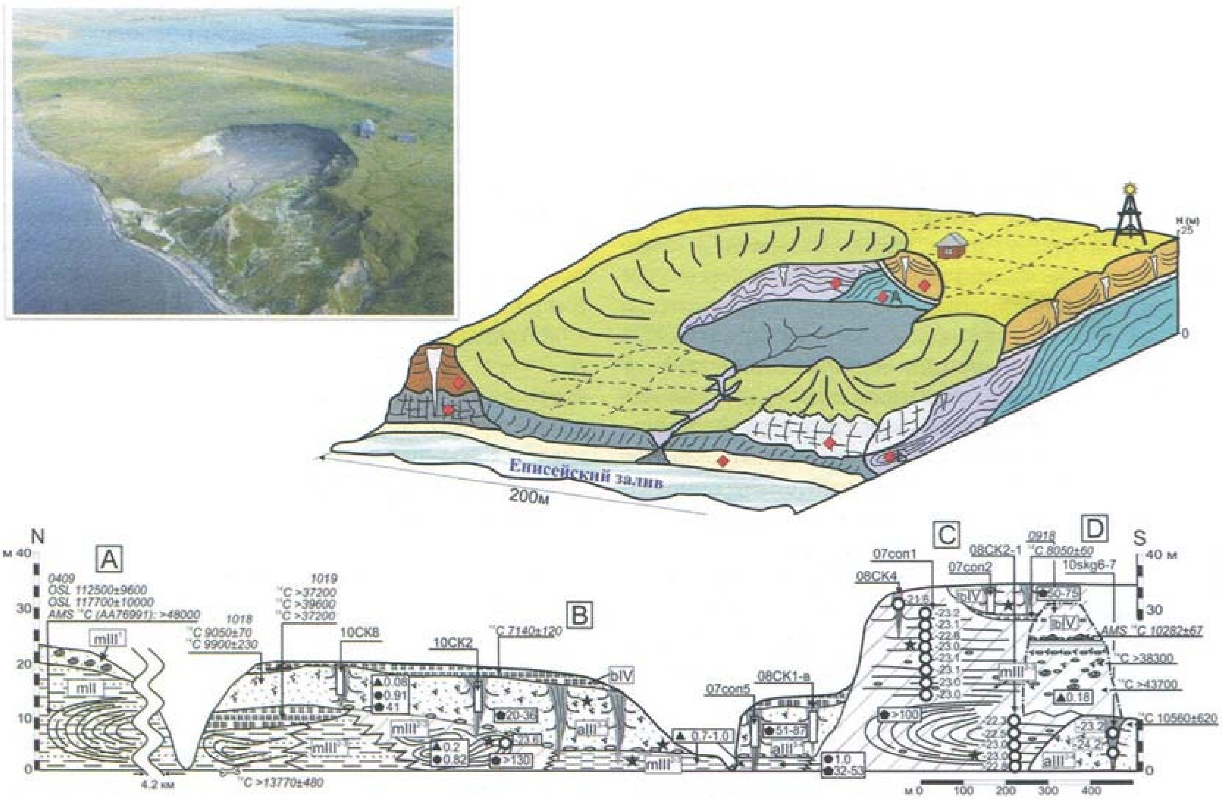

Рис. 11. Схема строения и фото береговых обнажений района мыса Сопочная Карга. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. рис. 3).

Крупные частицы в глинистых примесях (тяжелые минералы песчаной фракции) центральной части залежи ПЛ отличаются почти идеальной сортировкой (черепитчатый тип со смещением вправо в соответствии с плотностью минералов). Такое распределение частиц минералов характерно для осадка, формирующегося в условиях морского мелководья или придельтовой части реки, при участии вдоль береговых течений и волновой переработки [*Сурков, 2000*]. Тяжелые минералы из нижней части ПЛ (на высоте 2,0 м н.у.м) также дифференцированы по плотности, но на графиках читается два семейства зерен, которые различаются по размерам и окатанности. Первое характеризует морскую обстановку формирования, второе - речную.

Минерализация чистого льда изменяется от 266 мг/л до 722 мг/л, содержание гидрокарбонат иона существенно преобладает среди анионов. Среди катионов преобладает натрий, его содержание во льду достигает 92%.

Содержание изотопов кислорода во льду не меняется по разрезу, составляя -23‰ для кислорода и -177‰ для водорода, значения дейтериевого эксцесса (d excess) в среднем составляют - 4,5-5,8‰.

ПЛ интенсивно оттаивает, ширина термоцирка достигает 500 м, а высота термотеррасы над уровнем моря 4-5 м. На то, что ледяная залежь неоднократно подвергалась воздействию термоденудационных процессов, указывают линии нескольких уступов выше современной бровки обнажения. За пять лет наблюдений с 2005 по 2010 г. ледяная стенка отодвинулась на 40 м [*Гусев, 2011*]. О масштабе процессов свидетельствует переместившийся оползень высотой 22 м и шириной 200 м, который перекрывает фрагмент второй аллювиальной террасы р. Енисей (рис. 11 D). Объем оползневого тела составляет около 220 тыс. м^3.

Верхняя часть тела оползня сложена слоистыми оторфованными пылеватыми супесями и песками малольдистыми массивной криотекстуры (суммарная весовая влажность не превышает 19,7%). Количество органического углерода в супесях достигает 2,5%. Отложения по составу и строению похожи на сильнольдистые торфяно-минеральные осадки, залегающими в стенке термоцирка, на 6 м выше верхушки оползня рис. 11 (С), но оттаявшие и вновь промерзшие.

В основу спорово-пыльцевого комплекса отложений входят современные тундровые виды кустарников и травянистых растений: ольховник, кустарниковая береза, кочедыжниковые, плауны, разнотравье. Прослой с мелкими гастроподами из верхней части оползня содержит комплекс фораминифер, в котором явно преобладают ретроэльфидиумы, значительно меньше букцелл и кассидулин. Присутствуют также единичные лагены, дискорбисы, хайнезины и т.д. Сохранность анализируемого материала плохая - много мелких, уродливых форм. В целом комплекс характерен для арктического бассейна с пониженной соленостью. Из этого же горизонта определены остракоды в следующем процентом соотношении: *Eucypris* sp. - 41%, *Candona harmsworthi* - 10%, *Candona* sp.juv. - 36%, *Cytherissa lacustris* - 8%, Ilyocypris sp. - 5% [*Степанова и др., 2010*]. Все остракоды пресноводные, они встречаются почти во всех реках и озерах данного района. Такой же комплекс описан в современных донных осадках из эстуариев Оби и Енисея и термокарстовых озер побережья моря Лаптевых.

С глубины 4-5 м залегают суглинки, слагающие основное тело оползня. Контакт оторфованных пылеватых отложений и глинистых отложений маркируется торфяным горизонтом. Радиоуглеродное датирование с использованием ускорительной масс-спектрометрии раковинки пресноводного моллюска *Lunatia* sp. (?) из нижней части прослоя торфа показало радиоуглеродный возраст - 10 282±67 лет (AA-75298), скорректированный календарный возраст 11 273±71. Глинистые отложения не засолены, степень засоления не превышает 0,18%, в составе преобладают ионы хлора, сульфатов и натрия. Радиоуглеродный возраст отложений превышает 43 700 лет.

Глинистые отложения оползня были изучены практически на всю мощность, для изучения диатомовых водорослей была собрана коллекция из 23 образцов. В ряде образцов диатомеи не обнаружены. Часть образцов содержит только единичные обломки панцирей переотложенных палеогеновых морских диатомей. В остальных образцах в небольшом количестве (единично) содержатся пресноводные (*Aulacoseira islandica* f. *islandica*, представители родов Pinnularia и Eunotia), а также панцири переотложенных палеогеновых диатомей. В верхней и нижней части разреза единично встречены представители морской прибрежной диатомовой флоры: *Navicula digitoradiata, Cyclotella striata, Achnanthes groenlandica*.

