

Д. В. НАЗАРОВ (ВСЕГЕИ, СПбГУ), О. А. НИКОЛЬСКАЯ,
А. С. ГЛАДЫШЕВА, И. В. ЖИГМАНОВСКИЙ (ВСЕГЕИ),
М. В. РУЧКИН (ВСЕГЕИ, СПбГУ), А. В. МЕРКУЛЬЕВ (ЗИН РАН)

Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики

Получены новые структурно-геологические, палеонтологические и геохронометрические данные, позволяющие расчленить верхне- и среднеоплейстоценовые морские образования, выходящие на земную поверхность в бассейне нижнего Енисея. Дана характеристика составному стратотипу хетского мариния, залегающему между среднеоплейстоценовыми моренами в долинах рек Бол. Хета и Танама. ОСЛ-возраст хетского мариния 230–190 тыс. лет, что позволяет отнести его к пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. В составе его фауны присутствует характерный вид *Cyrtodaria jennisae* Sachs, 1951, вымерший до позднего неоплейстоцена. Хетский мариний перекрыт тазовской мореной, в которую вложены алевроиты и пески морской толщи с бореальной фауной моллюсков и ОСЛ-возрастом 130–100 тыс. лет. Этот мариний относится к первой ступени верхнего неоплейстоцена и МИС 5e. В бассейне р. Бол. Хета он перекрыт образованиями ермаковского ледникового комплекса, а севернее, в бассейне р. Танама, слагает регионально выдержанную морскую террасу.

Ключевые слова: средний и верхний неоплейстоцен, двустворчатые моллюски *Cyrtodaria jennisae*, Арктика, Западная Сибирь, стратиграфия, корреляция.

D. V. NAZAROV (VSEGEI, SPbU), O. A. NIKOLSKAIA,
A. S. GLADYSHEVA, I. V. ZHIGMANOVSKIY (VSEGEI),
M. V. RUCHKIN (VSEGEI, SPbU), A. V. MERKULJEV (ZIN RAS)

Pleistocene marine formations of the lower Yenisei basin, Arctic Russia: OSL age, facial and paleontological characteristics

New data on geological structures, paleontology and geochronometry of the surficial sedimentary mantle of the lower Yenisei basin have been obtained. The data allow to divide the Upper and Middle Pleistocene marine formations, exposed in river bluffs. The Kheta marine formation has been described on the Bolshaya Kheta River. The formation, sandwiched between two Middle Pleistocene till horizons, has yielded OSL data in range 230–190 ka and is correlated with MIS 7. The Kheta fauna contains a characteristic Pleistocene mollusk *Cyrtodaria jennisae* Sachs, 1951, which extinct before the Late Pleistocene. The Kheta marine formation is overlain by the Taz till which is covered by marine silt and sand with boreal mollusk fauna and OSL age 130–100 ka. The latter is correlated with MIS 5e and covered by the Upper Pleistocene glacial complex in the Bolshaya Kheta basin. This marine formation composes a well-pronounced terrace in the Tanama basin. The marine terrace can be traced throughout the region, north of the Bolshaya Kheta basin.

Keywords: Middle and Late Pleistocene, Bivalvia *Cyrtodaria jennisae*, Arctic, West Siberia, stratigraphy, correlation.

Для цитирования: Назаров Д. В. Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики / Д. В. Назаров, О. А. Никольская, А. С. Гладышева, И. В. Жигмановский, М. В. Ручкин, А. В. Меркульев // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 16–34.

Введение. Одна из ключевых проблем четвертичной геологии арктической части Западной Сибири – ареал распространения морских межледниковых среднеоплейстоценовых отложений, их характеристика и взаимоотношения с маринием верхнего неоплейстоцена. В середине прошлого века к морским отложениям среднего плейстоцена, выходящим на дневную поверхность, относили образования санчуговского горизонта [19]. Они слагали основания естественных выходов четвертичных пород в низовьях р. Енисей. После того, как было доказано,

что санчуговские диамиктоны являются мореной [13], в бассейне нижнего Енисея практически не осталось выходов морских пород, которые можно было бы отнести к среднему плейстоцену. Среди них пупковские слои с Th/U возрастом 233 или 170 тыс. лет [12] (рис. 1, А, точка 7), вскрытые в 100 км к югу от Туруханска. С. Л. Троицкий, впрочем, сомневался в валидности даты, полученной В. А. Зубаковым частично по подъемному материалу, и предполагал для пупковских слоев верхнеплейстоценовый возраст [22]. В 2019 г. на основании ИК-ОСЛ-датирования появилась

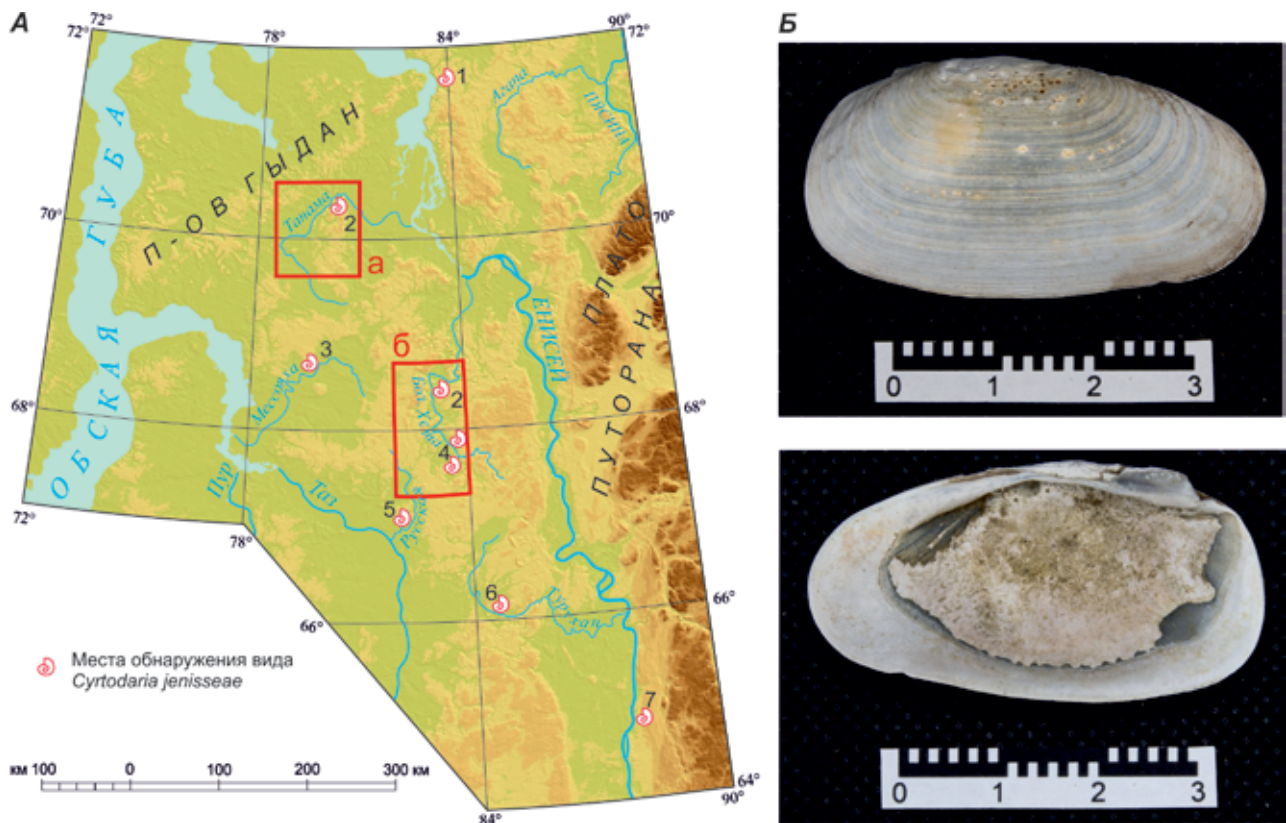


Рис. 1. Схема расположения участков исследований (А) и *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, 1951 (Б)

А: а – р. Танама (см. рис. 8, А), б – р. Бол. Хета (см. рис. 2). Местонахождения остатков *Cyrtodaria jenisseae*, по данным из разных источников: 1 – [8]; 2 – настоящая работа; 3 – Р. А. Биджиев и др., 1981; 4 – [5]; 5 – [10]; 6 – [15]; 7 – [12].

Б: экземпляр из обр. 7254-141

информация об образованиях среднего неоплейстоцена, вскрытых в разрезах вдоль правого берега р. Енисей ниже Никитинского Яра [9]. Однако генезис ряда датированных песчаных толщ остается неясен и требует дальнейших исследований.

На рубеже веков были получены новые данные о возрасте каргинского мариния [1–4; 6; 27], который соответствует межледниковью позднего неоплейстоцена арктической Сибири и синхронен МИС 5 или МИС 5е. Этот факт позволил вернуться к идее В. А. Зубакова [11] о том, что нижележащая, по В. Н. Саксу [19], казанцевская морская толща относится к среднему плейстоцену [24]. Однако недавние работы продемонстрировали, что в стратотипической местности, в разрезе на р. Казанка, казанцевский мариний, как и каргинский, обладает верхнеплейстоценовым возрастом [7], отличаясь лишь возможной корреляцией с подстадиями МИС 5. На р. Казанка ИК-ОСЛ-и ЭПР-возраст песков с морскими моллюсками большей частью соответствует МИС 5а, а на мысе Каргинский – МИС 5е [6; 7; 27].

Одним из признаков морских отложений среднего неоплейстоцена, возможно, является вымерший моллюск *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, 1951 [20]. Однако сам В. Н. Сакс до того, как выделил этот вид, определял его как современный *Cyrtodaria siliqua* (Spengler, 1793). Руководствуясь ранними

выводами В. Н. Сакса, С. Л. Троицкий принял оба вида за один [23], и *Cyrtodaria siliqua* практически исчезла из последующих определений исследователей енисейского севера. Тем не менее работы последних лет [14], включая настоящую, продемонстрировали, что оба вида самостоятельны и могут встречаться в одних и тех же толщах на севере Сибири. В результате при изучении материалов предшественников непонятно, какой моллюск был определен на самом деле – современный или вымерший. Это означает, что все разрезы с потенциальным *Cyrtodaria jenisseae* нуждаются в ревизии, если мы хотим использовать его как руководящий вид для среднего неоплейстоцена (рис. 1).

Прежние представления. Несмотря на разногласия исследователей по поводу возраста и происхождения четвертичных отложений в пределах региона, принципиальное строение разреза в среднем течении р. Бол. Хета представлялось достаточно однозначно (см. рис. 3, А).

Практически на всем протяжении долины реки от устья р. Покойницкая до устья р. Ахиктакаги береговые обрывы сложены песками, алевролитами и глинами с обильными остатками морских моллюсков *in situ*. Вместе с бореально-арктическими и арктическими видами, обитающими

в современном Карском море, были определены бореальные виды *Limecola balthica* (Linnaeus, 1758), *Mytilus edulis* Linnaeus, 1758, *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767) и *Cyrtodaria jensiseae*. Последние два вида, по мнению В. Н. Сакса [19], типичны для казанцевского горизонта, выделенного им в низовьях р. Енисей. По этой причине морские образования в долине р. Бол. Хета относили либо к казанцевскому горизонту [10; 16; 21], либо по разнице в составе и структуре расчленили на санчуговские, казанцевские и хетские слои [5]. Так или иначе возраст морских отложений в долине р. Бол. Хета определяли как верхнеплейстоценовый.

Подосва морской формации практически повсеместно находится ниже уреза реки. Лишь на двух участках долины в среднем течении вскрываются подстилающие образования. На первом, близ устья р. Покойницкая, основание разреза сложено оскольчатым темно-серым и бурым суглинком с редкой галькой и обломками раковин морских моллюсков — среднеплейстоценовой бахтинской мореной, по мнению В. В. Комарова (В. А. Калинин и др., 1980). Наличие обломков морской фауны позволило некоторым исследователям рассматривать эти образования как ледниково-морские фации санчуговской свиты [5; 10].

Второй участок расположен близ устья р. Солёная. В основании берегового обрыва здесь выходят пески с косыми сериями, торфом и остатками стволов ели. Эти пески относились сначала к верхнеплейстоценовым аллювиальным мессовским слоям [5; 19], а позднее — к среднеплейстоценовому аллювию (А. С. Лавров и др., 1983). По А. С. Лаврову, пески перекрыты слоем плотного валунного суглинка, который он отнес к среднеплейстоценовой основной морене. Непосредственно выше залегают глинистые отложения с фауной морских моллюсков и фораминифер казанцевского возраста.

