

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЕГОВ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

И.Д. Стрелецкая¹, Е.А. Гусев^{3,5}, А.А. Васильев², Г.Е. Облогов², Н.Ю. Аникина⁴,
Х.А. Арсланов⁵, Л.Г. Деревянко⁴, З.В. Пушина³

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; irinastrelets@gmail.com

²Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

³ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия

⁴Центральная горно-геологическая лаборатория, 167000, Сыктывкар, ул. Маркова, 35, Республика Коми, Россия

⁵Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9, Россия

Приведены результаты геокриологических исследований четвертичных отложений берегов Западного Таймыра, а также спорово-пыльцевых, фаунистических, грануломинералогических, геохимических, изотопных и других анализов. Получены новые определения возраста голоценовых и позднелепестовых отложений, вмещающих пластовые и полигонально-жильные льды. Установлено, что эпоха морского осадконакопления в конце каргинского периода (МИС 3) сменяется континентальными условиями. Морские осадки промерзали сингенетически и эпигенетически с образованием криотектур и пластовых льдов. Полигонально-жильные льды формировались в конце неоплейстоцена (МИС 2) и характеризуются значениями стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) от -26 до -23 ‰ и водорода (δD) от -198 до -172 ‰, преобладанием ионов HCO_3^- и Ca^{2+} в составе льда. Голоценовые (МИС 1) полигонально-жильные льды характеризуются значениями кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) от -20 до -17 ‰ и водорода (δD) от -160 до -126 ‰, преобладанием ионов Cl^- и Na^+ в составе льда.

Четвертичные отложения, стабильные изотопы, полигонально-жильные льды, пластовые льды, палеорекострукции

CRYOLITHOLOGY STRATIFICATION OF QUATERNARY SEDIMENTS FROM WEST TAYMYR COASTS

I.D. Streletskaia¹, E.A. Gusev^{3,5}, A.A. Vasiliev², G.E. Oblogov², N.Y. Anikina⁴,
H.A. Arslanov⁵, L.G. Derevyanko⁴, Z.V. Pushina³

¹Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; irinastrelets@gmail.com

²Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia

³VNIIOkeangeologia, 190121, St. Petersburg, Angliyskiy pr., 1, Russia

⁴Central Geological Laboratory, 167000, Syktyokar, Markova st., 35, Komi Republic, Russia

⁵St. Petersburg State University, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya nab., 7-9, Russia

The paper summarizes the new analytical studies of the Quaternary deposits of West Taimyr and presents the results of spore-pollen, fauna, grain-size and mineralogical, geochemical, isotopic and other analyses. Latest dating for the supporting geocryological transects enable us to refine the stratigraphy and palaeogeographical reconstruction of depositional environments and the freezing sediments late Pleistocene–Holocene in West Taimyr. The long marine sedimentation in the late Kargino time (MIS 3) gives way to continental conditions. Marine sediments were frozen syngenetically and epigenetically with the formation of cryostructure and ground ice. Polygonal vein ice formed in the late Pleistocene (MIS 2) and is characterized by values of the stable isotopes of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) -26 ‰... -23 ‰ and hydrogen (δD) -198 ‰... -172 ‰, and predominance of HCO_3^- and Ca^{2+} ions in the ice. Holocene (MIS 1) polygonal vein ice is characterized by values of the oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) -20 ‰... -17 ‰ and hydrogen (δD) -160 ‰... -126 ‰ and the prevalence of Cl^- and Na^+ ions in the ice.

Quaternary deposits, stable isotopes, ice wedges, massive ground ice, palaeoreconstructions

ВВЕДЕНИЕ

В строении берегов и островов Енисейского залива принимают участие как коренные консолидированные породы осадочного чехла (верхний мел), складчатого фундамента (пермь–карбон), так и рыхлые плиоцен-четвертичные отложения. На северо-восточном берегу Енисейского залива

понижения между выступами коренных пород занимают четвертичные континентальные осадки. К югу (от мыса Ефремов Камень) берега сложены преимущественно дисперсными засоленными морскими и прибрежно-морскими четвертичными отложениями [Матюхин, Стрелецкая, 2012]. Мор-

ские и прибрежно-морские осадки вмещают пластовые льды (ПЛ) [Данилов, 1969, 1978; Соловьев, 1974; Стрелецкая и др., 2007; Стрелецкая, 2009]. Здесь геологические разрезы на склонах и поверхностях террас завершает пачка осадков континентального генезиса с полигонально-жильными льдами (ПЖЛ).

Район характеризуется суровыми климатическими условиями, сплошным распространением многолетнемерзлых пород, низкими среднегодовыми температурами пород.

Публикации последних лет содержат информацию о составе и возрасте рыхлых отложений, особенностях геолого-геокриологического строения берегов и островов Енисейского залива [Тарасов и др., 1995; Романенко и др., 2001; Стрелецкая и др., 2006, 2007, 2009, 2012; Стрелецкая, Васильев, 2009; Гусев и др., 2011; Назаров, 2011; Гусев, Молодьков, 2012; Streletskaia et al., 2008, 2011].

Цель работы – на основе новых результатов полевых и аналитических исследований геокриологических разрезов уточнить четвертичную стратиграфию и условия криогенеза Западного Таймыра и реконструировать палеогеографические события конца неоплейстоцена – голоцена.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение, свойства и особенности залегания четвертичных отложений изучены в полевых ус-



Рис. 1. Расположение опорных геокриологических разрезов.

ловиях по разрезам береговых обрывов в районах мыса Сопочная Карга, устья р. Крестьянка и у пос. Диксон (рис. 1).