Спорово-пыльцевой анализ глинистых отложений показал, что доминируют травянистые растения-65%: разнотравье -26%, сем. Chenopodiaceae - 2%, сем. Cyperaceae - 2%, Ranunculaceae - 4%, Caryophyllaceae - 3%, Pirola - 1%, Ephedra - 1%; споровые представлены сем. Polypodiaceae - 7%, *Sphagnum* sp. - 20%, *Ophyoglossum* sp. - 1-6%. Среди древесных и кустарниковых преобладают хвойные - *Picea obovata, Picea* sp. - 12%, *Pinus sibirica* - 6%, *P. silvestris* - 2%; мелколиственные - *Betula* ex. sect. *Albae* - 4%, *Salix* sp. - 2%, *Betula* sect. *Nanae* - 6%. Спорово-пыльцевой комплекс, выделяемый из глинистой толщи может характеризовать лесотундровую растительность каргинского времени в позднем неоплейстоцене.

Тело оползня налегает на более молодую пачку слоистых хорошо сортированных песков с намывным торфом мощностью 10 м. Радиоуглеродный возраст торфа в песках более 10 000 лет. Пески льдистые и включают сингенетические ПЖЛ, содержание стабильных изотопов кислорода во льду составляет 24,2-23,2 ‰.

К северу от п/с Сопочная Карга в береговом обрыве Енисейского залива высотой 15-20 м (уровень второй надпойменной террасы р. Енисей) разрез четвертичных отложений представлен несколькими горизонтами континентальных и морских отложений (рис. 11 В). На поверхности террасы залегают плохо и среднеразложившиеся торфа мощностью до 1,0 м. Формирование торфов по результатам радиоуглеродного датирования началось 9-10 тыс. лет назад. Под торфами залегают слоистые пылеватые супеси и мелкие пески мощностью 4-15 м, которые также подстилаются торфами (обн. 1019). Прослои торфов на нижней границе супесчано-песчаной пачки имеют радиоуглеродный возраст более 37 200 лет. В основании обрыва найдена кость северного оленя, по которой получен радиоуглеродный возраст 13 770±480, календарный возраст - 16 690±790 (ЛУ-6998), а летом 2012 года в отложениях террасы обнаружена туша хорошо сохранившегося мамонта, возраст которого будет определен. В верхних частях супесчаной пачки количество пылеватых частиц в отложениях достигает 80%, а с глубиной убывает до 30%. С глубиной убывает количество органического углерода в отложениях и льдистость. Контакт песков и нижележащих глин и ПЛ подчеркивается прослоем крупнозернистых песков с включениями хорошо окатанной гальки (рис. 11 В). Оскольчатые глины ниже песков и супесей засолены (степень засоления до 1,5%) и по составу воднорастворимых солей диагностируются как морские (содержание хлор иона составляет 70-85 мг-экв %, а натрий иона 97 мг-экв %). Количество органического углерода в глинистых отложениях не зависит от льдистости и составляет 0,8-1,0%. Содержание солей в ПЛ меньше и составляет 0,2%, но среди ионов также преобладает хлор и натрий ионы.

Криогенная текстура супесей - поясковая, песков - массивная. Весовая влажность пылеватых супесей достигает 87%, но крупнозернистые пески на контакте с глинами содержат уже в 4 раза меньше влаги.

Супеси и пески вмещают сингенетические ПЖЛ мощностью 10 м и шириной 2-3 м в верхних частях жил. Нижние узкие части жил проникают в глины и ПЛ на 0,5-1,0 м. Там, где ледяные жилы уходят под уровень залива, на пляже и мелководье прослеживаются четко выраженные узкие промоины глубиной 0,5 м по оттаявшим жилам.

Лед из жил, как и вмещающие отложения, пресный. Минерализация льда составляет 211,5 мг/л, среди анионов преобладают гидрокарбонат ион, среди катионов кальций. Изотопный состав ($\delta^{18}O$) ПЖЛ меняется в узких пределах от -24,8 ‰ до -24,5 ‰. Такой же изотопный состав определен для ПЖЛ в пачке песков перекрытых оползнем (рис. 11 D).

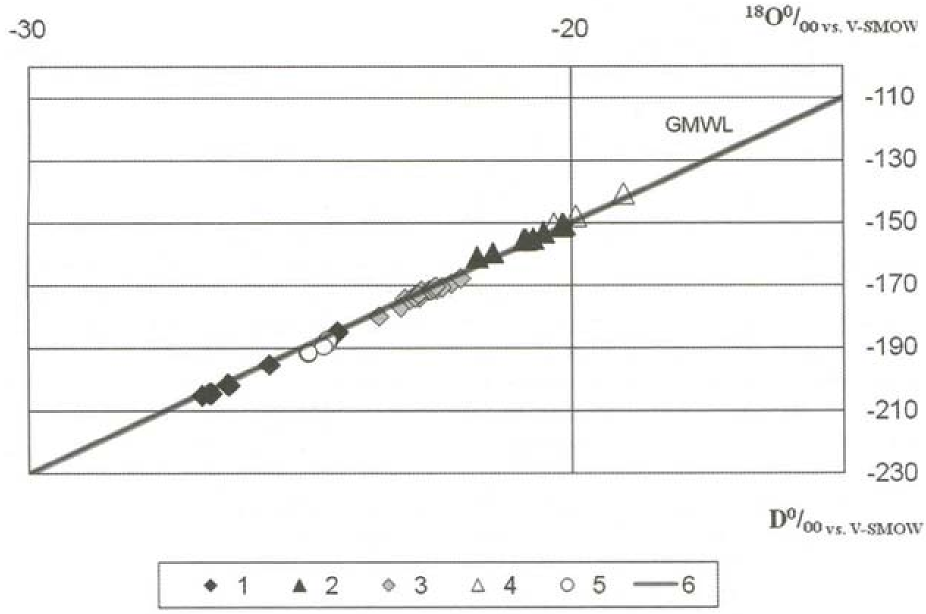

Рис. 12. Соотношение между концентрациями дейтерия (D) и кислорода 18 (^{18}O) в полигонально-жильных льдах (ПЖЛ) Западного Таймыра.

1 – верхненеоплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе п. Диксон; 2 – голоценовые (МИС 1) ПЖЛ в районе п. Диксон; 3 – верхненеоплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе р. Крестьянка; 4 – голоценовые (МИС 1) ПЖЛ в районе м. Сопочная Карга; 5 – верхнеплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе м. Сопочная Карга; 6 – глобальная линия метеорных вод (GMWL).

Глины, суммарная весовая влажность которых составляет 32-53 %, имеют крупно сетчатую криогенную текстуру. Количество изотопов кислорода в шлировом льду глин существенно больше и составляет -18,4 ‰.