С поверхности морские пески, алевроиты и глины долины р. Бол. Хета на всем протяжении рассматриваемого участка перекрыты образованиями верхнеплейстоценового ледникового комплекса — основной мореной, водно- и озерно-ледниковыми отложениями — зырянскими [5; 10] или ермаковскими (В. А. Калинин и др., 1980). На 11 км выше по течению от устья р. Ахиктакаги подошва морены, залегающая на морских отложениях, круто падая в северном направлении, уходит под урез реки.

Полевые работы 2016 и 2017 гг., которые проводились в рамках государственного геологического картирования ВСЕГЕИ, позволили получить новые данные о геологическом строении бассейнов рек Бол. Хета и Танама (рис. 1, А, 2 и см. 8). Методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) получены возрасты для морских толщ среднего и верхнего неоплейстоцена, даны их детальная фациальная и палеонтологическая характеристики, уточнен характер взаимоотношений морских толщ с образованиями ледниковых

комплексов среднего и верхнего неоплейстоцена. Описанию этих результатов и посвящена статья.

Материалы и методы исследований. По материалам дистанционного зондирования были составлены предварительные схемы дешифрирования, отображающие предполагаемые границы геологических тел, которые позднее проверялись на местности. В поле изучались естественные выходы пород по берегам рек, которые вручную расчищались лопатами на максимально возможных площадях стенки обнажения. Каждая расчистка выравнивалась кельмами для создания плоской поверхности и получения непротиворечивой информации об облике контактов между толщами и отдельными фациями в пределах толщи, непрерывного прослеживания контактов по простиранию, документации структурно-текстурных особенностей, полной фациальной характеристики, фотодокументации и послыльного опробования. При описании осадочных текстур используется терминология из книги Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха [18]. Точная географическая привязка и абсолютные высоты точек наблюдения определялись при помощи приемника ГЛОНАСС/GPS и специального альтиметра, позволяющего измерять относительную высоту с точностью до 0,5 м.

Корреляция изученных толщ проводится со стратотипами местных подразделений и сопоставляется с МИС. Горизонты региональной стратиграфической схемы Западной Сибири [1] не используются, так как требуют ревизии [2; 4] и могут ввести в заблуждение.

Палеонтологический анализ. Для остатков фауны, залегающих *in situ*, отбирались представительные объемы (2–10 ведер) грунта из защищенных стенок обнажений, вручную промывались в ситах с размером ячеек 1–4 мм, а отмытые раковины морских моллюсков предоставлялись для анализа. Кроме того, осуществлялся ручной сбор раковин с бечевника реки у подножия обнажения или из осыпи на склоне обрыва. В приведенных ниже результатах анализа указан источник поступления материала — *in situ* или подъемный. Определения собранной фауны проводилось в Зоологическом институте РАН (Санкт-Петербург).

ОСЛ-датирование. На данный момент получено 14 ОСЛ-возрастов из разрезов на рассматриваемой территории (табл. 1), анализ образцов выполнен в лаборатории ОСЛ ВСЕГЕИ. Пробоподготовка производилась стандартным способом [31] — с выделением зерен кварца и калиевых полевых шпатов фракций 180–250 и 90–180 мкм. Измерения эквивалентной дозы выполнялись на анализаторе ТЛ и ОСЛ Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D. С этой целью для кварца использовался SAR-протокол [25], а для калиевых полевых шпатов — протокол post-IR IRSL (pIRIR₂₉₀) [28]. В последних была измерена величина остаточной дозы после облучения солнечным светом в течение ~ 170 ч. Активности радия, тория и калия определялись на сверхнизкофоновом

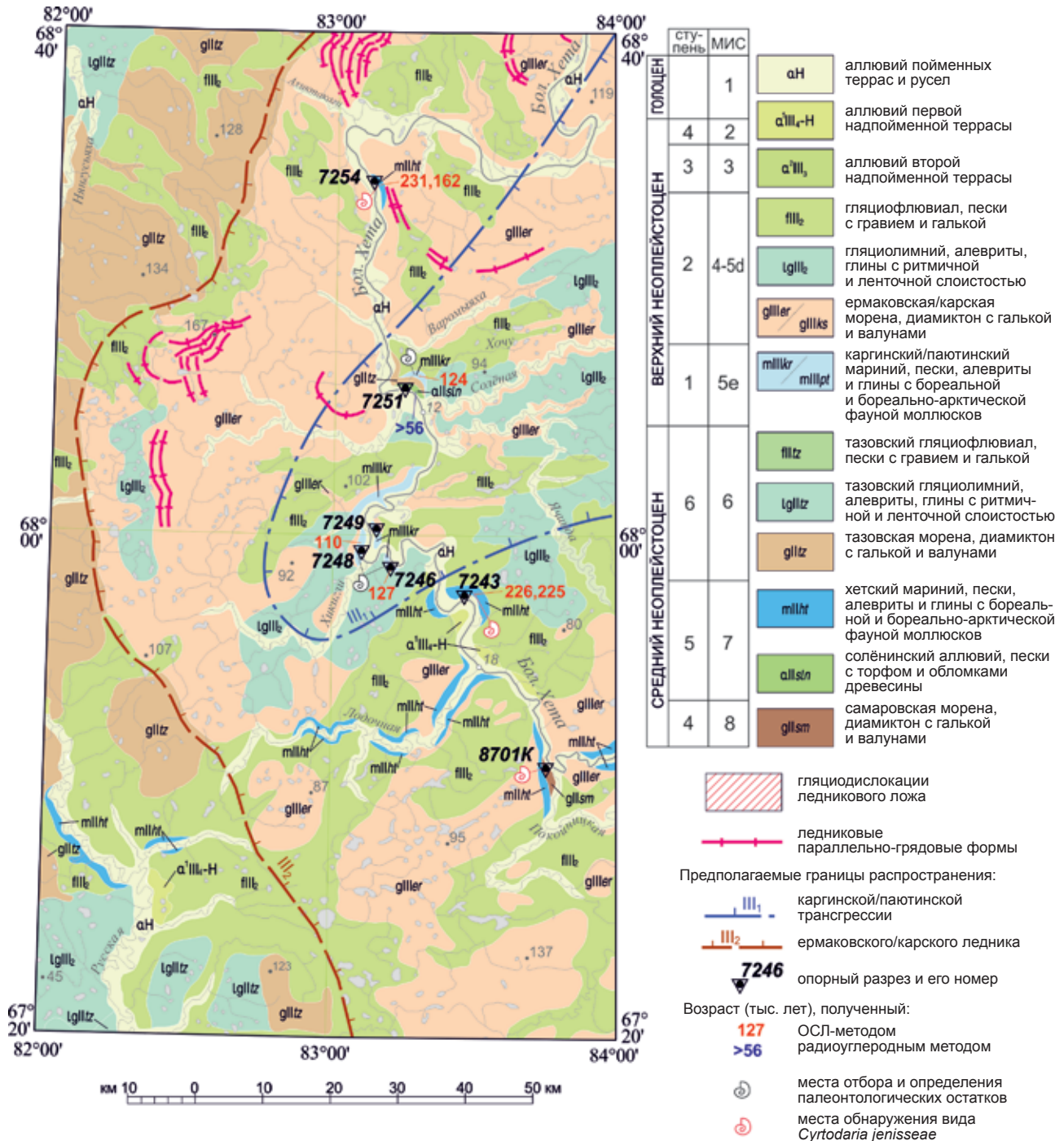


Рис. 2. Карта четвертичных образований района среднего течения р. Бол. Хета

гамма-спектрометре с детектором на основе особо чистого германия Canberra VE3825 после герметизации образца воском и выдержки в течение 20 дней. Предполагалась полная водонасыщенность опробованных пород на протяжении всего времени после их отложения.

Для расчета исходного сигнала в кварце использовались первые 0,32 с кривой затухания ОСЛ, а для фона – последующие 0,8 с. Эквивалентные дозы в зернах кварца лежат выше предела, определяемого значением $2D_0$ [32], и измерены с использованием суммы экспоненциальной

и линейной функций для построения кривой доза-эффект. Достоверность полученных таким способом дат продемонстрирована Э. Мюррэем [26] при определении возраста среднеплейстоценовых отложений в долине р. Сейда (Печорская низменность). Эквивалентные дозы $pIRIR_{290}$ и IR_{50} получены при использовании первых 1,6 с для расчета исходного сигнала и последних 20 с – фона. В последнем столбце табл. 1 приведены даты, вычисленные при использовании интервала 128–136 с для расчета исходного сигнала. Выбор этого интервала обусловлен уменьшением

Таблица 1

Результаты датирования проб методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)

Номер п. п.	Полевой номер	Лабораторный номер	Влажность, %	Фракция, мкм	Число навесок	Удельная активность, Бк/кг			Эквивалентная доза, Гр			Мощность дозы, Гр/тыс. лет			Возраст, тыс. лет		
						²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	SAR	IR ₅₀ pIRIR ₂₉₀ (0–1,6 с)	IR ₅₀ (128–136 с)	SAR	IR ₅₀ pIRIR ₂₉₀ (0–1,6 с)	IR ₅₀ (128–136 с)	SAR	pIRIR ₂₉₀ (0–1,6 с)	IR ₅₀ (128–136 с)
1	7213-172	RGI-331a	32	180–250	6	15,6 ± 0,3	17,2 ± 0,3	571 ± 27	317 ± 76	—	—	1,75 ± 0,08	182 ± 44	—	—		
		RGI-331b		180–250					5	—	374 ± 30	265 ± 20 577 ± 36	—	—	2,77 ± 0,17	—	200 ± 18
2	7213-173	RGI-332a	21	180–250	6	24,2 ± 0,5	22,1 ± 0,4	593 ± 28	158 ± 32	—	—	2,21 ± 0,10	71 ± 15	—	—		
		RGI-332b		180–250					5	—	336 ± 15	231 ± 16 473 ± 30	—	—	3,24 ± 0,19	—	139 ± 13
3	7214-189	RGI-374a	15	180–250	6	10,2 ± 0,2	11,3 ± 0,3	665 ± 31	211 ± 35	—	—	2,15 ± 0,11	98 ± 17	—	—		
		RGI-374b		180–250					5	—	325 ± 23	230 ± 8 551 ± 25	—	—	3,17 ± 0,19	—	166 ± 13
4	7219-223	RGI-191a	23	180–250	8	5,6 ± 0,2	4,9 ± 0,2	364 ± 17	140 ± 11	—	—	1,09 ± 0,06	129 ± 12	—	—		
		RGI-191b		180–250					3	—	201 ± 7	138 ± 7 308 ± 14	—	—	2,10 ± 0,16	—	135 ± 13
5	7219-226	RGI-384	26	180–250	6	8,0 ± 0,2	9,0 ± 0,2	370 ± 18	124 ± 7	—	—	1,17 ± 0,06	107 ± 8	—	—		
		RGI-192a		180–250					5	—	—	333 ± 20 812 ± 33	—	—	1,36 ± 0,07	—	—
6	7220-249	RGI-192b	26	180–250	4	7,0 ± 0,2	7,3 ± 0,2	479 ± 22	226 ± 28	—	—	2,37 ± 0,17	167 ± 22	—	—		
		RGI-213a		180–250					4	—	—	376 ± 15 784 ± 54	—	—	1,37 ± 0,07	—	—
7	7220-253	RGI-213b	23	180–250	3	9,4 ± 0,2	9,3 ± 0,2	422 ± 20	258 ± 20	—	—	2,38 ± 0,17	189 ± 17	—	—		
		RGI-164a		90–180					6	—	—	422 ± 27 796 ± 38	—	—	1,95 ± 0,09	—	—
8	7243-516	RGI-164b	33	90–180	3	11,5 ± 0,3	12,2 ± 0,3	682 ± 32	441 ± 36	—	—	2,65 ± 0,21	226 ± 21	—	—		
		RGI-158a		180–250					3	—	—	587 ± 25 804 ± 35	—	—	2,10 ± 0,10	—	—
9	7243-519	RGI-158b	21	180–250	4	13,9 ± 0,3	16,1 ± 0,3	651 ± 31	473 ± 23	—	—	3,12 ± 0,19	225 ± 16	—	—		
		RGI-159a		90–250					4	—	—	329 ± 9 519 ± 19	—	—	2,11 ± 0,11	—	—
10	7246-115	RGI-159b	20	180–250	6	13,1 ± 0,6	12,4 ± 0,4	674 ± 22	267 ± 39	—	—	3,10 ± 0,18	127 ± 20	—	—		
		RGI-162a		90–180					5	—	—	259 ± 8 443 ± 17	—	—	1,80 ± 0,09	—	—
11	7248-139	RGI-162b	27	90–180	4	10,5 ± 0,3	10,1 ± 0,2	621 ± 29	198 ± 26	—	—	2,50 ± 0,21	110 ± 16	—	—		
		RGI-160a		90–180					3	—	—	343 ± 11 499 ± 18	—	—	2,12 ± 0,09	—	—
12	7251-554	RGI-160b	31	180–250	6	15,3 ± 0,7	15,2 ± 0,5	710 ± 27	264 ± 65	—	—	3,09 ± 0,18	124 ± 31	—	—		
		RGI-163a		180–250					6	—	—	377 ± 32 759 ± 54	—	—	1,76 ± 0,09	—	—
13	7254-144	RGI-163b	26	90–180	3	10,6 ± 0,3	8,9 ± 0,3	593 ± 27	284 ± 37	—	—	2,49 ± 0,20	162 ± 23	—	—		
		RGI-161a		180–250					4	—	—	548 ± 25 939 ± 41	—	—	1,76 ± 0,09	—	—
14	7254-152	RGI-161b	27	180–250	3	11,5 ± 0,3	9,9 ± 0,2	599 ± 28	408 ± 23	—	—	2,78 ± 0,18	231 ± 17	—	—		
		RGI-161b		180–250					3	—	—	650 ± 29	—	—	2,78 ± 0,18	—	319 ± 25