В комплекс полевых и аналитических исследований четвертичных отложений включены определение возраста, льдистости, гранулометрического и минералогического состава, степени засоления и состава водно-растворимых солей в дисперсных отложениях, содержание органического углерода, анализы палинологического и микро- и макрофаунистического состава. Были определены химический состав льдов и количество стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) в них. Изучены минеральные включения в ПЖЛ и ПЛ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мыс Сопочная Карга. Неоплейстоценовые и голоценовые отложения, как содержащие крупные включения подземных льдов, так и без видимых включений льда, изучались на отрезке 6 км берега Енисейского залива в районе мыса Сопочная Карга (рис. 2, А–Г). В береговых обрывах высотой до 34 м вскрываются залежи пластовых льдов видимой мощности 10–35 м и протяженностью более 500 м, подошвы которых уходят под уровень моря.

Залежи ПЛ представляет собой нечеткое чередование дислоцированных прослоев чистого льда толщиной до десятков сантиметров и льда с примесью песчано-глинистых включений. Криотекстура ледово-минеральных прослоев микрошлировая, микроатакситовая и микропорфировидная, суммарная весовая влажность превышает 100 %. При высыхании порода рассыпается в руках.

Анализ включений тяжелых минералов песчаной фракции в ПЛ показал, что распределение частиц минералов характерно для осадка, формирующегося в условиях моря на мелководье при участии вдольбереговых течений и волновой переработки [Сурков, 2000].

Видимых органических включений в ПЛ нет, но количество органического углерода высокое (0,8–1,0 %). Содержание водно-растворимых солей во льду с минеральными включениями составляет 0,2 %, в составе ионов преобладают Cl^- и Na^+ .

Минерализация чистого льда, без минеральных и органических включений, изменяется от 266 до 722 мг/л, при этом содержание Cl^- преобладает среди других анионов, среди катионов доминирует Na^+ , его содержание достигает 92 % [Стрелецкая, 2009].

Содержание стабильных изотопов во льду не меняется по разрезу, значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют –23 ‰, δD равны –177 ‰, а дейтериевого эксцесса (d-excess) – от –4,5 до –5,8 ‰.

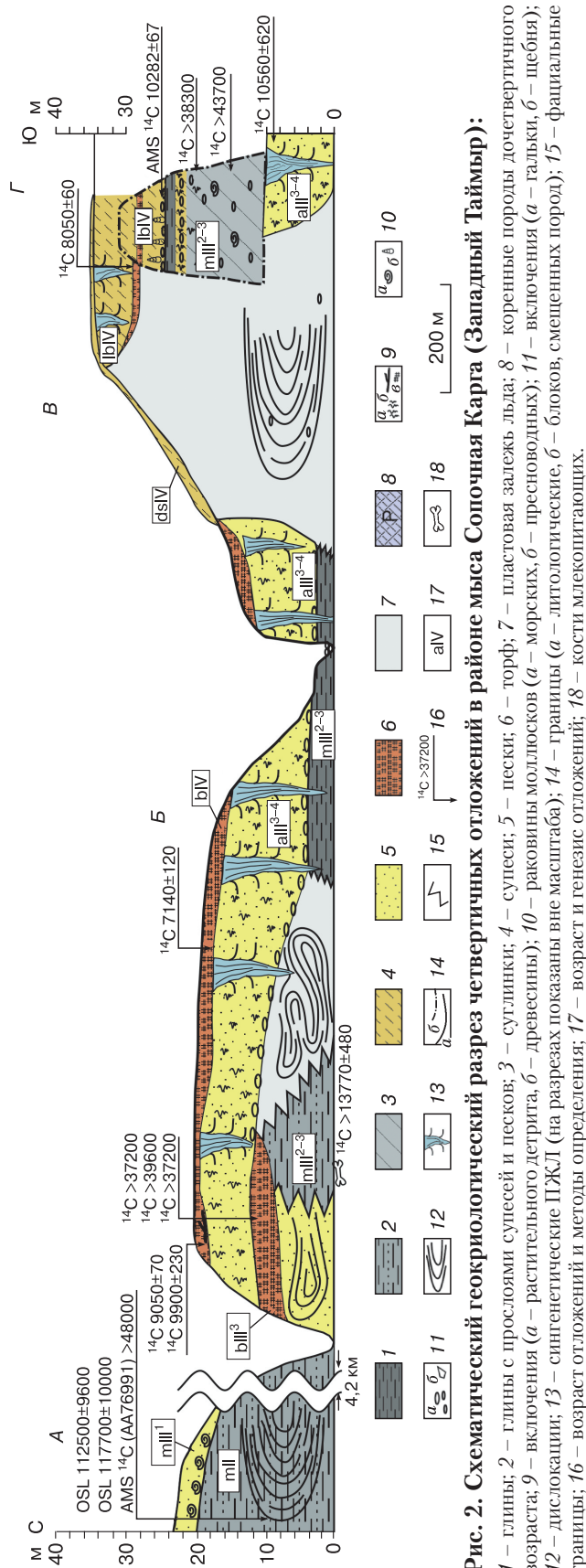


Рис. 2. Схематический геокриологический разрез четвертичных отложений в районе мыса Сопочная Карга (Западный Таймыр):

1 – глины; 2 – глины с прослоями супесей и песков; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – пески; 6 – торф; 7 – пластовая залежь льда; 8 – коренные породы дочетвертичного возраста; 9 – включения (а – растительного детрита, б – древесины); 10 – раковины моллюсков (а – морских, б – пресноводных); 11 – включения (а – гальки, б – щебня); 12 – дислокации; 13 – сингенетические ПЖЛ (на разрезах показаны вне масштаба); 14 – границы (а – литологические, б – блоков, смещенных пород); 15 – фациальные границы; 16 – возраст отложений и методы определения; 17 – возраст и тенезис отложений; 18 – кости млекопитающих.