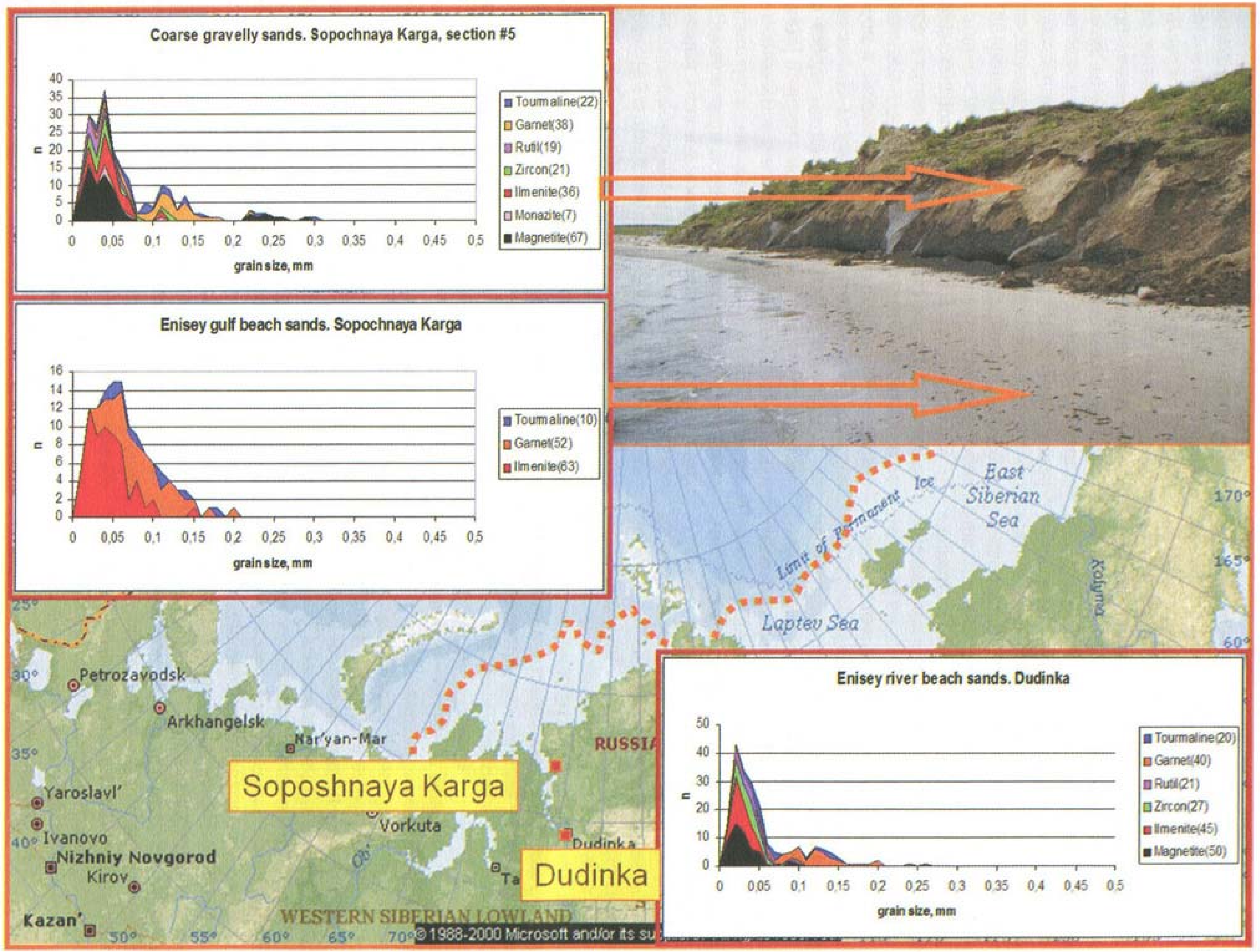

Рис. 13. Границы суши в последний криохрон и грануло-минералогический состав гальки и крупнозернистых песков аллювиальных и прибрежно-морских отложений: в береговом обрыве II террасы (Сопочная Карга), пляжа Енисейского залива (там же), пляжа р. Енисей (Дудинка).

ПЛ представляет собой чередование 10-20-25 см ледяных прослоев, в разной степени насыщенных минеральными включениями (суммарная влажность превышает 130%). При оттаивании такие прослои выглядят как пояски и ребра параллельные друг другу или образуют плавные складки вытянутые вниз по склону. В лед включены призматические отдельности тяжелого суглинка диаметром от 2-6 мм до 10-15 мм. Криотекстура ледяных прослоев, в большей степени насыщенных минеральными примесями, микрошлировая частослоистая. При высыхании порода рассыпается в руках и похожа не брекчию. Количество изотопов кислорода во ПЛ составляет -23,6‰ и близко по значениям ПЛ южной части обрыва (рис. 13 C). Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района Западного Таймыра приведено на рис. 12.

Обсуждение результатов

Изученные нами позднеплейстоценовые и голоценовые отложения берегов Карского моря обеспечены радиоуглеродными датировками по крупнообъемным пробам, по микронавескам (AMS), а также отдельными измерениями инфракрасно стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ). Наиболее представительными являются ряды датировок района Марре-Сале Западный Ямал [*Forman et al., 2002*; и др.], районов Сопочной Карги и п. Диксона. Близкие конечным и запредельные радиоуглеродные датировки можно предположительно сопоставить по возрасту с каргинским временем (МИС 3), так как ниже по разрезу залегают уверенно датированные методом ИК-ОСЛ казанцевские морские осадки (МИС 5) [*Гусев и др., 2011; Назаров, 2011; Гусев и Молодьков, 2012*]. Радиоуглеродный возраст торфа в районе Сопочной Карги, указывает на каргинское время его накопления, в это же время торфонакопление идет полуострове Гыдан и о. Сибирякова [*Васильчук и др., 1984; Стрелецкая и др., 2012*]. Инверсию дат по разрезу Сопочной Карги (рис. 13 D) можно объяснить активными склоновыми процессами в голоцене, перемещением крупных оползней с высоких поверхностей, сложенных морскими засоленными глинами, на молодые низкие уровни, сложенные пресными аллювиальными песками и супесями.

Район устья р. Крестьянки не обеспечен определениями возраста различными методами. Имеется лишь единственная ИК-ОСЛ датировка 38 000±3 000 (RLQG 1948-119), примерно сопоставимая с такими же значениями возраста, полученными этим же методом по пескам мыса Шайтанского (Енисейский залив) [*Гусев и др., 2011*]. В тоже время, на отрезке берега от мыса Макаревича до устья р. Крестьянки мы встретили наиболее полный для данного района геологический разрез четвертичной толщи. Нижняя часть разреза на участке устья р. Крестьянки представлена глинистыми отложениями, сформировавшимися в условиях холодного моря (санчуговского) в среднем плейстоцене. Высокое содержание органического углерода (более 1%) характерно для илистых (пелитовых) фракций современных арктических морей. Холодные условия лесотундровых ландшафтов по берегам морского бассейна подтверждаются палинологическими анализами. Такие же глинистые толщи в основании казанцевского 40 м уровня были исследованы И.Д. Даниловым [*1969*], Н.В. Тумель [*1985*], И.Д. Даниловым и О.Б. Паруниным [*1982*] и другими в районе Селякина мыса в 400 км к югу. В толще отмечены обломки раковин морских моллюсков, единичные раковины фораминифер и неполносетчатая криотекстура. Отложения промерзали сразу после выхода из-под уровня моря, это позволило сохраниться седиментационным морским солям. На эпигенетическое промерзание глинистых отложений указывают относительно невысокая льдистость и сетчатая и неполносетчатая текстура.

Санчуговские морские глины с размывом перекрыты песками мелкого моря. Грануло-минералогические анализы свидетельствуют об образовании песков в подводной зоне пляжа вблизи приустьевой части реки (не полностью переработанный морем транзитный аллювий). В переотложении осадка активно участвовали вдоль береговые течения и волны. На формирование песков в прибрежных условиях указывают включения гравия, мелкой гальки, древесины, мха, морской фауны и характерная косая слоистость. Результаты палинологических спектров из песков показали, что по берегам росла тайга с обширными лугами, то есть были распространены ландшафты, характерные для казанцевского времени.