Примечание: Значения возраста pIRIR₂₉₀ скорректированы на величину остаточной дозы — 24 Гр для 1–4, 6, 7 и 50 Гр для 8–14.

Результаты определения возраста радиоуглеродным методом

Полевой номер	Лабораторный номер	Стратиграфическое положение	Материал	¹⁴ C возраст, лет	Калиброванный возраст
7251-163	ЛУ-8989	Солёнинский аллювий aIIsln	Древесина из торфа	≥ 56 640	—
7215-202	ЛУ-8513	Аллювий 2 н.п. террасы a2III3	Растительный детрит	31 040 ± 350	35 000 ± 360
7215-203	ЛУ-8514	Аллювий 2 н.п. террасы a2III3	Растительный детрит	27 690 ± 390	31 700 ± 450
7219-233	ЛУ-8516	Паютинский мариний mIIIрт	Фрагмент древесины	≥ 45 530	≥ 49 210

величины аномального падения при смещении пределов интегрирования вправо по оси времени [29] и результатами собственных исследований. Указанные возрасты хорошо согласуются с датами, полученными по кварцу (полужирный шрифт в табл. 1). Погрешности измеренных величин соответствуют доверительному интервалу 1σ.

Радиоуглеродное датирование. В долинах рек Бол. Хета и Танама было получено четыре новых радиоуглеродных возраста (табл. 2). Для радиоуглеродного анализа из зачищенных стенок обнажений с глубины не менее 0,5 м вручную отбирались растительный детрит, остатки древесины и торф. Радиоуглеродное датирование выполнено в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ по стандартной методике. Измерение радиоуглерода в образце бензола проводили на низкофономом жидкостно-сцинтилляционном спектрометре Quantulus 1220. По результатам измерения скоростей счета образца, фона и стандарта вычислялся радиоуглеродный и календарный возрасты.

Результаты. Новейшие полевые работы и последующий анализ полученных данных позволили установить наличие двух морских разновозрастных толщ, разделенных моренной. Ниже приводится описание опорных разрезов морских формаций, часть из которых предлагается объединить в составной стратотип.

Хетский мариний. Обнажение Холдо (7243 на рис. 2, 3, Б и 4, А) расположено на правом берегу р. Бол. Хета в ее верхнем течении (67° 54' 55,4" с. ш., 83° 27' 17,3" в. д., низовой конец), ниже устья руч. Холдо, вытекающего из одноименного озера (рис. 2, 3, Б и 4, А). Обрыв общей протяженностью 1,3 км обращен на юг, а его высота над урезом воды в реке достигает 35 м. Урез реки расположен на 17 м абс. выс. В обнажении вскрывается коренной борт долины с отметками поверхности водораздела 65–70 м абс. выс.

Основание разреза расположено на 28 м абс. выс. Здесь вскрыты серо-сизые тонкозернистые пески и алевриты со смещенной восходящей рябью течения и мощностью слоев около 1–2 мм. Через метр, вверх по разрезу, нижняя пачка согласно переходит в желто-серые мелкозернистые пески мощностью 2–2,5 м

с редким глиняным гравием и вилообразной фазерной слоистостью (рис. 4, Б). Из этой пачки с отметки 30,3 м абс. выс. получен ОСЛ-возраст 225 ± 16 тыс. лет. С четким неровным контактом, без следов перерывов в осадконакоплении, пески перекрыты серо-сизыми параллельно-слоистыми глинистыми алевритами и мелкозернистыми песками (рис. 4, Б, В). Мощность отдельных слоев изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Контакты между слоями неровные, в песчаных прослоях изредка встречаются остатки фазерной слоистости, вся пачка сильно биотурбирована с многочисленными следами зарывания моллюсков глубиной до 20 см (рис. 4, В, Г). На фоне параллельной слоистости читаются ритмы мощностью до 50 см, включающие серию из десятков чередующихся глинистых и алевритистых слоев. В одной серии большей мощностью обладают глинистые слои, в другой — алевритистые. В пачке содержатся многочисленные створки моллюсков и остатки раковин ракообразных: бореально-арктические виды *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1767), *Balanus* sp., *Mya* sp. (*in situ*); *Ennucula tenuis* (Montagu, 1808), *Astarte borealis* (Schumacher, 1817) (подъемный материал). Местами створки собираются по несколько штук в отдельных «гнездах». В этом же обнажении предшественниками [5] собраны бореально-арктические виды *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Chirona hameri* (Ascanius, 1767), *Cryptonatica affinis* (Gmelin, 1791), *Mya truncata* Linnaeus, 1758 и арктический вид *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), а также характерный *Cyrtodaria jenisseae*.

Пачка глинистых алевритов с остатками фауны слагает большую часть видимого разреза, достигая мощности 20 м. Из нее с абс. отм. 44,3 м получен ОСЛ-возраст 226 ± 21 тыс. лет. Судя по характерным осадочным текстурам и набору фауны, перечисленные пачки формировались в литоральной зоне при незначительном изменении динамических характеристик приливов и отливов. ОСЛ-возраст морской толщи соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7.

Морскую толщу в обнажении Холдо перекрывают с угловым несогласием и эрозионным контактом охристо-серые среднезернистые пески с желобообразной кривой слоистостью при глубине промоин до 10 см, с рассеянными и собранными

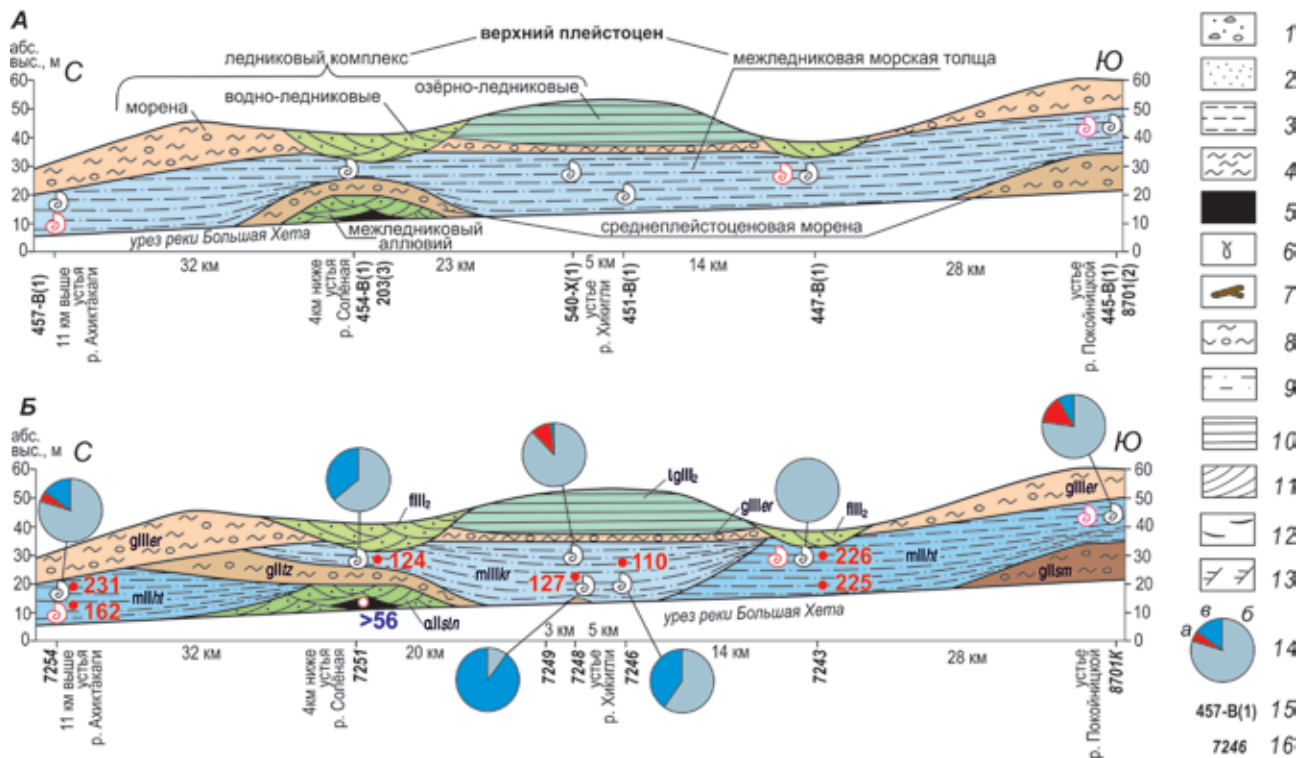


Рис. 3. Схемы соотношений четвертичных образований среднего течения р. Бол. Хета по данным предшественников (А) и настоящей работы (Б)

1–13 – механический состав и текстурные характеристики образований: 1 – галька, гравий, 2 – пески, 3 – алевриты, 4 – глины, 5 – торф, 6 – ихнофоссилии, 7 – обломки древесины, 8 – диамиктон алевритистый, глинистый с валунами и галькой, 9 – алевриты и пески с параллельной слоистостью, 10 – ленточные глины, алеврито-глинистые ритмиты, 11 – косяя слоистость, 12 – флазерная слоистость, 13 – слоистость восходящей ряби течения; 14 – диаграмма количественного соотношения представителей видов малакофауны в объеме пробы: а – бореальных, б – бореально-арктических, в – арктических; 15, 16 – номера точек наблюдения: 15 – цифра в скобках – источник: 1 – [5]; 2 – В. А. Калинин и др., 1980; 3 – А. С. Лавров и др., 1983, 16 – вынесенные на карту на рис. 2. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2

в линзы галькой и гравием, с линзами глинистых алевритов – продуктом периодического заиления. Пески интерпретированы нами как гляциофлювиал второй ступени верхнего неоплейстоцена.

Обнажение Ахиктакаги (7254 на рис. 2 и 3, Б) расположено на правом берегу р. Бол. Хета в низовой части рассматриваемого участка (68°28'15,3" с. ш., 83°06'56,0" в. д., низовой конец) в 11 км выше по течению от устья ее левого притока р. Ахиктакаги. Общая протяженность обнажения юго-западной экспозиции 900 м, относительная высота от 16 до 27 м выше уреза воды в реке, который находится на отметке 6 м абс. выс. В данном месте река прорезает возвышенность с характерным холмисто-западным рельефом и отметками до 124 м абс. выс.