Пластовый лед интенсивно оттаивает, ширина термоцирка в южной части обрыва достигает 500 м, а высота термотеррасы над уровнем моря 4–5 м. 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 (см. рис. 2, Г), который перекрывает 10-метровую пачку слоистых хорошо сортированных песков с намывным торфом, включающих ПЖЛ. Радиоуглеродный возраст торфа более 10 тыс. лет [Гусев и др., 2011].

Объем оползневой тела около 500 м³. Тело оползня представляет собой не переотложенные, а оттаявшие и вновь промерзшие песчано-глинистые отложения, перемещенные вниз по склону. Песчано-глинистые отложения малольдистые (суммарная весовая влажность не превышает 19,7 %). По всему разрезу наблюдаются пятна ожелезнения, включения гальки, древесины, морских моллюсков. В верхнем 4–5-метровом опесчаненном слое количество органического углерода достигает 2,5 %, в нижележащих глинах и суглинках оно не изменяется по разрезу, составляя в среднем 0,6–0,7 %. Песчано-глинистые отложения не засолены, степень засоления не превышает 0,18 %, в составе преобладают ионы хлора, сульфатов и натрия. На то, что осадки верхних трех метров разреза были перемерзшие, указывает высокое содержание в них переотложенных диатомей.

В основу спорово-пыльцевого комплекса отложений, слагающих оползень, входят современные тундровые виды кустарников и травянистых растений: ольховник (*Alnaster fruticosus*) – 44–50 %, кустарниковая береза (*Betula nana*) – 5–6 %, семейство Polypodiaceae (*Athyrium filix femina*) – 18–20 %, Lycopodiaceae (*Diphasium alpinum*, *Lycopodium alpinum*), Huperziaceae (*Huperzia petrovii*) – 0–2 %, разнотравье – 0–10 %, Chenopodiaceae – 0–1 %, Cyperaceae – 2–3 %. Древесные растения представлены в небольшом количестве березой (*Betula ex sect. Albae*) – 7–10 %, ольхой (*Alnus sp.*) – 0–2 %, ивой (*Salix sp.*) – 0–1 %.

Прослой с мелкими гастроподами из верхней части оползня содержит комплекс фораминифер, в котором явно преобладают ретроэльфидиумы. В целом комплекс характерен для арктического бассейна с пониженной соленостью. Из этого же горизонта определены пресноводные остракоды в следующем соотношении: *Eucypris* sp. – 41 %, *Candona harmsworthi* – 10 %, *Candona* sp. – 36 %, *Cytherissa lacustris* – 8 %, *Ilyocypris* sp. – 5 % [Cmenanova и др., 2010].

С глубины 4–5 м залегают суглинки, слагающие основное тело оползня. Контакт оторфованных пылеватых отложений и суглинков маркируется торфяным горизонтом. AMS-радиоуглеродное датирование раковинки пресноводного

моллюска *Lunatia* sp.(?) из торфяного прослоя показало радиоуглеродный возраст $10\,282 \pm 67$ лет (AA75298), календарный возраст $11\,273 \pm 71$ лет.

В образцах породы, отобранных для изучения включений диатомовых водорослей, 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 встречаются представители морской прибрежной диатомовой флоры: *Navicula digitoradiata*, *Cyclotella striata*, *Achnanthes groenlandica*.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделяемый из глинистой толщи, может характеризовать лесотундровую растительность каргинского времени позднего неоплейстоцена. Радиоуглеродный возраст обломков древесины из глинистых отложений превышает 43 700 лет [Гусев и др., 2011].

В южной части обрыва (см. рис. 2, В) ПЛ перекрывается отложениями мощностью 5–6 м, которые состоят из смеси торфяной крошки и пыли. Торф с фрагментами древесины в основании горизонта имеет возраст климатического оптимума [Стрелецкая и др., 2007, 2009]. Отложения сильнольдистые (суммарная весовая влажность более 80 %) вмещают сингенетические ПЖЛ шириной от 0,4 до 3,0 м поверху и мощностью более 5,0 м и имеют характерную поясковую криотекстуру. Диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ составляет от $-20,3$ до $-19,0$ ‰, а диапазон изменений δD – от $-150,4$ до $-140,6$ ‰. В химическом составе жильного льда преобладают HCO_3^- и Ca^{2+} , содержание Ca^{2+} почти в два раза превышает $\text{Na}^+ + \text{K}^+$.

В северной части обрыва (см. рис. 2, Б) ПЛ по латерали фациально сменяются плотными засоленными глинами (степень засоления 0,7–1,0 %) с крупносетчатой криогенной текстурой (суммарная весовая влажность 32–53 %). Глины по составу водно-растворимых солей диагностируются как морские. Содержание органического углерода в глинах такое же, как и в ПЛ, и составляет 0,8–1,0 %. Лдьистые глины и ПЛ перекрываются линзой торфа мощностью 1–3 м, радиоуглеродный возраст которого более 37 200 лет, слоистыми мелкими песками и пылеватыми супесями мощностью 4–15 м. На нижнем контакте песков и супесей выдержанный прослой окатанной гальки мощностью 10–15 см. Вверх по разрезу в отложениях содержание песчаных частиц сокращается, а пылеватых частиц возрастает до 80 %. Для пылеватых отложений характерно большое содержание органического углерода (может достигать 2,0 %) и льда (весовая влажность пылеватых супесей составляет 87 %). Супеси и пески перекрываются торфом мощностью 1,0 м. Торф по результатам радиоуглеродного датирования начал накапливаться

9–10 тыс. лет назад. В основании обрыва найдена кость северного оленя, по которой получен радиоуглеродный возраст $13\,770 \pm 480$ лет, календарный возраст $16\,690 \pm 790$ лет.