Высокое содержание воднорастворимых морских солей в толще хорошо сортированных песков и их высокая льдистость указывают, что пески промерзали сингенетически на мелководье под морским льдом или на пляже. В таких условиях в песках хорошо сохранялись частички мха, горизонтальные линзы льда, фрагменты жильных льдов и псевдоморфозы по ним. И.Д. Данилов [*1969*] в основании песчаной толщи на тех же абсолютных высотах в районе мыса Селякин отмечает сеть ледяных сингенетических жил различной генерации высотой до 4-5 м и шириной по верху 0,3-1,2 м, горизонтальные линзы льда. Пески, перекрывающие жилы, промерзали одновременно с накоплением.

Формирование верхней глинистой пачки, содержащей обломки гальки, гравия и валунов, перекрывающей казанцевские пески происходило в условиях неглубокого, но ледовитого моря. На это указывают многочисленные включения плохо окатанных обломков местных коренных (пермских) пород, седиментационных морских солей, высокое содержание органического углерода. Грануло-минералогический анализ песчаной фракции из глин подтверждает формирование осадка в условиях мелкого моря, куда реками сносятся активно разрушающиеся криогенными процессами породы водоразделов. Для условий холодного арктического бассейна с пониженной солёностью характерны фораминиферы, представленные мелкими, недоразвитыми раковинками. По берегам моря в условиях лесотундры доминировали травянистые и споровые растения. Посткриогенная текстура, свидетельствует об эпигенетическом промерзании отложений после выхода из-под уровня моря. Изначально криотекстура была наклонно-решетчатой, ромбовидной, похожая криотекстура отмечена авторами в каргинских отложениях в районе м. Сопочная Карга, а И.Д. Данилов [*1985*] наблюдал ниже устья реки Казанцевая.

Во второй половине МИС 3 на побережье Западного Ямала морские условия сменяются континентальными. Промерзание морских отложений, скорее всего, началось еще на мелководье в море, когда глубины моря не превышали 2 м. На последних стадиях регрессии озера и лагуны заносятся песком с большим количеством детрита [*Романенко и др., 2001*]. Наши данные показывают, что в толще ПЛ горизонта С, содержание органического углерода в большинстве проб превышает 1%. АМС датировки песков, перекрывающих морские осадки в 4,5 км от станции Марре-Сале, составляют 28,4-32,7 и 26-28 тыс. лет. Грануло-минералогический состав песков предполагает накопление толщи в условиях промерзания мутьевых потоков. Высокая льдистость отложений, ритмичное чередование льдистых прослоев, в разной степени насыщенных минеральными включениями, предполагает сингенетическое накопление и промерзание отложений в условиях осушающегося шельфа, а последовательное сокращение вверх по разрезу степени засоления и смена морских солей на континентальные свидетельствует об уменьшении роли нагонов и приливов. Постоянный изотопный состав ледяных прослоев (около -20‰ для $\delta^{18}O$ и -146‰ для δD), положение точек на линии глобальных метеорных вод и дейтериевых эксцесс близкий к 10‰, указывает, что лед формировался при замерзании воды, имевшей атмосферное происхождение, это могла быть снеговая весенняя паводковая вода. Одновременное нахождение в разрезе тяжелого золота и легкого тонкого материала взвеси (граната, серпентинита, пироксена, кварца) можно объяснить быстрым промерзанием мутного потока, переносившего частицу. Весенние потоки воды приносили дисперсный материал с Урала, который промерзал одновременно с накоплением. Источником воды для формирования ледяных прослоев не могли быть мелкие озера, для льда которых дейтериевый эксцесс не превышает 6,3‰ [*Стрелецкая и др., 2012*]. По своим изотопным значениям ледогрунты ближе всего к сингенетическим ПЖЛ второй аллювиальной террасы р.Енисей, в районе Сопочная карга (Енисейский

Север). Рост жильных льдов на пойме Енисей шел при участии паводковых вод, что предполагает похожие условия в районе Марре-Сале при образовании слоя С.

В районе Сопочной Карги каргинский торф перекрывает ледогрунты, то есть их образование происходило в докаргинское время при сингенетическом промерзании водонасыщенных опресненных аллювиально-морских отложений на мелководье. Промерзание сопровождалось формированием площадей и крупных бугров пучения.

Формирование аллювиальных отложений происходило в условиях осушающегося шельфа [*Stein et al, 2002*], минералогический состав гальки и крупнозернистых песков в разрезе района мыса Сопочная Карга, такой же как и на пляже Енисея около г. Дудинка. Состав минералов в песках современного пляжа на Сопочной Карге отличается по набору минералов и сортировке частиц. Русло ПраЕнисея выдвигалось к северу более чем на 300 км [*Streletskaya et al, 2008*] (рис. 13). Смена морских условий на континентальные проходила быстро, в кровле сильно льдистых морских отложений нет следов оттаивания. О суровых условиях времени формирования континентальных отложений свидетельствуют закономерное увеличение примеси пыли снизу вверх по разрезам и рост крупных сингенетических ПЖЛ. Отложения второй надпойменной террасы р. Енисей накапливались во время последнего криохрона (МИС 2), в районе Сопочной Карги накопление отложений завершилось 10 тыс. лет назад.