В нескольких расчистках здесь вскрыты сизо-серые или серые с охристым оттенком параллельно переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты видимой мощностью 7 м от основания нижней расчистки на 14 м абс. выс. до кровли на высоте 21 м абс. выс. Мощность каждого прослоя от 1 до 10 см. Контакты между прослоями четкие лишь местами. Тем не менее их выдержанность можно проследить по простиранью минимум на несколько десятков

метров. Первичные осадочные текстуры практически полностью уничтожены биотурбациями. Четко различить можно лишь желобообразные врезы глубиной до 5 см в кровле алевритистых прослоев, заполненные светло-серыми песками (рис. 5, А). Эти хаотично располагающиеся по разрезу врезы на фоне выдержанного по простиранью параллельного переслаивания позволяют предположить, что пески и алевриты формировались в приливно-отливной зоне. Отдельно выделяются ходы зарывания моллюсков и бесконечные следы илоедов. По всему разрезу рассеяны створки раковин моллюсков, местоположение которых нередко отмечено сильным ожелезнением. Среди них определены непосредственно из разреза: бореально-арктические *Astarte montagui*, *Astarte elliptica* (Brown, 1827), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Mya pseudoarenaria* Schlessch, 1931, *Amauropsis islandica* (Gmelin, 1791), *Hiatella arctica*, *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Axinopsida orbiculata* (G. O. Sars, 1878), *Yoldiella lenticula* (Møller, 1842), *Solariella obscura* (Couthouy, 1838), *Boreocingula castanea* (Møller, 1842) и арктические *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Serripes groenlandicus*, *Cylichnoides validus* (Leche, 1878) и *Laona quadrata* (S. Wood, 1839).

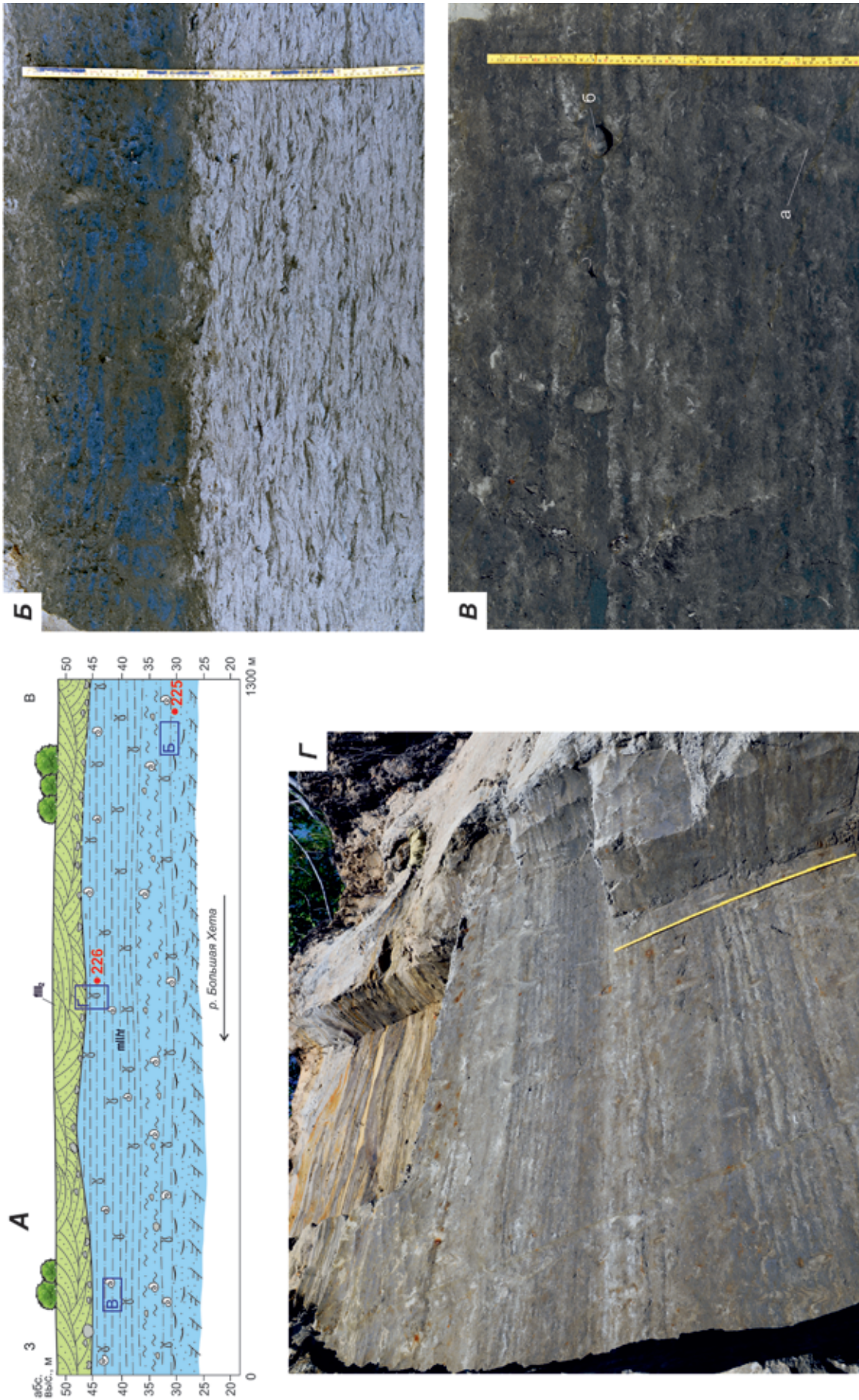


Рис. 4. Обнажение Холдо (7243 на рис. 2, 3, Б)

А – схема. Объекты съемки отмечены синими прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3; Б – мелкозернистые пески с редким глиняным гравием и вилообразной флазерной слоистостью; В – параллельно-слоистые глинистые алевриты и мелкозернистые пески со следами зарывания моллюсков (а), створками раковин и дробстоуном (б); Г – ритмы параллельно-слоистых глинистых алевритов и мелкозернистых песков мощностью до 50 см

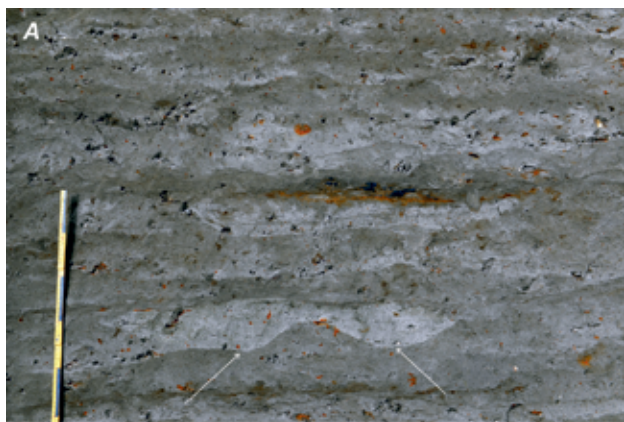


Рис. 5. Обнажение Ахиктакаги (7254 на рис. 2 и 3, Б)

А – параллельно переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты с многочисленными биотурбациями, створками моллюсков и желобообразными врезами глубиной до 5 см в кровле алевритистых прослоев, заполненные светло-серыми песками (показаны белыми стрелками); **Б** – морские пески, перекрытые глинисто-алевритистым диамиктоном основной морены. Граница отмечена штриховой линией. Четырехугольниками обозначены местоположения фотографий **А** и **В**; **В** – полосчатая ассимиляционная морена на контакте диамиктона и песков с глиняным гравием, кусочками перетертого диамиктона и мелкими обломками раздробленных створок из подстилающих песков

На нерасчищенном склоне и бечевнике собраны бореальный вид *Cyrtodaria siliqua* и бореально-арктические виды *Mya truncata*, *Plicifusus kroeyeri* (Møller, 1842), *Admete viridula* (Fabricius, 1780), *Musculus niger* (J. E. Gray, 1824), *Cryptonatica affinis*, *Curtitoma tenuicostata* (G. O. Sars, 1878), *Balanus* sp., *Solariella obscura*, *Neptunea* sp., *Ariadnaria borealis* (Broderip & G. B. Sowerby I, 1829), *Buccinum terraenovae* Mörch, 1869, арктический вид *Euspira tenuistriata* (Dautzenberg & H. Fischer, 1911), а также *Cyrtodaria jenisseae*.

Из морских песков получены две ОСЛ-даты 162 ± 23 и 231 ± 17 тыс. лет с отметок 15 и 16,2 м абс. выс. соответственно.

Параллельно переслаивающиеся пески и алевриты на абсолютной высоте 21 м перекрыты сизо-коричневым глинисто-алевритистым диамиктоном с полосчатой, местами массивной, текстурой и рассеянными галькой и щебнем (рис. 5, **Б**). На контакте песков и диамиктона находится переходный слой мощностью до 0,4 м с тонкими (от миллиметра до 1 см) волнистыми прерывистыми полосами, большим количеством глинистого гравия, кусочками перетертого диамиктона и мелкими обломками раздробленных створок из подстилающих песков (рис. 5, **В**). Видимая мощность диамиктона около 2 м. Состав, структура, характерный облик подошвы диамиктона и гляциокарстовый рельеф окружающих пространств позволяют утверждать ледниковое происхождение пород верхней части разреза. Переходный слой в подошве диамиктона представляет собой

ассимиляционную морену, образовавшуюся в результате интеграции морских песков и ледникового льда.

ОСЛ-возраст морской толщи в обнажении Ахиктакаги, с учетом погрешности измерений, близок к таковому в обнажении Холдо и соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. По совокупности геологических и геоморфологических признаков перекрывающая морена относится нами к верхнему неоплейстоцену.

Обнажение 8701К. Мариний, аналогичный по своему положению в разрезе и палеонтологической характеристике описанному в обнажениях Холдо и Ахиктакаги, изучен В. В. Комаровым на левом берегу р. Покойницкая, левого притока р. Бол. Хета, чуть выше устья (разрез 8701К на рис. 2 и 3, **Б**, $67^{\circ}41'00,4''$ с. ш., $83^{\circ}46'59,0''$ в. д.) (В. А. Калинин и др., 1980).

Основание разреза сложено серым алевритопесчаным диамиктоном с галькой и валунами преимущественно траппового состава и видимой мощностью до 12 м. В диамиктоне наблюдаются многочисленные ксенокласты мелкозернистых песков с обломками раковин морских моллюсков. В. В. Комаров называл этот диамиктон среднеплейстоценовой бахтинской мореной, выходящей на поверхность и слагающей холмы и гряды южнее 66° с. ш. А. А. Земцов [10] такие «суглинистые» отложения с валунно-галечным материалом и фауной морских моллюсков плохой сохранности в основании разрезов рек Русской

и Бол. Хеты именовал ледниково-морскими отложениями тазовско-санчуговской свиты. Мы относим эти образования к самаровской морене четвертой ступени среднего неоплейстоцена.

На размытой кровле морены залегает семнадцатиметровая песчано-алевритовая толща. Текстуры представлены параллельной и крестной слоистостью. Прослои алеврита содержат растительный детрит. В песках встречаются обломки и целые раковины морских моллюсков, среди которых определены бореальные виды *Arctica islandica*, *Mytilus edulis*, *Limecola balthica*, бореально-арктические *Ciliatocardium ciliatum*, *Astarte borealis*, *Astarte montagui*, *Mya truncata*, *Cryptonatica affinis*, *Euspira pallida* (Broderip & Sowerby, 1829), *Buccinum hydrophanum* Hancock, 1846, а также *Cyrtodaria jensiseae* [5]. В. В. Комаров относил эти морские отложения к верхнеплейстоценовой казанцевской свите (В. А. Калинин и др., 1980). Благодаря присутствию *Cyrtodaria jensiseae* и общему положению в разрезе, мы коррелируем морскую толщу в устье р. Покойническая с маринием в обнажениях Холдо и Ахиктакаги.

Венчается разрез темно-серым глинистым диамиктоном верхнеплейстоценовой ермаковской морены с редкой галькой и валунами преимущественно траппового состава мощностью до 4 м.

Каргинский мариний. Обнажения Хикигли (7246, 7248 и 7249 на рис. 2, 3, Б и 6, А) расположены на обоих берегах р. Бол. Хета в 6 км вверх по течению и в 2 и 3 км вниз по течению от устья левого притока р. Хикигли соответственно. Наиболее представительно обнажение 7248 (67° 58' 22,5" с. ш., 83° 06' 29,8" в. д., верховой конец), остальные лишь дополняют его в деталях строения отдельных толщ. Обрыв протяженностью 1,3 км обращен на юго-восток и вскрывает возвышенность с отметками до 86 м абс. выс. Высота обрыва над рекой достигает 54 м в его верховой части и опускается до 42 м в низовой. Урез воды в реке находится на высоте 14 м выше уровня моря.