Лдьистые супеси и пески с поясковой криогенной текстурой вмещают сингенетические ПЖЛ мощностью 10 м и шириной 2–3 м поверху, которые проникают на 0,5–1,0 м в плотные засоленные глины и ПЛ или уходят под уровень залива. Расстояние между жилами составляет 25–30 м. Лед из жил, как и вмещающие их отложения, – пресный. Минерализация льда составляет 211,5 мг/л, среди ионов преобладают HCO_3^- и Ca^{2+} .

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ меняются в узких пределах – от $-24,8$ до $-24,5$ ‰. Такие же значения определены для ПЖЛ в пачке песков, перекрытых оползнем (см. рис. 2, Г). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных шпихах в плотных засоленных глинах существенно больше и составляют $-18,4$ ‰.

Река Крестьянка. В районе устья р. Крестьянка четвертичные отложения перекрывают пермские консолидированные песчаники и сланцы. Кровля коренных пород поднимается до абсолютных отметок +5...+10 м (рис. 3), а к долине р. Крестьянка резко уходит под уровень залива.

В центральной части обрыва сверху вниз вскрываются следующие пачки дисперсных мерзлых отложений.

1. Бурые оторфованные пылеватые (содержание пылевой фракции достигает 83 %) супеси мощностью 5–7 м. Супеси содержат 0,05–0,14 % водно-растворимых солей, в составе ионов преобладают Na^+ и Cl^- . 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.

Сильнольдистые отложения (суммарная влажность достигает 80 %) включают крупные ПЖЛ и имеют характерную поясковую криотекстуру. Жилы видимой мощностью 3,5–4,0 м имеют ширину поверху 3,0–3,5 м; ПЖЛ формируют рельеф на поверхности со сторонами полигонов 10–15 м.

2. Песчано-глинистые отложения мощностью 3–4 м, неясно-слоистые ожелезненные, слабо оторфованные. С глубиной доля песков и супесей сокращается, разрез становится более глинистым (количество пылеватых частиц в породе сокращается до 25 %, а глинистых увеличивается до 34 %). С глубиной в отложениях сокращается количество органического углерода (0,2 %) и увеличивается степень засоления (до 0,23 %). Гранулометрический анализ песчаной фракции из отложений показал, что осадки формировались в

морских и прибрежно-морских условиях. С глубиной льдистость отложений увеличивается, криотекстура массивная.

3. Глины (мощностью 12–20 м) мореноподобные с редкими линзами песков, буро-серые комковатые, иногда оскольчатые, ожеженные по структурным отдельностям. Контакт глин с перекрывающей песчано-глинистой толщей субгоризонтальный нечетко выраженный, глины обогащены галькой темноцветных пород (до 30 %). Грануломинералогический анализ песчаной фракции из глин показал, что накопление осадка происходило в условиях морского пляжа.

Пыльцевые спектры проб из кровли глин характеризуют растительность лесотундр. Доминируют травянистые и споровые. Комплекс фораминифер из тех же проб содержит 30 экземпляров, относящихся к 14 видам. Преобладают ретроэпифидиумы, меньше хайнезин и единично встречены другие виды. Вероятно, этот комплекс формировался в неблагоприятных условиях холодного арктического бассейна с пониженной соленостью воды.

Видимой органики в глинах нет, тем не менее количество органического углерода достаточно высокое (0,6–0,8 %). Глины засолены по всей толще (степень засоления 0,6%), состав солей хлоридно-натриевый. Глины включают редкие вытянутые линзы льда диаметром до 0,3 см, которые образуют неполносетчатую криотекстуру (размер сетки 2–8 см на 1–6 см). Суммарная влажность глинистой толщи составляет 23–32 %.

Линзы песков в глинах имеют возраст $38,0 \pm 3,0$ тыс. лет [Гусев и др., 2011], определенный методом инфракрасно-стимулированной люминесценции, что позволяет отнести формирование отложений к каргинскому времени (МИС 3).

4. Пески (мощностью 4,5–10 м) желто-серые, хорошо сортированные, горизонтально- и косо-слоистые. Слоистость подчеркивается ожеженными горизонтами, включениями срезанных пачек слоев грубозернистых песков и гравия.

Грануломинералогический анализ песков показал, что сортировка обломков минералов по плотности и размерам, отсутствие алеврита и тонких фракций в песках свидетельствуют об образовании отложений в подводной зоне пляжа вблизи приустьевой части реки.

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 %. Микрофауны в песках не обнаружено.

Пески засолены (степень засоления 0,1 %, состав солей хлоридно-натриевый) и насыщены ор-

ганикой (содержание органического углерода в песках 0,5 %). Криогенная текстура песков массивная. Суммарная влажность песков составляет 17,0–20,4 %.

5. Суглинки и глины в основании обрыва (на высоте 1–2 м от уровня залива) плотные, комковатые или плитчатые, включают тонкие прослои песков и гравия. Спектры проб из глин характеризуют растительность лесотундр с доминированием травянистых растений доказанцевского (санчуговского?) периода. Содержание солей в глинах достигает 0,4–0,5 % при неизменном хлоридно-натриевом составе. Содержание органического углерода в осадках высокое (1,0–1,2 %).