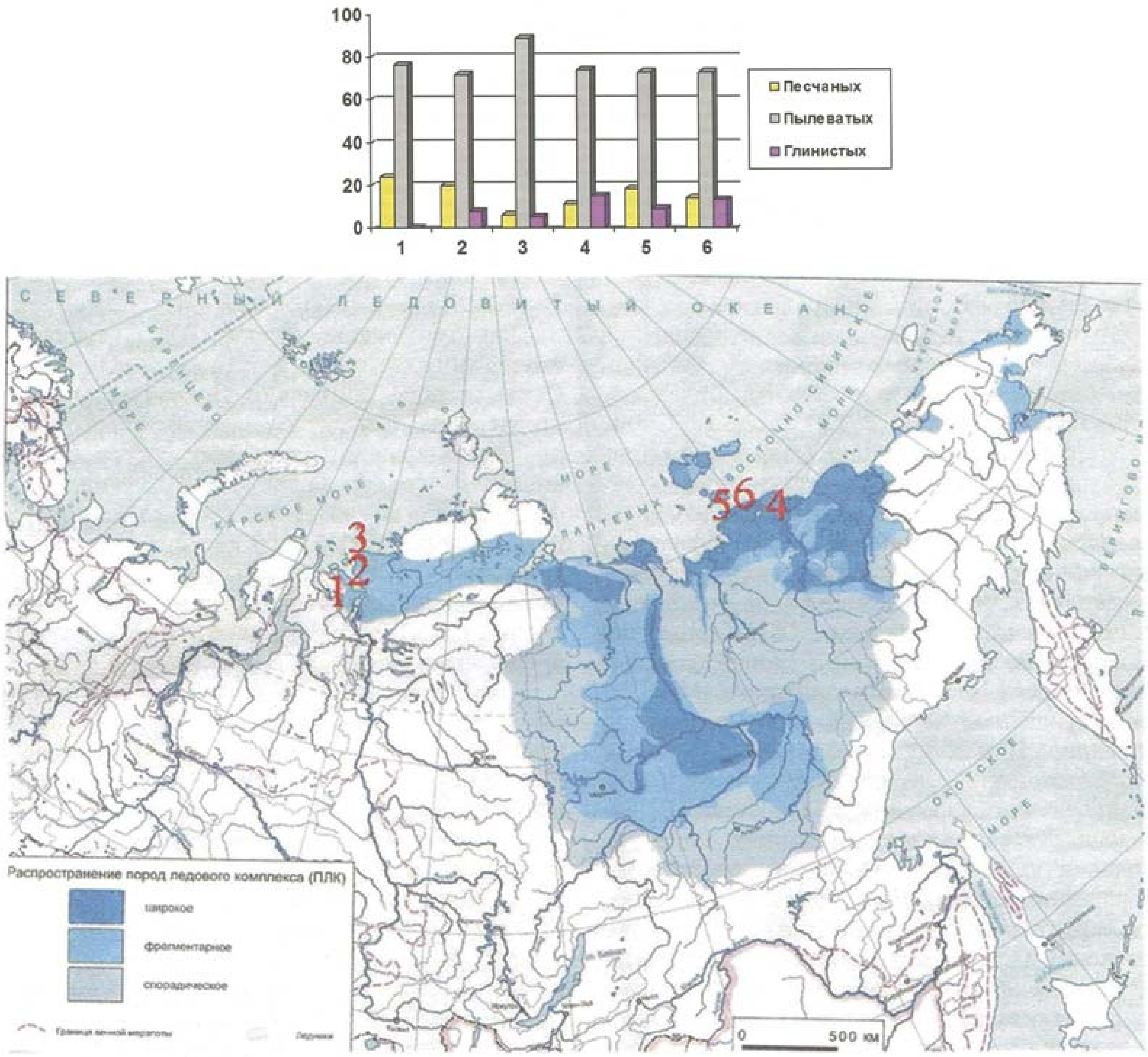

Рис. 14. Соотношение (доли частиц в %) песчаной (0,05–2,0 мм), пылеватой (0,05–0,005 мм) и глинистой (<0,005 мм) фракций в отложениях западного Таймыра (по материалам авторов), включающих полигонально-жильные льды и побережья Восточно-Сибирского моря). Западный Таймыр.

1 – п/с Сопочная Карга; 2 – устье р. Крестьянка; 3 – п. Диксон. Побережье Восточно-Сибирского моря: 4 – Шеломовский Яр; 5 – Останцовский Яр; 6 – Оягосский Яр. Номера разрезов на карте «Распространение ледового комплекса» составленной В.Н.Конищевым (2011).

По соотношению песчаной, пылеватой и глинистой фракции отложений, вмещающих ПЖЛ в районе п. Диксон, полярной станции Сопочная Карга и устья реки Крестьянки, не отличаются от отложений ледового комплекса известных разрезов берегов Приморских низменностей Якутии (Шелохомского Яра, Останцовского Яра, Оягосского Яра) (рис. 14). Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов, значительную роль при этом играли и эоловые процессы. Литологические особенности отложений ЛК и их залегание на склонах и в понижениях рельефа могут быть объяснены широким распространением нивальных процессов в эпохи похолоданий [*Куницкий, 2007*]. Современные снежники широко распространены на склонах в районе п. Диксон. Коренных породы разрушались до частиц пылеватой размерности, которые накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем, осаждались в многочисленных озерках. Такие условия реконструируются при формировании отложений ледового комплекса на побережье моря Лаптевых [*Зигерт и др., 2009*].

Непрерывной серией датировок характеризуются льдистые супеси, вмещающие крупные ПЖЛ на Марре-Сале, радиоуглеродный возраст аллювиальных отложений с включениями вертикальных корешков трав от 16,4 до 12,2 тыс. лет. В это время растут сингенетические ПЖЛ, эпигенетические «хвосты» которых внедряются в дислоцированные ПЛ слоя С. В первую очередь растрескиваются более чистые, содержащие меньше минеральной взвеси, льды. Формирование верхнеплейстоценовых ПЖЛ, изотопный состав кислорода которых изменяется от -24,8‰ до -23,4‰, происходило при более низких, по сравнению с современными, зимними температурами, а вмещающие жилы отложения накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем. Рост ПЖЛ прекращается 10 т. л.н.

Таблица 4. Средний изотопный состав ПЖЛ в четвертичных отложениях на побережье Карского моря и Таймыре.

Участки с ПЖЛ (см. рис. 2)	Возраст отложений тыс. лет назад							
	>25		12–25		< 10		<1	
	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰
Марре-Сале[1], Ямал			-24,2	-185,3	-15,9	-117,0		
о. Свердруп[2]			-24,9	-188,8	-19,9	-143,1		
п. Диксон			-26,0	-198,4	-20,7	-154,4	-20,7	-154,1
о.Сибирякова					-19,9	-149,9		
Гыданская губа (западный берег)			-24,4	-186,3	-20,8	-156,5		
Гыданская губа (восточный берег)					-18,7	-140,7		
Сопочная Карга			-26,0	-199,5	-20,3	-149,7	-16,6	-120,6
оз. Лабаз[3]	-30,2	-230,6			-23,0	-172,2		
оз. Таймыр [4]	-29,5	-228,2	-25,3	-196,5	-23,1	-171,4	-20,4	-155,4

[1]Forman et al., 2002; [2]Романенко и др., 2001, 2011; [3]Чижов и др.,1997; [4]Деревягин и др., 1999.

Для комплексов крупных ПЖЛ верхнеплейстоценового возраста Западного Ямала (Марре-Сале), Гыдана, Таймыра (п. Диксон, устье р. Крестьянки, мыс Сопкарга) характерен более легкий по сравнению с голоценовыми состав изотопов кислорода и водорода (таблица 4). Зимние осадки формировались над сушей (рис. 15), которая занимала современный шельф во время последнего криохрона (МИС 2), вплоть до изобаты 120 м, и имели «континентальный состав». Для химического состава доголоценовых ПЖЛ характерно преобладание HCO_3^- и Ca^{2+}.

Близкие по содержанию изотопов сингенетические ПЖЛ росли на острове Свердруп и других Арктических островах [*Тарасов и др., 1995, Романенко и др., 2001*]. Суровые зимы времени формирования ПЖЛ реконструируются по легкому изотопному составу льда. Температурные оценки [*Васильчук, 1992*] показывают, что январские температуры в районе Диксона понижались до -40±3°С. Это примерно на 12-15° ниже современных среднеянварских температур воздуха (по данным метеостанции Диксон среднеянварская температура составляет -25,5° С). Расчёт среднеянварской температуры воздуха по той же формуле [*Васильчук, 1992*] показал, что для центральных районов Таймыра (мыса Саблера), зимние температуры 18 000 лет назад были такими же суровыми или немного ниже [*Деревягин и др., 1999*]. Изотопный состав ПЖЛ западного Таймыра верхнеплейстоцен-голоценового возраста близок по значениям изотопному составу ПЖЛ на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [*Magens, 2005, Романенко и др., 2011*].