В основании разреза в интервале от 17 до 18 м абс. выс. вскрыты охристо-серые тонкозернистые пески без видимых водно-осадочных текстур. В них присутствуют редкие тонкие (первые миллиметры) изогнутые и прерывистые (2–20 см) слойки серых мелкозернистых песков, местами разорванных миллиметровыми сбросами. Верхний контакт песков четкий с карманом глубиной 20 см, в который проваливаются алевритистые глины вышележащей морской толщи. Из-за небольшого по площади выхода песков, вскрытых в шурфе, их генезис установить проблематично. Быть может, это субаэральные образования, нарушенные криогенными процессами, или песчаная часть нижележащей морены. Так или иначе эти пески залегают в основании разреза у р. Хикигли и не относятся к морским образованиям.

Перекрываются пески сизо-коричневыми плотными алевритистыми глинами с прослоями (до 6 см) серых мелкозернистых

тонко-параллельно-слоистых песков (рис. 6, Б). Прослои не выдержаны по простиранию, их длина не превышает нескольких метров. В глинах рассеяны многочисленные створки моллюсков. Контакты песчаных слоев с вмещающими алевроглинами нарушены биотурбациями. Мощность алевроглин около 4 м.

На 22 м абс. выс. алевритистые глины переходят в мелкозернистые пески с прослоями алевритистых глин и алевритов от нескольких миллиметров до 20 см мощностью. Переход от нижней пачки алевроглин к песчаной пачке постепенный. Песчаные прослои вверх по разрезу становятся более мощными и вместо подчиненного значения приобретают доминирующее. Цвет у песков серый и светло-серый, а у тонкозернистых прослоев — сизо-коричневый или серо-сизый. Слоистость параллельная, волнистая, флазерная и мелко-масштабная косая желобообразная (рис. 6, В, Г). Глубина желобов редко превышает несколько сантиметров, а поперечник — первые десятки сантиметров. Многие крупные флазеры сложены мелким растительным детритом. Многочисленны рассеянные створки моллюсков. Изредка в разрезе встречаются прослои в несколько сантиметров мощностью с пологонаклонной параллельной слоистостью и глиняным гравием из подстилающих или уже размытых прослоев.

Вся песчаная пачка испещрена следами жизнедеятельности морских организмов — следами зарывания, ходами и т. п. Их глубина, поперечное сечение, форма и положение в пространстве очень разнообразны, а размеры редко превышают первые сантиметры. Нам удалось запечатлеть уникальный объект — отпрепарированные ветром ихнофоссилии в рыхлых мелко- и тонкозернистых осадках (рис. 6, Д, Е). По заключению П. А. Безносова (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), комплекс ихнофоссилий содержит *Psilonichnus* isp., *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp., cf. *Spirophyton (Zoophycos)* isp., cf. *Thalassinoides* isp. и в целом характеризует псилоихновую и сколитовую ихнофауны.

Непосредственно из разреза среди моллюсков определены бореальный *Limecola balthica*, бореально-арктические *Astarte montagui*, *Astarte arctica* (Gray, 1824), *Astarte crenata* (Gray, 1824), *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Lyonsia arenosa* (Møller, 1842), *Musculus discors* (Linnaeus, 1767), *Amauropsis islandica*, *Ennucula tenuis*, *Axinopsida orbiculata*, *Frigidoalvania cruenta* (Odhner, 1915), арктические *Portlandia arctica*, *Colus sabini* (Gray, 1824), *Obesotoma starobogatovi* Bogdanov, 1990, *Cylichnoides scalptus* (Reeve, 1855), *Cylichnoides densistriatus* (Leche, 1878), *Bathyarca glacialis* (Gray, 1824).

Из подъемного материала — бореальный вид *Cyrtodaria siliqua*, арктические виды *Colus sabini*, *Cyrtodaria kurriana* Dunker, 1861.

Характер осадочных текстур, их сочетаний и пространственных взаимоотношений свидетельствует о приливно-отливных условиях формирования песчаной пачки. Любопытно, что аналогичные выводы об обстановке осадконакопления

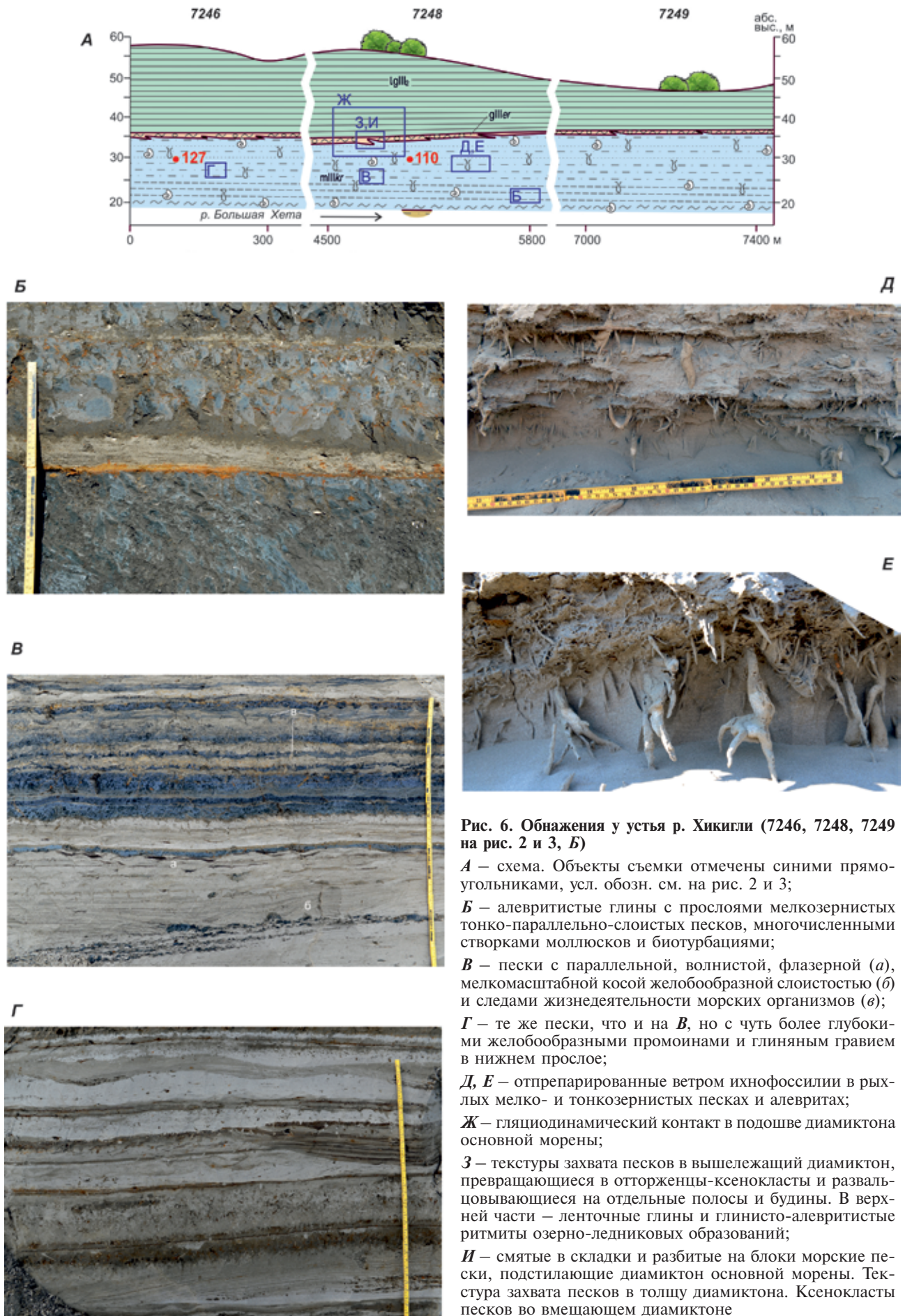


Рис. 6. Обнажения у устья р. Хикигли (7246, 7248, 7249 на рис. 2 и 3, Б)

А – схема. Объекты съемки отмечены синими прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3;

Б – алевроитистые глины с прослоями мелкозернистых тонко-параллельно-слоистых песков, многочисленными створками моллюсков и биотурбациями;

В – пески с параллельной, волнистой, флазерной (а), мелкомасштабной косой желобообразной слоистостью (б) и следами жизнедеятельности морских организмов (в);

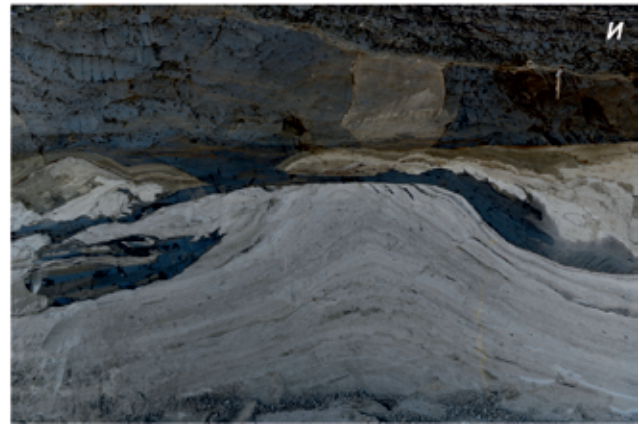
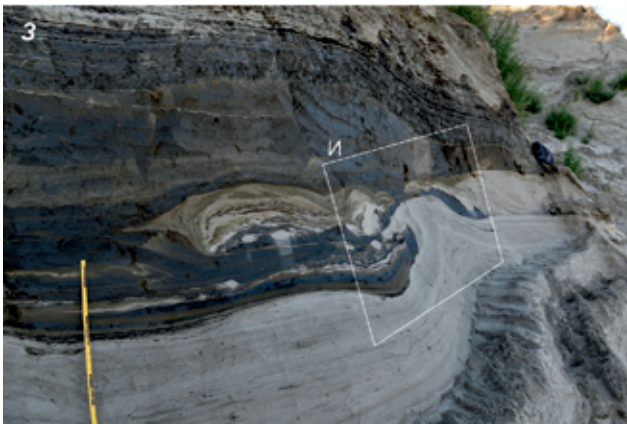
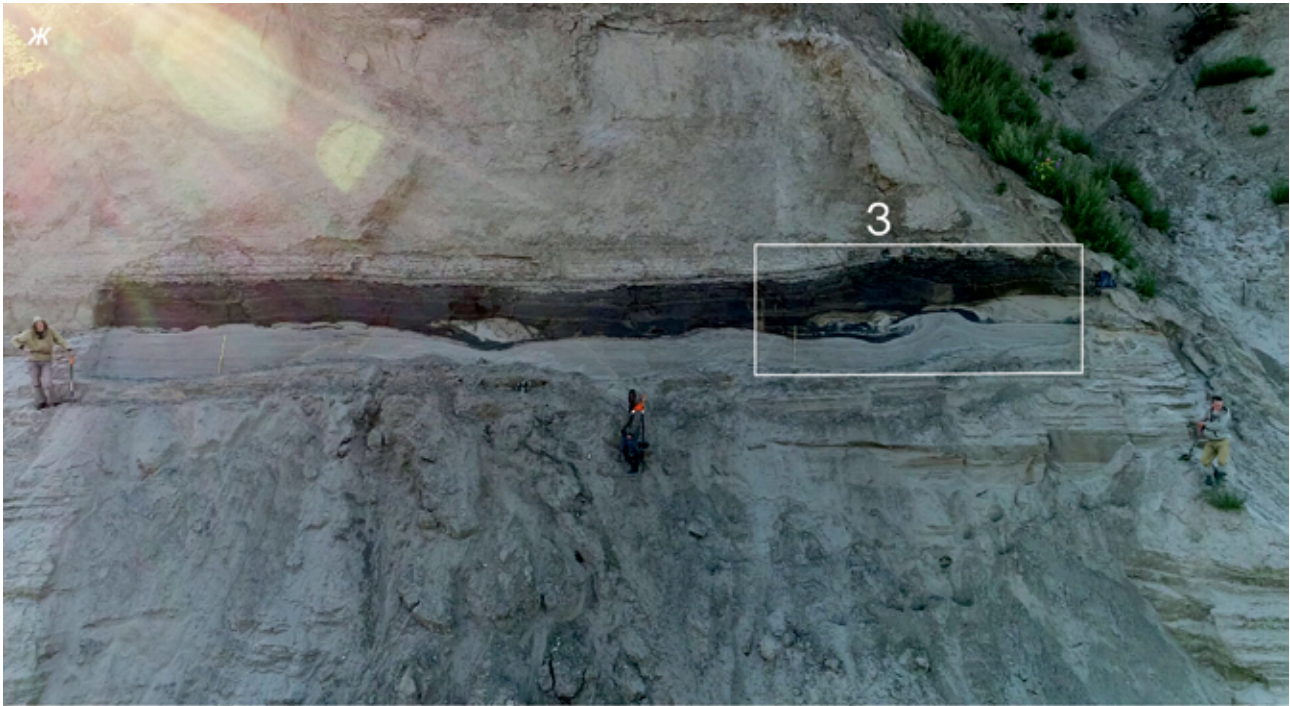
Г – те же пески, что и на **В**, но с чуть более глубокими желобообразными промоинами и глиняным гравием в нижнем прослое;