Глинистые отложения видимого льда не содержат (суммарная влажность глин и суглинков 28,5 %), криотекстура массивная.

В долине р. Крестьянка геологический разрез поверхности высотой 18–20 м сложен пылеватыми супесями (содержание пыли в супесях 72 %) мощностью 2–13 м, которые подстилаются песками и глинами. Пылеватые супеси пресные и содержат не определяемые визуально включения органики (содержание органического углерода 1,2–1,8 %).

Мощные ПЖЛ высотой до 9 м с шириной жил поверху 2,4–3,5 м на поверхности образуют решетку со стороной 8–10 м. Криогенная текстура пылеватых отложений поясковая (суммарная влажность 76–86 %), вблизи ледяных жил пояски загибаются вверх. Криогенная текстура внутри поясков льда микрошлировая, сетчатая и атакситовая. Лед в жилах мутный с включениями мелкой гальки и галечным обрамлением на контактах жил с вмещающими породами, а вертикальная полосчатость льда обусловлена чередованием слоев с включениями минеральных частиц и чистого льда.

Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD ПЖЛ в районе устья р. Крестьянка изменяются в диапазоне от –23,7 до –22,0 ‰ и от –179,7 до –167,7 ‰ соответственно.

Вниз по разрезу пачка пылеватой льдистой супеси подстилается засоленными серыми глинами, плотными, пластичными, и песками разнозернистыми, слоистыми, малольдистыми, массивной криотекстуры. Контакт супесей и подстилающих глин и песков эрозионный и подчеркивается прослоем ожеженных песков и бурых глин с посткриогенной текстурой. Степень засоления песков составляет 0,1 %, а в глинах возрастает до 0,4–0,6 %, состав солей хлоридно-натриевый.

Поселок Диксон. В береговом обрыве высотой 4–10 м на протяжении 3 км вскрываются сильнольдистые дисперсные отложения с двумя ярусами сингенетических ПЖЛ (рис. 4). Нижние части крупных жил уходят под уровень моря. Пачки отложений, вмещающих разные ярусы ПЖЛ, разде-

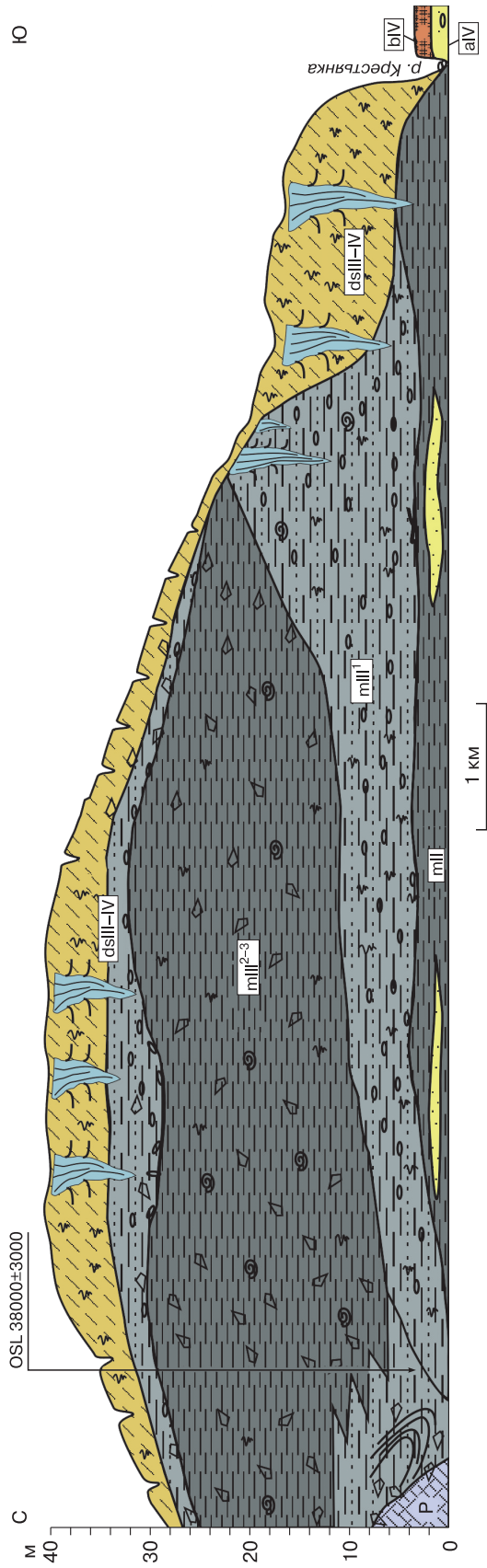


Рис. 3. Геохронологический разрез четвертичных отложений в районе устья р. Крестьянка.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