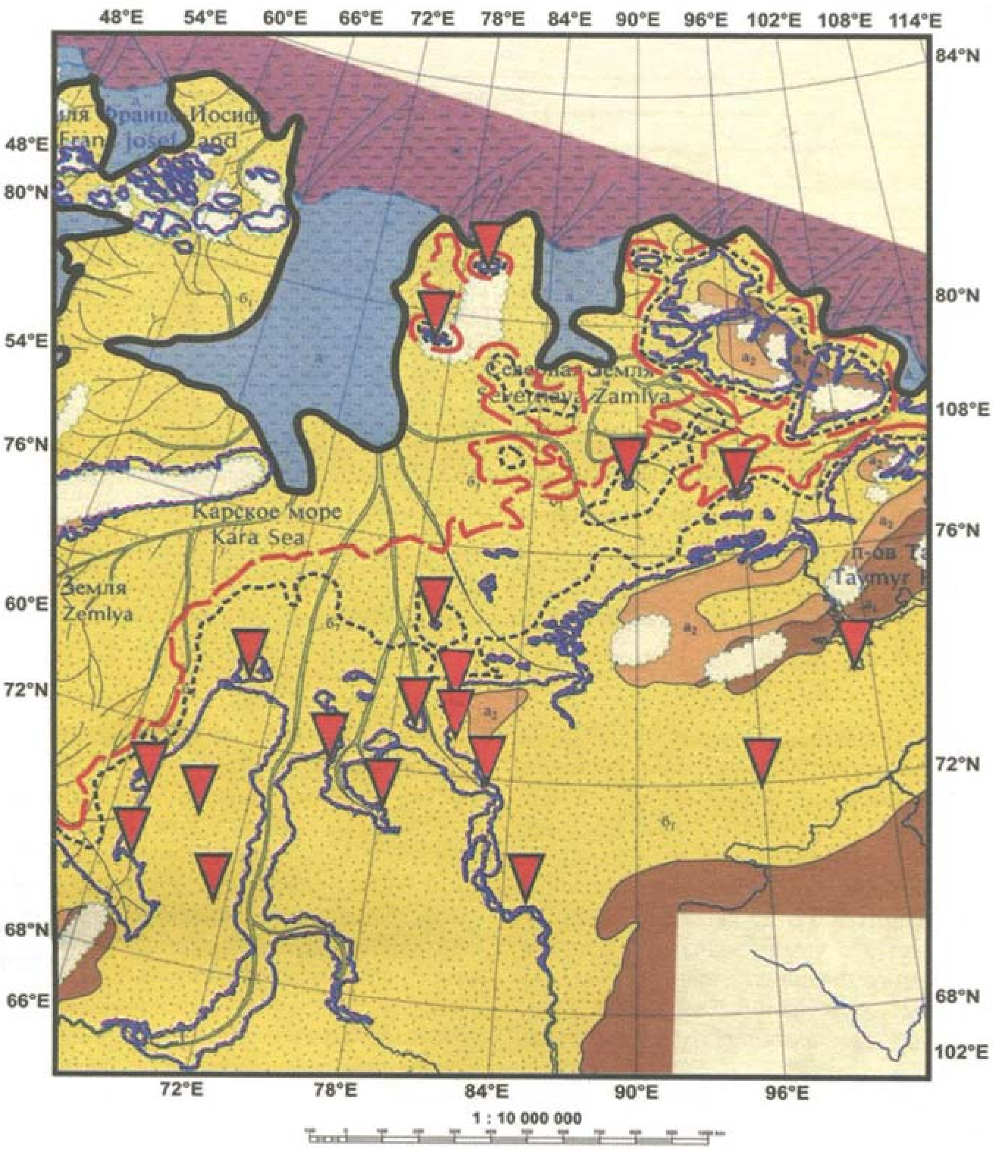

Рис. 15. Карта распространения полигонально-жильных льдов в позднем плейстоцене – голоцене, Карское море (по Атлас …., 1991; Stein et al, 2002 с дополнениями).

Черная сплошная линия – береговая линия 18 000 л.н.; красная прерывистая линия – береговая линия 11 000 л. н.; черная прерывистая линия – береговая линия 9 000 л. н.; красные треугольники – полигонально-жильные льды позднеплейстоцен-голоценового возраста.

В голоценовых ПЖЛ изотопный состав отражает более высокую температуру зимой и влияние моря. Активное растрескивание и рост сингенетических ПЖЛ связаны с малоснежными зимами в голоцене. От места к месту по изотопу кислорода голоценовые ПЖЛ тяжелее более древних в среднем на 6 промилле. Сходство условий льдообразования от Таймыра до Аляски позволяет использовать изотопные данные, как корреляционные метки [*Романенко и др., 2011*].

Количество стабильных изотопов кислорода в ПЖЛ верхнеплейстоценового возраста уменьшается с запада на восток (таблица 4), на 1-2 промилле, такое же облегчение в изотопном составе мы наблюдаем и в голоценовых льдах. Изотопный состав ПЖЛ в верхнеплейстоценовых отложениях, сформировавшихся 12-25 тыс. лет назад, по меридиану меняется в узком диапазоне. Направление атмосферного переноса с запада на восток оставалось неизменным с конца плейстоцена (рис. 16). Похожие данные приводит Ю.К. Васильчук [*2012*] (рис. 17).

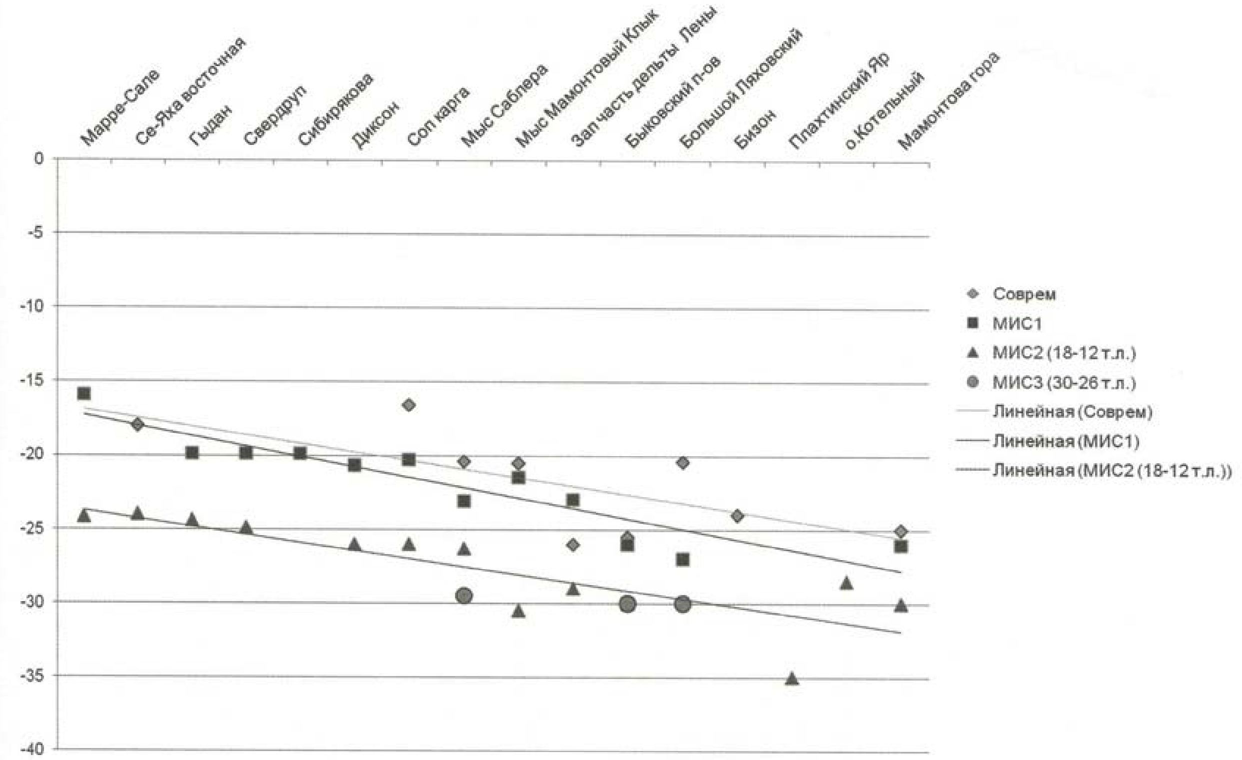

Рис. 16. Сопоставление средних значений изотопов кислорода в сингенетических позднеплейстоцен-голоценовых полигонально-жильных льдах Арктики.

Свидетельством суровых континентальных условий в конце плейстоцена на шельфе Карского моря является существование реликтовой субаквальной мерзлоты. Главным фактором, контролирующим распространение субаквальной криолитозоны, является современная глубина морского бассейна, присутствие мерзлоты фиксируется в пределах области моря с современными глубинами, не превышающими 120 м. По результатам интерпретации более 100 тыс. км сейсмоакустических профилей установлены участки уверенного прослеживания сейсмоакустических маркеров субаквальной мерзлоты, а также область предполагаемого их развития (рис. 18). Субаквальная мерзлота имеет не сплошной характер и относится к прерывистому или даже островному типу распространения.