Д, Е – отпрепарированные ветром ихнофоссилии в рыхлых мелко- и тонкозернистых песках и алевроитах;

Ж – гляциодинамический контакт в подошве диамиктона основной морены;

З – текстуры захвата песков в вышележащий диамиктон, превращающиеся в отторженцы-ксенокласты и развальцовывающиеся на отдельные полосы и будины. В верхней части – ленточные глины и глинисто-алевритистые ритмиты озерно-ледниковых образований;

И – смятые в складки и разбитые на блоки морские пески, подстилающие диамиктон основной морены. Текстура захвата песков в толщу диамиктона. Ксенокласты песков во вмещающем диамиктоне



следуют и из анализа комплекса ихнофоссилий. Глинистая фация в основании разреза, вероятно, более глубоководная, а вскрытая последовательность отражает регрессивный характер видимой части морской толщи.

Из песчаной пачки получены две ОСЛ-даты 127 ± 20 и 110 ± 16 тыс. лет, что, учитывая характер взаимоотношений всей морской толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями вместе с палеонтологической характеристикой, позволяет отнести ее к первой ступени верхнего звена неоплейстоцена и коррелировать с межледниковым каргинским маринием. Ранее, в стратотипе у мыса Каргинский в низовьях Енисея, было получено шесть ОСЛ-возрастов от 117 до 97 тыс. лет [6; 27], четыре ИК-ОСЛ-возраста в интервале 119,7–93,5 тыс. лет и одна ЭПР-дата $94,2 \pm 7,8$ тыс. лет [7].

На абсолютной высоте 31 м морская толща с резким угловым несогласием перекрыта сизокоричневым песчано-алевритистым диамиктоном

мощностью до 0,8 м. В подошве диамиктона многочисленны текстуры захвата подстилающих песков в виде внедряющихся в вышележащую толщу опрокинутых и лежачих складок волочения, диапиров и пламевидных текстур (рис. 6, Ж, З). Внутри диамиктона текстуры захвата распадаются на отдельные ксенокласты-отторженцы песков во вмещающей породе, развальцовываются на линзы и прерывистые полосы, растаскиваются с образованием будин. В песчаных ксенокластах и вдоль всего контакта в зоне тектонического меланжа наблюдаются многочисленные надвиги (рис. 6, И), раздробленные кусочки глин и створок моллюсков (рис. 6, З), смятые в мелкие складки рыхлые породы.

Перечисленные детали свидетельствуют о гляциотектонической природе контакта, а мало-мощный диамиктон – не что иное, как верхне-неоплейстоценовая основная морена. Важно, что все пликативные и дизъюнктивные нарушения, а также иные дирекционные структуры вдоль

подошвы имеют одинаковую ориентировку. Они расположены в субгоризонтальной зоне перпендикулярно к склону обрыва и направлены с востока-северо-востока на запад-юго-запад. Свой экзарационный характер и геометрию деформаций подошва морены сохраняет во всех трех обнажениях 7246, 7248 и 7249 (рис. 2, 3, Б и 6, А) на протяжении более 7 км вдоль реки, примерно на одной абсолютной высоте около 30 м и вне зависимости от экспозиции склонов. На диамиктоне основной морены закономерно располагаются ленточные глины и алевро-глинистые ритмиты приледникового водоема видимой мощностью до 8 м (рис. 6, 3). Они согласно перекрывают диамиктон, а масштабные деформации вдоль экзарационной подошвы древнего ледника менее чем в метре под ними никак не отражаются на нормальном залегании гляциолимния.

Обнажение у р. Солёная (7251 на рис. 2, 3, Б и 7, А) расположено на правом берегу р. Бол. Хета, в 4 км ниже по течению от устья правого притока р. Солёная ($68^{\circ}11'37,2''$ с. ш., $83^{\circ}13'56,8''$ в. д., низовой конец). Обрыв протяженностью 1,2 км обращен практически целиком на юг и вскрывает толщи, которые слагают окружающую равнину с отметками от 60 до 80 м абс. выс. Высота обрыва над рекой 32–35 м. Урез воды в реке находится на высоте 12 м выше уровня моря.

В основании разреза залегают среднезернистые светло-серые и белесые пески с крупномасштабной плоскостной и желобообразной косою слоистостью. Мощность отдельных серий варьирует от 0,1 до 0,5 м. Местами в основании той или иной серии встречаются желобообразные промоины второго порядка глубиной в первые сантиметры. В основании толщи вдоль всего обнажения встречаются крупные остатки стволов ели и куски торфа, который был практически полностью размыт при формировании песков. Автохтонная часть торфяника сохранилась в 650 м выше по течению от низового конца обнажения. Здесь был расчищен блок до 3 м в поперечнике и 0,6 м мощностью (рис. 7, Б). Торф переуплотненный с тонкими (до 1 см) прослоями сизого алевролита. Кровля торфа находится на 16 м абс. выс. Под торфом вскрыто несколько десятков сантиметров сизо-серых алевролитов, которые являются нижним элементом разреза. Общая мощность косослоистых песков достигает 8 м. Сочетания осадочных текстур позволяют предполагать, что пески — стрежневая фация русловой аллювия. Радиоуглеродный возраст торфа ожидаемо оказался за пределами и составил $\geq 56\ 640$ тыс. лет. Это единственный известный выход среднеплейстоценового торфяника в арктической части Западной Сибири.

На абсолютной высоте 24 м с резким угловым несогласием аллювиальные пески перекрыты охристо- и сизо-коричневым песчано-алевритистым диамиктоном с рассеянными галькой, валунами и песчаными ксенокластами (рис. 7, В). В подошве диамиктона — выраженная

ассимиляционная зона гляциодинамического контакта (рис. 7, Г) мощностью 0,4 м. Эта зона с текстурами захвата и складками волочения в основании насыщена подстилающими песками, разбитыми и развальцованными на прерывистые параллельные полосы — результат послойно-пластичного движения мореносодержащего льда. В центральной части диамиктовой толщи вскрыт крупный песчаный ксенокласт размером более 3 м по длинной оси. Этот отторженец сферoidalной формы состоит из разбитых на блоки и смятых в складки песков с остатками первичных осадочных текстур. Примечательно, что на контакте с ксенокластом во вмещающем диамиктоне видны «складки по квадрантам» (quarter folds) (рис. 7, Д), аналогичные таковым в динамометаморфических милонитах [30]. Эти складки располагаются на противоположных сторонах ксенокласта и образовались при вращении блока песков в теле ледника в зоне больших давлений из-за разницы скоростей послойно-пластического течения. Нижние слои, испытывающие большее трение, двигались медленнее, чем верхние. Все вышеуказанное не оставляет сомнений в ледниковой природе диамиктона.

Диамиктон мощностью до 5 м на 29 м абс. выс. с угловым несогласием перекрыт сизо-серо-коричневыми глинистыми алевролитами с большим количеством рассеянных створок моллюсков. На фоне массивного оскольчатого алевролита по всему разрезу прослеживаются прерывистые прослой серого мелкозернистого песка мощностью в первые миллиметры с тонкой параллельной слоистостью и ходами зарывания, протыкающими вмещающий алевролит (рис. 7, Е). Вверх по разрезу алевролиты постепенно, за счет увеличения мощности песчаных прослоев, переходят в сизо-серые пески с лингоидной и параллельной слоистостью, с прослоями серо-сизых алевролитов мощностью первые сантиметры. Из песков получен ОСЛ-возраст 124 ± 31 тыс. лет. В низовой части обнажения алевролиты с внутриформационным несогласием переходят в параллельно переслаивающиеся пески и алевролиты с желобообразной косою слоистостью в основании.

Непосредственно из разреза алевролитистой фации морской толщи определены бореально-арктические виды *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Lyonsia arenosa*, *Astarte montagui*, *Axinopsida orbiculata* и арктические виды *Portlandia arctica*, *Cylichnoides densistriatus*, *Obesotoma starobogatovi*.

Танама. В расположенной к северу долине р. Танама наблюдается ситуация, аналогичная той, что описана для р. Бол. Хета. Основание видимого разреза сложено глинистыми алевролитами и песками морской толщи с остатками *Cyrtodaria jenisseae* и ОСЛ-возрастом 189 ± 17 , 182 ± 44 и 167 ± 22 тыс. лет (рис. 8, обн. 7220). В районе ур. Оленьи рога, где р. Танама делает поворот и меняет направление своего течения с северного на южное, на морские пески надвинут блок верхнемеловых алевролитов и глин мощностью не менее 60 м и площадью более 100 км² [6].

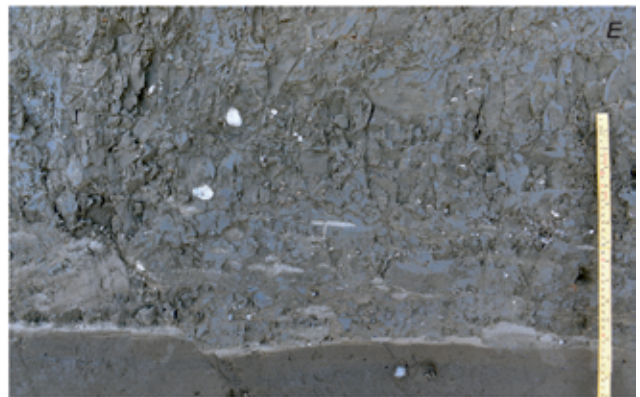
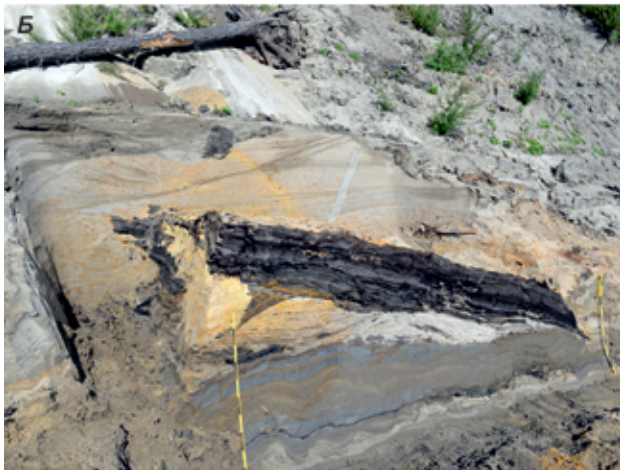
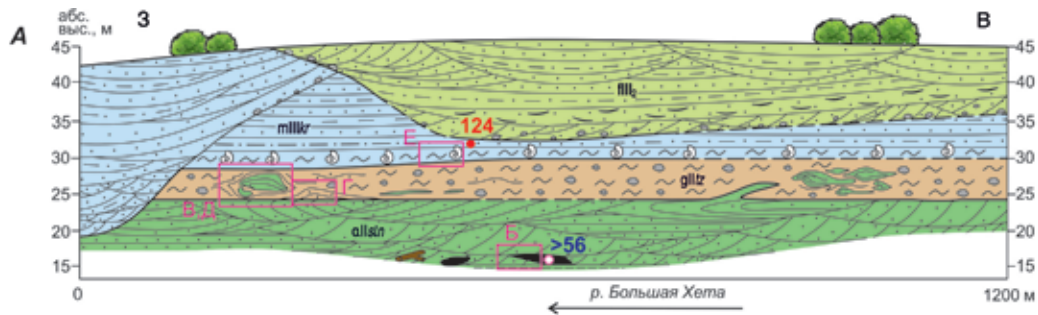