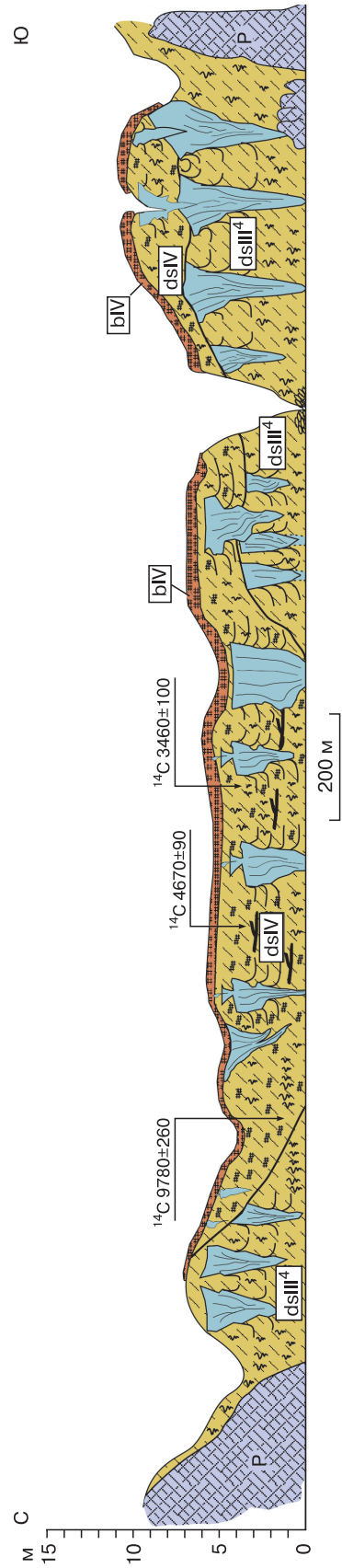


Рис. 4. Геохронологический разрез четвертичных отложений в районе пос. Диксон.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ляет четкий термоэрозионный контакт. Головы жил нижнего яруса срезаны или оплавлены, жилы верхнего яруса иногда надстраивают нижние [Стрелецкая, Васильев, 2009]. Радиоуглеродный возраст древесины в основании отложений верхнего яруса с ПЖЛ составляет 8670 ± 200 лет (ЛУ 6420) [Гусев и др., 2011], календарный – 9780 ± 260 лет. Радиоуглеродный возраст торфяных прослоев в тех же отложениях на глубине 1,8 м от поверхности составляет 3460 ± 100 лет (СОАН-7587), а фрагментов дерева – 4670 ± 90 лет (СОАН-7588) [Стрелецкая, Васильев, 2009].

В месте выхода коренных пород (диабазов) мелкозем между глыбами состоит из сростков оливина–плагиоклаза–ильменита, неокатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля. Включения кварца в мелкоземе указывают на то, что когда-то на коренных породах лежала песчано-алевритовая толща, позже размытая.

Дисперсные отложения, вмещающие разновозрастные ПЖЛ, состоят из частиц пылеватой размерности (количество пылеватых частиц в пробах 82–89 %) и органики. В породе повсеместно присутствуют уплотненные обломки базальтов. Известно, что базальты быстро разрушаются, поэтому присутствие невыветрелых угловатых обломков в дисперсных породах свидетельствует о близком источнике сноса.

В голоценовых слоистых пылеватых отложениях количество органического углерода превышает 1,2 %, здесь много включений намывного плохо разложившегося торфа и древесины (корешки, щепки, стволы). Для отложений характерны седиментационное засоление (степень засоления 0,25 %) с преобладанием морских солей и сохранившаяся тонкая глинистая фракция в составе.

В доголоценовых (верхнелепестовых) пылеватых отложениях включения органики – это тонкие корешки и торфяной детрит *in situ*, диаметром 1–2 мм, визуально плохо определяемые. Слоистость и следы намывной органики отсутствуют. Количество органического углерода не превышает 0,6–1,3 %. Отложения пресные (степень засоления 0,11 %), а состав водно-растворимых солей в породе указывает на их континентальный генезис.

Голоценовые ПЖЛ верхнего яруса формировались при эпигенетическом и сингенетическом промерзании морских и континентальных отложений, верхнелепестовые ПЖЛ нижнего яруса – при сингенетическом промерзании континентальных осадков.

Голоценовые льды имеют значения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) от –21,7 до –19,5 ‰, отличаясь на 3–6 ‰ от $\delta^{18}\text{O}$ жил нижнего яруса. Значения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) в жилах нижнего яруса в среднем составляют –26,0 ‰, а дейтериевый

экссесс 9,3 ‰. Голоценовые жилы имеют значения дейтериевого экссесса 11,0 ‰, близкие к значениям в современных элементарных жилах (11,5 ‰) [Streletskaya et al., 2011].

Минерализация льда и содержание ионов (хлора, гидрокарбоната, сульфата и кальция) возрастает в несколько раз: от 63,5 мг/л голоценового ПЖЛ до 360,5 мг/л в верхнелепестовых ПЖЛ нижнего яруса. В голоценовых ПЖЛ верхнего яруса среди анионов преобладает Cl^- , его количество в несколько раз превышает количество Cl^- в ПЖЛ нижнего яруса [Стрелецкая, Васильев, 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Позднелепестовые и голоценовые отложения Западного Таймыра обеспечены новыми радиоуглеродными датировками по крупнообъемным пробам, по микронавескам (AMS), а также измерениями инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК–ОСЛ). Близкие к конечным и запредельные радиоуглеродные датировки можно 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]. Радиоуглеродный возраст торфа в районе мыса Сопочная Карга указывает на каргинский период его накопления, в это же время торфонакопление идет на Гыданском полуострове [Васильчук и др., 1984] и на о. Сибирякова [Стрелецкая и др., 2012]. Инверсию дат по разрезу в районе мыса Сопочная Карга (см. рис. 2, Г) можно объяснить перемещением крупных оползней с высоких поверхностей, сложенных морскими засоленными отложениями, на молодые низкие уровни, сложенные пресными аллювиальными песками и супесями.

В районе мыса Сопочная Карга отложения, слагающие поверхность 10–15 м (второй надпойменной террасы р. Енисей), накапливались во время последнего криохрона (МИС 2). Осадки подстилаются торфом каргинского возраста (МИС 3) и перекрываются голоценовым торфом (МИС 1). Формирование аллювиальных отложений происходило в условиях осушающегося шельфа [Stein et al., 2002], состав гальки и крупнозернистых песков указывает, что русло Праенисы выдвигалось к северу более чем на 300 км [Streletskaya et al., 2008].