Анализ статистических связей глубин залегания кровли субаквальной мерзлоты и глубин моря позволил установить, что при глубине моря более 40 м. наблюдается закономерное погружение кровли мерзлоты. При глубинах моря менее 40 м кровля мерзлоты залегает примерно параллельно поверхности морского дна. Это может быть объяснено только повышением температуры морской воды одновременно с повышением уровня моря. На кривой повышения уровня Мирового океана [*Gornitz, 2009*], видно, что уровень моря достигал современной изобаты 40 м около 8 200 л.н., в начале голоценового «оптимума». Таким образом, в «оптимум» наблюдалось не только повышение температуры воздуха, но и существенное повышение температуры морской воды, что и нашло свое отражение в условиях залегания кровли субаквальной мерзлоты. Общая схема (модель) залегания субаквальной мерзлоты в Карском море представлена на рис. 19. Массив прерывистой или островной реликтовой субаквальной мерзлоты отделен от континентальной мерзлоты таликом, сформировавшимся вследствие современного прогрева моря на мелководье до глубины примерно 5-10 м.

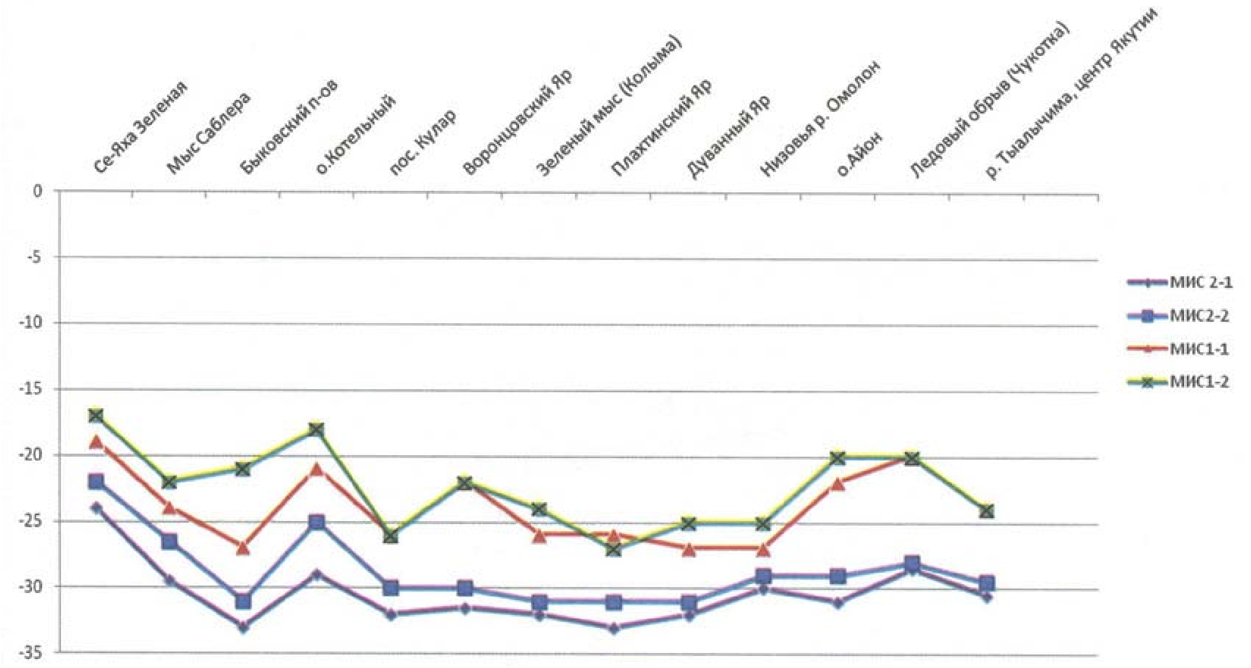

Рис. 17. Сопоставление средних значений изотопов кислорода в сингенетических позднеплейстоценовых и голоценововых (включая современные) полигонально-жильных льдах Сибири [Васильчук, 2012].

Заключение

Сценарий природного процесса, отразившийся в изотопном и химическом составе подземных льдов, особенностях распространения реликтовой мерзлоты на шельфе следующий: на обширных пространствах Арктики регрессия моря приводит к смене морского осадконакопления на континентальное в конце каргинского времени (МИС 3).

Понижение уровня моря сопровождается глобальным похолоданием климата, аридизацией, образованием ПЛ на мелководьях Арктических морей. Состав и соотношение стабильных изотопов указывает участие как пресных, так и морских вод в их формировании.

Сингенетические ПЖЛ мощностью 10-12 м занимали осушающийся шельф, начинают расти на осушках и мелководьях. От западного Ямала (п/с Марре-Сале) до северо-западного Таймыра (п. Диксон) ПЖЛ формировались из зимних изотопно неизмененных осадков. Изотопный состав ПЖЛ, сформировавшегося 12-25 тыс. лет назад, в среднем на 6 промилле легче голоценовых.

В голоцене трансгрессия моря и потепление климата приводят к деградации мерзлых пород на шельфе и термокарсту и частичному оттаиванию ПЖЛ на континенте. В голоценовый оптимум наблюдалось не только повышение температуры воздуха, но и существенное повышение температуры морской воды.

Возобновление роста жильных льдов на берегах Западной Арктики в голоцене связано с увеличением аридизации климата, при этом зимние температуры понижались незначительно.

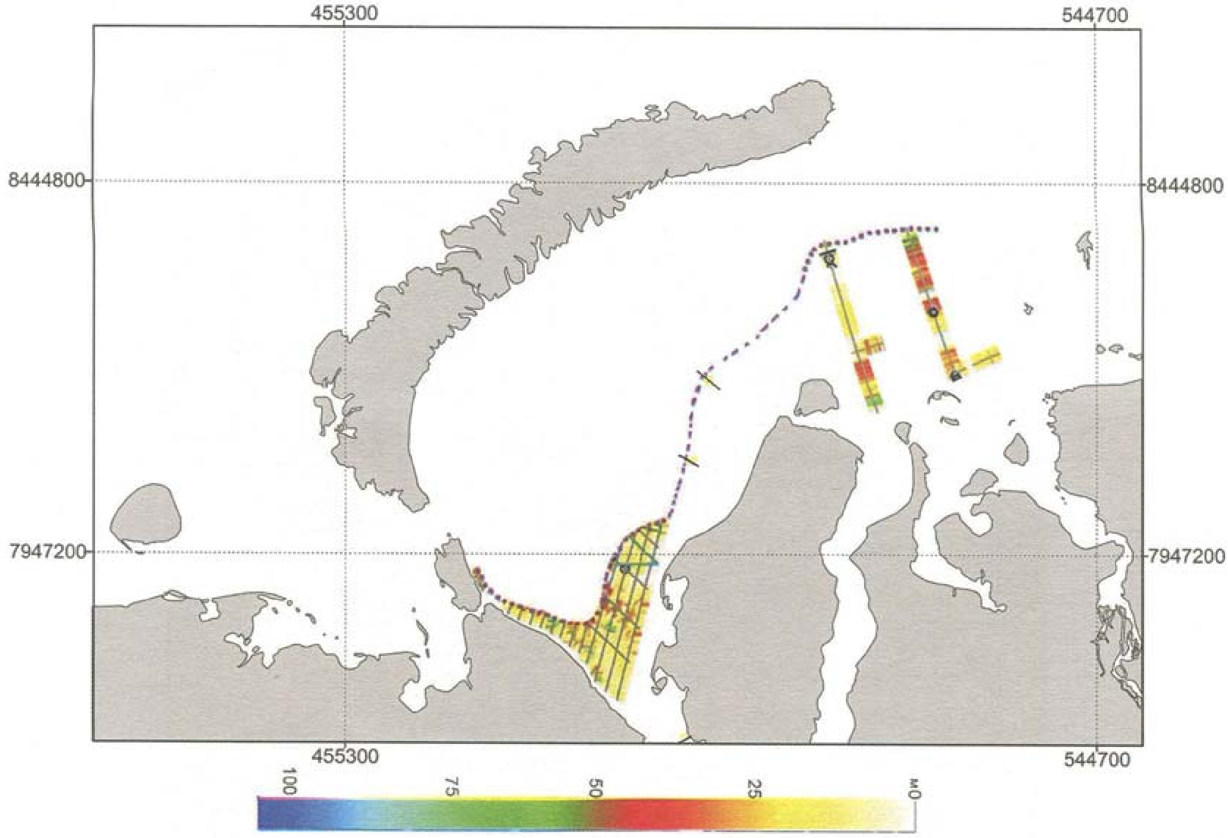

Рис. 18. Область распространения реликтовых субаквальных мерзлых пород, установленная на основе интерпретации высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования. Цветом дана глубина залегания мерзлых пород от поверхности дна.