Рис. 7. Обнажение у устья р. Солёная (7251 на рис. 2 и 3, Б)

А – схема. Объекты съемки отмечены красными прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3;

Б – блок среднеплейстоценового торфа в основании аллювиальной толщи;

В – светло-серые аллювиальные пески основания разреза рядом с лопатой и человеком. Перекрывающий их сизо-коричневый диамиктон основной морены с полосчатой текстурой, редкими гальками, валунами и песчаным отторженцем сфероидальной формы. В верхней части фотографии – серо-сизые глинистые алеувриты с большим количеством створок моллюсков;

Г – ассимиляционная зона гляциодинамического контакта между аллювиальными песками и диамиктоном основной морены;

Д – песчаный отторженец-ксенокласт сфероидальной формы. В правой и левой частях фотографии, у вытянутых кончиков ксенокласта, во вмещающем диамиктоне видны «складки по квадрантам» (показаны белыми стрелками). Эти треугольной формы складки свидетельствуют о вращении отторженца по часовой стрелке в теле насыщенного обломочным материалом ледникового льда;

Е – подошва глинистого алеуврита с рассеянными створками моллюсков и прерывистыми прослойками мелкозернистого песка

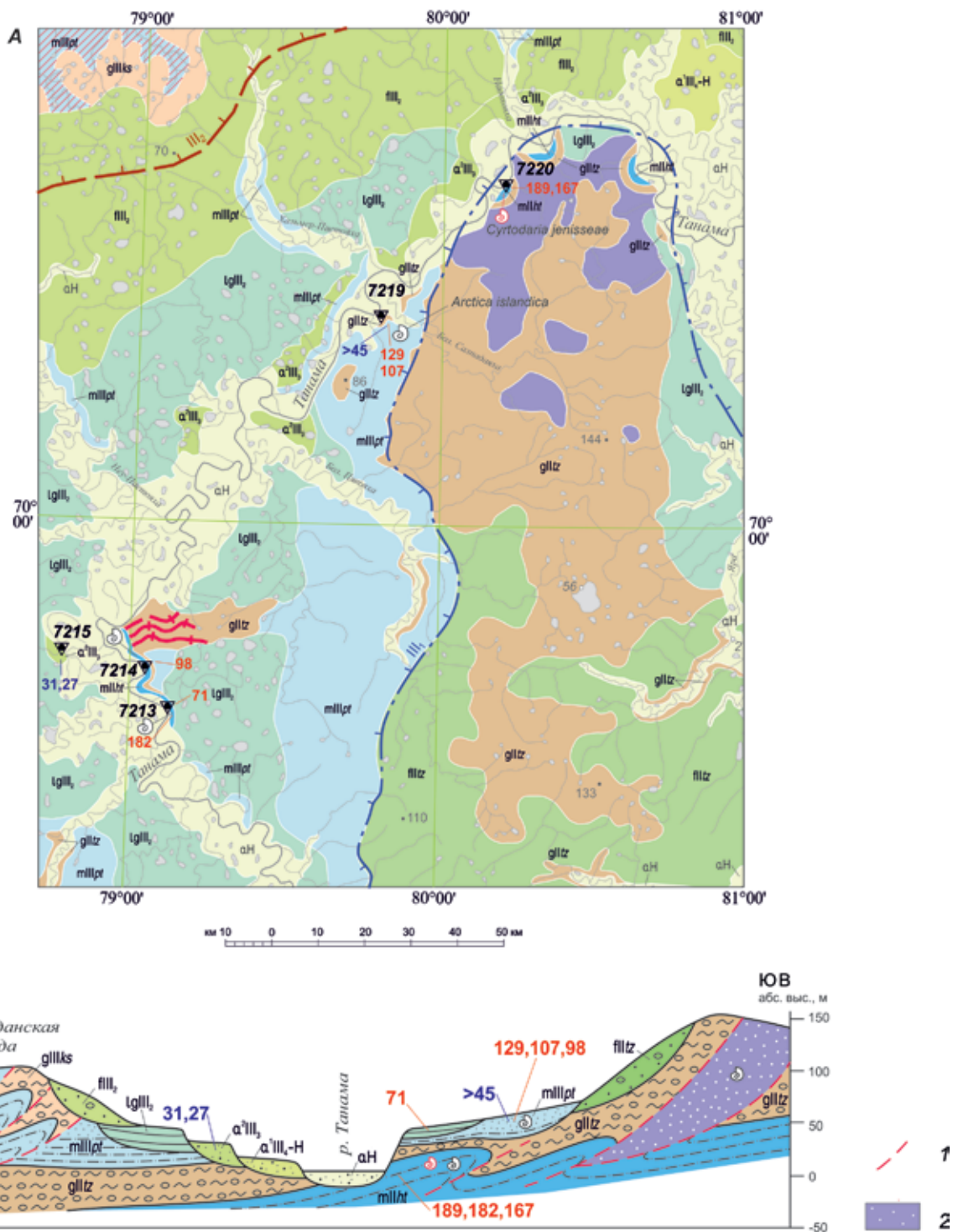


Рис. 8. Карта (А) и схема соотношений (Б) четвертичных образований района среднего течения р. Танама
 1 – разрывные гляциотектонические нарушения; 2 – отторженец меловых стратифицированных пород. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2 и 3

В остальных обнажениях морская толща среднего неоплейстоцена перекрыта диамиктоном основной морены тазовского оледенения.

В породы среднеплейстоценового ледникового комплекса вложены морские пески и алевриты с многочисленными остатками *Arctica islandica* – характерного тепловодного моллюска, с ОСЛ-возрастом 129 ± 12 , 107 ± 8 и 98 ± 17 тыс. лет

и запредельной ^{14}C датой $\geq 45,53$ тыс. лет (рис. 8, обн. 7214 и 7219). Пески и алевриты слагают выдержанную в рельефе террасу с отметками 60–70 м абс. выс. и коррелируются с паутинским маринием, стратотип которого расположен южнее, на побережье Тазовской губы [17]. В паутинский мариний бас. р. Танама вложены озерно-ледниковые ритмиты и ленточные глины

с ОСЛ-возрастом 71 ± 15 тыс. лет, а в них аллювий второй надпойменной террасы с радиоуглеродным возрастом $31,0 \pm 0,4$ и $27,7 \pm 0,4$ тыс. лет.

Обсуждение результатов. Представленные данные позволяют констатировать наличие двух разновозрастных морских толщ в обнажениях долин рек Бол. Хета и Танама (рис. 3, Б и 8). Нижняя из них названа хетским маринием вслед за хетскими слоями В. С. Волковой [5] без изменения объема выделяемого подразделения с составным стратотипом в обнажениях Ахиктакаги, Холдо и 8701К (рис. 2). Подошва хетского мариния большей частью скрывается ниже уреза воды в реке, но в южной части района, у устья р. Покойницкая, она поднимается до отметок около 35 м абс. выс. Кровля везде размыта либо эродирована ледником, и самая верхняя часть разреза сохранилась в обн. Холдо на абсолютной высоте чуть менее 50 м. Здесь можно наблюдать фациальные изменения, свидетельствующие о регрессивном характере разреза. Большая его часть сложена песчаными образованиями литорали, которые удивительно выдержаны и сохраняют основные структурно-текстурные признаки как минимум на расстоянии в 65 км между обн. Холдо и Ахиктакаги. При этом пески хетского мариния резко отличаются от песков в серии обнажений у р. Хикигли, где вскрыта вышележащая морская толща. Характерной чертой хетского мариния является присутствие в нем бореальных видов моллюсков и вымершего вида *Cyrtodaria jenisseae* (рис. 1, Б), который не встречается в каргинских и паютинских отложениях.

Четыре из шести ОСЛ-возрастов, полученных из песков и алевроитов хетского мариния по зернам кварца, соответствуют МИС 7. Достоверность этих дат подтверждается сходством с результатами по зернам полевых шпатов протокола IR₅₀ (табл. 1). Опираясь на это, можно предполагать, что возрасты 167 ± 22 и 162 ± 23 тыс. лет несколько омоложены и календарный возраст образцов, по которым они получены, близок к 196 ± 16 и 210 ± 23 тыс. лет соответственно (возраст по IR₅₀ в табл. 1). Таким образом, полученные геохронометрические данные подтверждают формирование хетского мариния во время средне-неоплейстоценовой бореальной трансгрессии.

Каргинский мариний обладает локальным распространением в бас. р. Бол. Хета и формировался здесь, вероятно, в заливе, вдающемся глубоко в сушу с северо-востока (рис. 2). Подошва мариния и мелководные фации отмечены на 30 м абс. выс. в обнажении у р. Солёная (рис. 3, Б и 7, А). К югу основание толщи опускается ниже уреза воды в реке, но, вероятно, не сильно, так как в районе устья р. Хикигли видимый разрез начинается все с той же глинисто-алевритистой фации, что и над подошвой у р. Солёная. Кровля каргинского мариния в долине р. Бол. Хета эродирована, и видимая мощность толщи составляет чуть более 20 м. В противовес этому в бас. р. Танама одновозрастный паютинский

мариний формирует ярко выраженную в рельефе террасу, высота которой выдержана и прослеживается без изменений от Тазовской губы [17] до бас. р. Агапа на западе Таймырской низменности, составляя 60–70 м абс. выс.

Разброс значений ОСЛ-возраста по зернам кварца из песков каргинского и паютинского мариния на реках Бол. Хета и Танама относительно велик — от 129 ± 12 до 98 ± 17 тыс. лет. Одна из возможных причин — недостаточное количество навесок (аликвот) по отдельным образцам и слабая статистика в пределах конкретных разрезов. Тем не менее сходимость ОСЛ-возрастов по кварцу и полевым шпатам (протоколы SAR и IR₅₀ в табл. 1) образцов из разных разрезов (7246-115, 7248-139 и 7251-554) позволяет уверенно сопоставлять возраст каргинского и паютинского мариния с МИС 5е и первой ступенью верхнего неоплейстоцена.

Выводы. В бассейнах рек Бол. Хета и Танама в основании естественных выходов плейстоценовых пород вскрываются морские пески с прослоями алевроитов и бореальной малакофауной, названные хетским маринием (рис. 2, 3, 8). Его возраст соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. Характерным видом для данной толщи является вымерший моллюск *Cyrtodaria jenisseae*, который не встречается в верхнеплейстоценовых образованиях региона. Хетский мариний повсюду перекрыт породами ледникового комплекса среднего или верхнего неоплейстоцена либо вышележащим верхне-неоплейстоценовым маринием.

Примерно на одних и тех же гипсометрических отметках вместе с хетским маринием вскрывается морская толща первой ступени верхнего неоплейстоцена, коррелируемая с каргинским маринием в бас. р. Бол. Хета и паютинским маринием в бас. р. Танама (рис. 2, 3, 8). ОСЛ-возраст каргинского и паютинского мариния соответствует МИС 5е. Характерным видом для этих толщ служит *Arctica islandica* — тепловодный моллюск, вопреки ожиданиям редко встречающийся в разрезах арктической части Западной Сибири. В бас. р. Бол. Хета каргинский мариний перекрыт верхне-неоплейстоценовой мореной ермаковского оледенения.

В бас. р. Танама паютинский мариний формирует террасу 60–70 м абс. выс., которая вложена в породы средне-неоплейстоценового ледникового комплекса и обрамляет их с запада. В мариний в свою очередь вложены озерно-ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена, слагающие террасу на отметках около 40 м абс. выс. Все вместе они перекрыты плащом гляциофлювиала, который спускается с Гыданской гряды на юго-восток и протягивается сплошным шлейфом от Тазовской губы до Енисея. Перечисленные обстоятельства позволяют сделать вывод о том, что бас. р. Танама оставался свободным от ледникового покрова на протяжении всего позднего неоплейстоцена.

Необходимо отметить, что все рассмотренные морские образования содержат признаки седиментации в водной среде, как бы они ни были изменены биотурбациями или иными постседиментационными процессами. Иными словами, в них всегда можно найти более или менее выраженные водноосадочные текстуры, которых лишены морены. Опираясь на более чем двадцатилетний опыт работы в арктической Сибири, это наблюдение можно распространить на все разрезы и признать главным критерием отличия морских плейстоценовых отложений от ледниковых.