Каргинский торф перекрывает пластовый лед, т. е. формирование ПЛ происходило при промерзании водонасыщенных опресненных аллювиально-морских отложений на мелководье. Смена прибрежно-морских условий на континентальные произошла быстро: в кровле льдистых морских отложений нет следов оттаивания, но присутствует русловая фация.

В районе р. Крестьянка мы встретили наиболее полный для данного района разрез четвертичной толщ. Нижняя его часть на участке устья р. Крестьянка представлена глинистыми отложениями, сформировавшимися в условиях холодного моря (санчуговского?) в среднем неоплейстоцене. Похожие глинистые толщ. в основании 40-метрового казанцевского 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 от р. Крестьянка.

Санчуговские(?) морские глины с размывом перекрыты песками мелководного моря. Результаты палинологических спектров из песков показали, что, возможно, по берегам росла тайга с обширными лугами, т. е. были распространены ландшафты, характерные для казанцевского времени.

Формирование глинистой пачки, перекрывающей казанцевские пески, происходило в условиях неглубокого холодного арктического моря с пониженной соленостью. Фораминиферы представлены мелкими, недоразвитыми раковинками. По берегам моря в условиях лесотундры доминировали травянистые и споровые растения. Для района устья р. Крестьянка у нас имеется лишь единичная ИК–ОСЛ-датировка этих отложений в $38\,000 \pm 3000$ лет (RLQG 1948-119), сопоставимая со значениями возраста, полученными тем же методом по пескам мыса Шайтанского (Енисейский залив) [Гусев и др., 2011].

Посткриогенная текстура свидетельствует об эпигенетическом промерзании отложений. Изначально криотекстура была наклонно-решетчатой, ромбовидной, похожую криотекстуру авторы отмечали в каргинских отложениях в районе м. Сопочная Карга, а И.Д. Данилов [1969] наблюдал ниже устья р. Казанцевая.

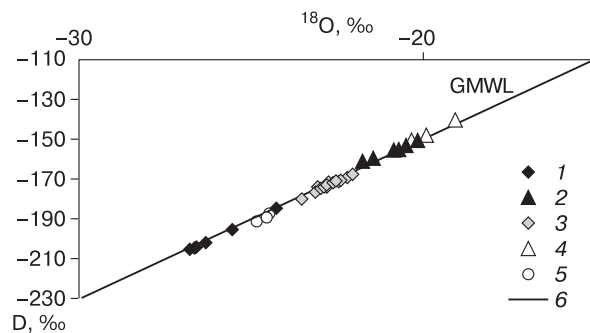


Рис. 5. Соотношение между концентрациями стабильных изотопов водорода (D) и кислорода (^{18}O) в полигонально-жильных льдах Западного Таймыра верхнеплейстоценового (МИС 2) и голоценового (МИС 1) возраста.

Район пос. Диксон: 1 – ПЖЛ (МИС 2); 2 – ПЖЛ (МИС 1); район р. Крестьянка: 3 – ПЖЛ (МИС 2); район мыса Сопочная Карга: 4 – ПЖЛ (МИС 1), 5 – ПЖЛ (МИС 2); 6 – глобальная линия метеорных вод (GMWL).

Образование льдистых дисперсных отложений в районе Диксона связано с комплексом континентальных процессов, в том числе широким распространением нивальных процессов [Куницкий, 2007]. Коренные породы разрушались до частиц пылеватой размерности, которые накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем, осаждались в многочисленных озерах. Такие же условия реконструируются при формировании отложений ледового комплекса на побережье моря Лаптевых [Зигерт и др., 2009].

Для комплексов крупных ПЖЛ второй террасы р. Енисей, нижнего яруса в районе пос. Диксон, склонов в районе устья р. Крестьянка характерны значения легкого изотопного состава по кислороду и дейтерию (рис. 5). Близкие по значениям стабильных изотопов сингенетические ПЖЛ росли на о. Свердруп и других арктических островах [Тарасов и др., 1995; Романенко и др., 2001]. Оценки палеотемператур воздуха, сделанные по формуле Ю.К. Васильчука [1992], показывают, что температуры воздуха в январе в Диксоне понижались до $(-40 \pm 3)^\circ\text{C}$, что примерно на $12\text{--}15^\circ\text{C}$ ниже современных январских температур (по данным метеостанции Диксон она составляет $-25,5^\circ\text{C}$). Преобладание HCO_3^- и Ca^{2+} в химическом составе льда [Streletskaia et al., 2011] показывает, что зимние осадки имели “континентальный состав” и формировались над сушей. Средние январские температуры времени формирования голоценовых ПЖЛ близки к современным или немного ниже. Активное растрескивание пород, рост или деградация сингенетических ПЖЛ можно объяснить колебаниями снежности зим. Преобладание Cl^- среди анионов и Na^+ среди катионов в химическом составе голоценовых ПЖЛ свидетельствует о близости моря.

По соотношению гранулометрических фракций и минеральному составу голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения не различаются. Голоценовые отложения формировались при близком переотложении и промерзании доголоценовых пород после климатического оптимума. От доголоценовых отложений они отличаются более высоким содержанием органического углерода. Увеличение содержания органического углерода в отложениях, вмещающих ПЖЛ, в период перехода последнего криохрона (МИС 2) к голоцену (МИС 1) отмечается и в других районах Арктики [Деревягин и др., 1999; Зигерт и др., 2009; Siebert et al., 1999].