Химический состав ПЖЛ отражает положение береговой линии моря в верхнем плейстоцене и голоцене, т.к. зависит от источника влаги. Для ПЖЛ голоценового возраста характерно преобладание в составе ионов натрия и хлора, для более древних - ионы кальция и гидрокарбоната.

Рис. 19. Модель залегания реликтовых субаквальных мерзлых пород в Карском море.

Побережье западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ледового комплекса. В отличие от Якутии ледовый комплекс западного Таймыра имеет меньшую мощность (до 12 м), включает жильные льды меньших размеров. Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов.

Среднезимние температуры в конце плейстоцена были ниже современных на 5-7° в Западной Сибири и 6-8° на Таймыре, тренды понижения зимних температур с запада на восток оставались неизменными.

Вслед за преобладающим направлением атмосферного переноса от западного Ямала полуострова до западного Таймыра и дальше к востоку количество изотопов в эпоху последнего криохрона закономерно уменьшается на 1-2 промилле. Этот же тренд сохраняется в голоцене и в настоящее время, что сложно объяснить существованием мощного ледникового покрова, препятствующего западному переносу в МИС 2.

Литература

Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое». The Robinson Group pic UK -ГИН РАН (ред. М.И.Алексеев), 1991. Т. 1 (текст). Т.2 (карты).

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992, т.1, 420 с., т. 2, 264 с.

Васильчук Ю.К. Рубеж плейстоцена-голоцена - около 10 тысяч лет назад - время коренной смены типичных геокриологических образований // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. №3. С. 29-38.

Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 28-35.

Гусев Е.А. Наблюдения за геоморфологическими процессами на севере Западной Сибири (на примере района Сопочной Карги) // Успехи современного естествознания. 2011. № 9. С. 19-22.

Гусев Е.А., Большиянов Д.Ю., Полякова Е.И., Деревянко Л.Г., Аникина Н.Ю., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Медведева М.А. Актуальные вопросы четвертичной стратиграфии и палеогеографии Усть-Енисейского района // Материалы VI Всероссийского сов. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 19-23 октября, 2009 г / [А.Э.Конторович (отв. Ред.)], Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. С. 166-170.

Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2(88). С. 36-44.

Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. №6. С. 707-710.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин: М.: Изд-во МГУ, 1978. 200 с.

Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея // Проблемы криолитологии. Вып. 1. Изд-во Московского университета. 1969. С. 93-105.

Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С.402-404.

Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. №3. С. 41-49.

Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 9-11.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т.XVI (1). С. 56-70.

Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16-27.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.

Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис.... д-ра геогр. наук, Якутск, 2007. 46 с.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 15-18.

Матюхин А.Г., Стрелецкая И.Д. Засоленность криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3: / Под ред. В.П.Мельникова. - Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С. 325-329.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995. 198 с.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской Арктики. Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. СПб. 2011. 26 с.

Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3. Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С. 365-369.

Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. №2. С.1-3.

Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений Западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во МГУ. 2001. С. 41-68.

Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменение изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // Лед и снег. 2011. № 1(113). С. 93-104.

Стрелецкая И.Д. Подземные льды в районе мыса Сопочная Карга, Западный Таймыр (условия формирования) // Материалы VI Всероссийского сов. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 19-23 октября, 2009 г / [А.Э.Конторович (отв. Ред.)], Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. С. 564-566.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3. С. 15-24.

Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 68-78.

Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л.Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5 География. 2009. № 3. С. 50-57

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов западного Таймыра // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59-69.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Каневский М.З., Медведева М.А., Ваништейн Б.Г., Черкашев Г.А., Большиянов Д.Ю. Четвертичные отложения, подземные льды и динамика берегов Западного Таймыра // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв ред: Х. Кассенс, А.П.

Лисицын, И. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 357-372.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник Моск. Ун-та, сер. География. 2012. №3. С. 57-63.

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. №3. С. 14-28.

Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М., Издатель Е. Разумова, 2000, 286 с.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 98-104.

Тумель Н.В. К истории развития многолетнемерзлых пород в верхнем плейстоцене-голоцене на Енисейском Севере // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. - М.: Наука, 1985. С. 43-51.

Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Г-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли. 1997. Т. I. №3. С. 79-84.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 56-71.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. X, № 3. С. 49-60.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2007. № 2. С. 1-13.

Штайн Р., Фаль К., Полякова Е.И., Диттмерс К. Постгляциальные изменения речного стока и седиментационных обстановок в южной части Карского моря / Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв ред: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, И. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С.410-426.

Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. №16. P. 436-468.

Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V, Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. Vol. 21. P. 1-12.

Gornitz V. Sea level change, post-glacial. In Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments (Editor V. Gornitz). Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, Netherlands. 2009. P. 716-721.

Magens D. Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic - permafrost Records from Cape Mamontovy Klyk, Laptev Sea. Diploma Thesis. 2005. University Kiel.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loesspalaeosol records // Quaternary International. 2009. Vol. 201. P. 67-76.

Osterkamp T.E. Subsea Permafrost. Chapter in Encyclopedia of Ocean Sciences. Steele, J.H., Thorpe, S.A. and Turekian, K.K. Editors, Academic Press. 2001. P. 2902-2912.

Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Meyer H. Isotopic composition of syngenetic ice wedges and paleoclimatic reconstructions, Western Taymyr, Russian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. № 1. P. 101-106.

I.D. Streletskaya, E.A. Gusev, A.A. Vasiliev, P.V. Rekant, H.A. Arslanov

GROUND ICE IN QUATERNARY DEPOSITS OF KARA SEA COAST AS A PROXY OF PALAEOGEOGRAPHY IN LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

Palaeogeographic reconstruction of sedimentation, permafrost and sea level changes during the Late Pleistocene - the Holocene was made based on geochemical and isotope investigations of syngenetic and tabular ground ice in Quaternary sediments at the Kara Sea coasts. The period of prolonged marine sedimentation was followed by terrestrial deposition since the end of Karginian epoch (MIS 3). The sea level drop corresponded to climate cooling, aridization, permafrost aggradation, formation of tabular ground ice and development of syngenetic ice-wedges on shelf and continent. The west coast of the Taymyr Peninsula represents the westernmost location of ice complex distribution, which is widely distributed in the East Siberia. Heavy oxygen and hydrogen isotope content in modern ice-wedges is decreasing from west to east following the patterns of atmospheric moisture transport. Similar spatial patterns are found in ice formed in the Last Ice Age (MIS 2) and in the Holocene. Oxygen isotope content of ice wedges formed 12-25 ka BP is on average 6 ‰ lower than that of the Holocene. In the Holocene, sea transgression and climate warming led to degradation of permafrost on shelf. The top of relict permafrost is distinguishable on seismic profiles. Existence of subaquatic permafrost has been confirmed by drilling.

Ссылка на статью:

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. **Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена - голоцена** // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28-59.