ВЫВОДЫ

Комплексные исследования геокриологических разрезов Западного Таймыра позволяют реконструировать палеогеографические изменения среды в неоплейстоцене и голоцене.

Морские отложения санчуговской свиты (МИС 6–8) и казанцевского горизонта (МИС 5) сменяются аллювиально-морскими осадками на рубеже МИС 5 и МИС 4, похожие условия седиментации можно наблюдать в Енисейском заливе в настоящее время.

Достоверно датированных отложений МИС 4 нами не обнаружено. Не исключено, что зырянскому времени (МИС 4) для разрезов Енисейского Севера соответствует перерыв в осадконакоплении.

Трансгрессия, по времени соответствующая началу МИС 3, была кратковременной. Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из образцов из отложений каргинского возраста (МИС 3), характеризуют ландшафты лесотундр и тундр. При этом вверх по разрезу, в сторону отложений, соответствующих по возрасту МИС 2, спектры обедняются, вплоть до полного исчезновения палиноморфа.

Уже во второй половине каргинского времени (МИС 3) морские обстановки сменились континентальными условиями, которые сопровождались промерзанием морских осадков, образованием ПЛ.

На понижение среднегодовых температур, регрессию моря, аридизацию климата в конце верхнего неоплейстоцена (МИС 2) указывают увеличение фракции пыли в верхних частях разрезов (мыс Сопочная Карга, р. Крестьянка) и “легкий” изотопный состав сингенетических ПЖЛ.

Полученные нами геохронометрические данные свидетельствуют о позднеплейстоцен-голоценовом возрасте отложений, включающих ПЖЛ.

Формирование ПЖЛ происходило в два этапа: в конце неоплейстоцена (МИС 2) и в конце голоцена (МИС 1). На это указывают строение разреза и различный химический и изотопный состав ПЖЛ. Более “легкий” состав изотопов кислорода (на 6 ‰) и преобладание ионов кальция и гидрокарбоната во льду характеризуют жилы, растущие в конце неоплейстоцена. Более “тяжелые” значения изотопов кислорода и водорода, преобладание ионов натрия и хлора характерно для жильных льдов голоцена.

В голоцене рост сингенетических жил шел при заполнении пылеватыми осадками термокарстовых депрессий, сформировавшихся в климатический оптимум. В разрезах преобладает переработанный материал доголоценовых отложений, в них содержится больше органики.

Работа выполнена при финансировании Программы поддержки ведущих научных школ РФ (НШ-1097. 2012.5), Программы РАН (проект 23.2 “Криолитозона шельфа и континентального обрамления западного сектора Евразии: оценка современного состояния, закономерности динами-

ки, геокриологическая история, трансформация мерзлых и охлажденных пород, эманиции углеводородов”) и Корпорации “КонокоФиллипс” Россия Инк. Работы по датированию органических остатков и вмещающих их отложений были частично профинансированы по гранту правительства РФ № 11.G34.31.0025.

Авторы выражают глубокую благодарность руководителю изотопной лаборатории Института морских и полярных исследований им. А. Вегенера (Потсдам, Германия) доктору Ханно Мееру за выполнение изотопных анализов.

Литература

- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций) / Ю.К. Васильчук. М., РИО Мосооблунполиграфиздат, 1992, т. 1, 420 с.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Трофимов В.Т.** Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюл. Комис. 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 соврем. естествознания, 2011, № 9, с. 19–22.
- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. и др.** Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Пробл. 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 // Докл. РАН, 2012, т. 443, № 6, с. 707–710.
- Данилов И.Д.** Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея // Пробл. криолитологии, 1969, вып. 1, с. 93–105.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин / И.Д. Данилов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 200 с.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б.** Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 402–404.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С. и др.** Изотопный состав полигонально-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 3, с. 41–49.
- Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л.** Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 317–332.
- Куницкий В.В.** Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск, 2007, 46 с.
- Матюхин А.Г., Стрелецкая И.Д.** Засоленность криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера // Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Тюмень, 2012, т. 3, с. 325–329.

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

Романенко Ф.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Подземные льды на островах у берегов Таймыра // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 91, с. 129–137.

Соловьев В.А. Опыт изучения подземных льдов Енисейского Севера в целях палеогеографических и неотектонических реконструкций // Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, вып. 4, с. 34–48.

Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А. Четвертичные остракоды Арктики и их использование в палеорекострукциях // Палеонтол. журн., 2010, № 1, с. 38–45.

Стрелецкая И.Д. Подземные льды в районе мыса Сопочная Карга, Западный Таймыр (условия формирования) // Материалы VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода (Новосибирск, 19–23 окт., 2009 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, с. 564–566.

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. и др. Четвертичные отложения, подземные льды и динамика берегов Западного Таймыра // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 357–372.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Каневский М.З. и др. Органический углерод в четвертичных отложениях побережья Карского моря // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 35–43.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А. и др. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2012, № 3, с. 57–63.

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др. 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., Изд. Е. Разумова, 2000, 286 с.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиоистратиграфия 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.

Siebert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N. et al. Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History / H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko et al. (eds). Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1999, p. 477–499.

Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // Polar Res., 2002, vol. 21, No. 2, p. 315–322.

Streletskaia I.D., Vasiliev A.A., Kanevskiy M.Z. Freezing of marine sediments and formation of continental permafrost at the coasts of Enisey Gulf // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (June 29–July 3, 2008), Fairbanks, Inst. Northern Eng. Univ. Alaska, 2008, vol. 2, p. 1721–1726.

Streletskaia 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, No. 1, p. 101–106.

Поступила в редакцию
20 сентября 2012 г.