Авторы благодарны Х. А. Арсланову, Ф. Е. Максимова и А. Ю. Петрову (СПбГУ) за радиоуглеродное датирование, И. В. Тимофеевой за помощь в ОСЛ-датировании, Д. В. Пушке, Д. А. Михайлову, В. М. Николаенко, А. В. Воробьевой, Т. Э. Багдасарян и К. С. Якимовой за помощь в полевых работах, Е. М. Чабан за определение моллюсков подкласса Heterobranchia. Изучение фауны в Зоологическом институте РАН производилось в рамках гос. задания № АААА-А19-119020690072-9.

1. Архипов С. А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 95 с.
2. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 11. – С. 1207–1220.
3. Астахов В. И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 1. – С. 63–66.
4. Астахов В. И., Назаров Д. В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.
5. Волкова В. С. Отложения бореальной трансгрессии района рек Большой и Малой Хеты (левые притоки Енисея) // Доклады первичной организации научно-технического Горного об-ва. Вып. 1. – Л.: ВСЕГЕИ, 1958. – С. 43–49.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Карта четвертичных образований. Лист R-44 – Гыданский п-ов / авт.: Д. В. Назаров, Д. В. Пушка, О. А. Никольская, А. В. Герасичева. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
7. Гусев Е. А. Отложения казанцевской трансгрессии (Мис 5) Енисейского севера / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, И. Д. Стрелецкая, А. А. Васильев, Н. Ю. Аникина, С. А. Бондаренко, Л. Г. Деревянко, Н. В. Куприянова, Ф. Е. Максимов, Е. И. Полякова, З. В. Пушина, Г. В. Степанова, Г. Е. Облогов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 4. – С. 743–757.
8. Гусев Е. А. Неоплейстоцен-голоценовые моллюски Енисейского севера / Е. А. Гусев, А. В. Крылов, А. Ю. Воронков, М. Ю. Никитин // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – 2012. – Т. 223. – С. 75–85 (Тр. ВНИИОкеангеология; вып. 8).
9. Гусев Е. А. Опорные разрезы второй половины среднего неоплейстоцена енисейского севера / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, А. Б. Кузнецов, Е. С. Новихи-

- на, Н. Ю. Аникина, Л. Г. Деревянко, В. А. Четверова, А. В. Крылов // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 2. – С. 112–125.
10. Земцов А. А. Морские и ледниково-морские отложения Таз-Енисейского междуречья // Ученые записки Томского государственного университета. – 1967. – № 63. – С. 65–77.
11. Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
12. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1972. – 312 с.
13. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. – Л.: ВГО, 1975. – С. 53–95.
14. Крылов А. В. Значение моллюсков рода *Cyrtodaria* для стратиграфии кайнозойских отложений Арктики / А. В. Крылов, Е. А. Гусев, А. Б. Кузнецов, Д. В. Зархидзе // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2014. – № 4 (102). – С. 5–23.
15. Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан // Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными: Материалы к проблеме. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 122–137 (Тр. ГИН АН СССР; вып. 32).
16. Морские неоген (?)–четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей / Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, Б. Я. Слободин и др. – М.: Недра, 1965. – 92 с. (Тр. НИИГА; т. 144).
17. Назаров Д. В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 213–221.
18. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков): пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
19. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. – Л.; М.: Водтраздат, 1953. – 627 с. (Тр. НИИГА; т. 77).
20. Сакс В. Н. Четвертичные двустворчатые моллюски Полярного бассейна // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 2. – Л., 1951. – С. 121–139. (Тр. НИИГА; т. XIX).
21. Слободин В. Я. Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины / В. Я. Слободин, О. В. Суздальский, Ф. М. Левина, О. М. Лев // Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. – Л., 1967. – С. 42–44.
22. Троицкий С. Л. Современный антигляциализм: критический очерк. – М.: Наука, 1975. – 163 с.
23. Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. – М.: Наука, 1966. – 207 с.
24. Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // Boreas. – Vol. 42. – 2013. – Pp. 1–24.
25. Murray A. S., Wintle A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // Radiation Measurements. – 2003. – Vol. 37. – Pp. 377–381.
26. Murray A. Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian / A. Murray, J. P. Buylaert, M. Henriksen, J. I. Svendsen, J. Mangerud // Radiation Measurements. – 2008. – Vol. 43, N 2–6. – Pp. 776–780.
27. Nazarov D., Henriksen M. New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia // APEX Fourth International Conference and Workshop. – Iceland, 2010. – 62 p.
28. Thiel C. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol / C. Thiel, J. P. Buylaert, A. Murray, V. Terhorst, I. Hofer, S. Tsukamoto, M. Frechen // Quaternary International. – 2011. – Vol. 234. – Pp. 23–31.

29. Thomsen K. J. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // K. J. Thomsen, A. S. Murray, M. Jain, L. Bøtter-Jensen // *Radiation Measurements*. – 2008. – Vol. 43, N 9–10. – Pp. 1474–1486.
30. Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma D. J. Atlas of mylonites and related microstructures. – Berlin: Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. – 322 p.
31. Wintle A. G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // *Radiation Measurements*. – 1997. – Vol. 27, N 5–6. – Pp. 769–817.
32. Wintle A. G., Murray A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols // *Radiation Measurements*. – 2006. – Vol. 41, N 4. – Pp. 369–391.
-
1. Arxipov S. A. Ob'yasnitel'naya zapiska k regional'noy stratigraficheskoy sxeme Zapadno-Sibirskoy ravniny [Explanatory note to the regional stratigraphic diagram of the West Siberian Plain]. Novosibirsk: IGIG SO AN SSSR. 1990. 95 p.
2. Astakhov V. I. On chronostratigraphic units of the Late Pleistocene of Siberia. *Geologiya i geofizika*. 2006. Vol. 47. No 11, pp. 1207–1220. (In Russian).
3. Astakhov V. I., Mangerud Ya. On the age of the Kargin interglacial layers on the Lower Yenisei. *Dokl. RAN*. 2005. Vol. 403. No 1, pp. 63–66. (In Russian).
4. Astakhov V. I., Nazarov D. V. Stratigraphy of the Late Neopleistocene in the north of Western Siberia and its geochronometric justification. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2010. No 43, pp. 36–47. (In Russian).
5. Volkova V. S. Deposits of boreal transgression of the Bolshaya and Malaya Kheta rivers (left tributaries of the Yenisei). *Reports of the primary organization of the scientific and technical Mining Society*. Vol. 1. Leningrad: VSEGEI. 1958. Pp. 43–49. (In Russian).
6. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Mashtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Zapadno-Sibirskaya. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. List R-44 – Gydanskiy p-ov [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series West Siberian. Map of Quaternary formations. Sheet R-44 – Gydan Peninsula]. Authors: D. V. Nazarov, D. V. Pushka, O. A. Nikolskaia, A. V. Gerasicheva. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2018.
7. Gusev E. A., Molod'kov A. N., Streletskaya I. D., Vasil'ev A. A., Anikina N. Yu., Bondarenko S. A., Derevyanko L. G., Kupriyanova N. V., Maksimov F. E., Polyakova E. I., Pushina Z. V., Stepanova G. V., Oblgov G. E. Deposits of the Kazantsev Transgression (Mis 5) of the Yenisei North. *Geologiya i geofizika*. 2016. Vol. 57. No 4, pp. 743–757. (In Russian).
8. Gusev E. A., Krylov A. V., Voronkov A. Yu., Nikitin M. Yu. Neopleistocene-Holocene mollusks of the Yenisei North. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic Region*. 2012. Vol. 223, pp. 75–85. (In Russian).
9. Gusev E. A., Molod'kov A. N., Kuznetsov A. B., Novikhina E. S., Anikina N. Yu., Derevyanko L. G., Chetverova V. A., Krylov A. V. Support sections of the second half of the Middle Neopleistocene of the Yenisei North. *Arctika i Antarktika*. 2019. No 2, pp. 112–125. (In Russian).
10. Zemtsov A. A. Marine and glacial-marine deposits of the Taz-Yenisei interfluvium. *Uchenye zapiski Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. 1967. No 63, pp. 65–77. (In Russian).
11. Zubakov V. A. Global'nye klimaticheskie sobytiya pleystotsena [Global climatic events of the Pleistocene]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1986. 288 p.
12. Zubakov V. A. Noveyshie otlozheniya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [The latest deposits of the West Siberian lowland]. Leningrad: Nedra. 1972. 312 p.
13. Kaplyanskaya F. A., Tarnogradskiy V. D. Origin of the Sanchug stratum and the problem of the correlation of glaciation and marine transgressions in the north of Western Siberia. *Oceans of the world ocean in the Pleistocene*. Leningrad: VGO. 1975. Pp. 53–95. (In Russian).
14. Krylov A. V., Gusev E. A., Kuznetsov A. B., Zarkhidze D. V. Importance of mollusks of the genus *Cyrtodaria* for stratigraphy of the Cenozoic deposits of the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. 2014. No 4 (102), pp. 5–23. (In Russian).
15. Lavrushin Yu. A. Stratigraphy of the Quaternary sediments of the middle reaches of the river Turukhan. *Stratigraphic scale of the Quaternary deposits of the USSR and the principles of their correlation with foreign ones: Materials on the problem*. Moscow: Izd-vo AN SSSR. 1959. Pp. 122–137. (In Russian).
16. Morskije neogen (?)–chetvertichnye otlozheniya nizhnego techeniya reki Enisey [Sea Neogene (?)–Quaternary sediments of the lower reaches of the Yenisei River]. Ed. by N. G. Zagorskaya, Z. I. Yashina, B. Ya. Slobodin i dr. Moscow: Nedra. 1965. 92 p.
17. Nazarov D. V. New about the Quaternary deposits of the central part of the West Siberian Arctic. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2007. No 30–31, pp. 213–221. (In Russian).
18. Reineck G.-E., Singh I. B. Obstanovki terrigenno osadkonakopleniya (s rassmotreniem terrigennykh klasticheskikh osadkov) [Situation of terrigenous sedimentation (with consideration of terrigenous clastic sediments)]: perevod s angliyskogo. Moscow: Nedra 1981. 439 p.
19. Saks V. N. Chetvertichnyy period v Sovetskoj Arktike [The Quaternary Period in the Soviet Arctic]. Leningrad; Moscow: Vodtranzizdat. 1953. 627 p.
20. Saks V. N. Quaternary bivalve mollusks of the Polar basin. *Collection of articles on the geology of the Arctic*. Leningrad. 1951. Pp. 121–139 (In Russian).
21. Slobodin V. Ya., Suzdal'skiy O. V., Levina F. M., Lev O. M. Reference section of the Pliocene-Pleistocene of the Ust-Yenisei Depression. *Geology of the Late Cenozoic of Western Siberia and adjacent territories*. Leningrad. 1967. Pp. 42–44. (In Russian).
22. Troitskiy S. L. Sovremennyy antiglyatsializm: kriticheskiy ocherk [Modern anti-glacialism: a critical essay]. Moscow: Nauka. 1975. 163 p.
23. Troitskiy S. L. Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef ravninnykh poberezhnykh Eniseyskogo zaliva i prilgayushchey chasti gor Byrranga [Quaternary deposits and relief of the plain coasts of the Yenisei Gulf and the adjacent part of the Byrranga Mountains]. Moscow: Nauka. 1966. 207 p.
24. Astakhov, V. I. 2013: Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*. 42. 1–24.
25. Murray, A. S., Wintle, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. 37. 377–381.
26. Murray, A., Buylaert, J. P., Henriksen, M., Svendsen, J. I., Mangerud, J. 2008: Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian. *Radiation Measurements*. 43. 2–6. 776–780.
27. Nazarov, D., Henriksen, M. 2010: New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia. *APEX Fourth International Conference and Workshop*. Iceland. 62.
28. Thiel, C., Buylaert, J. P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*. 234. 23–31.
29. Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L. 2008: Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*. 43. 9–10. 1474–1486.

30. Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., Wiersma, D. J. 2010: *Atlas of mylonites and related microstructures*. Berlin: Heidelberg: Springer-Verlag. 322.

31. Wintle, A. G. 1997: Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements*. 27. 5–6. 769–817.

32. Wintle, A. G., Murray, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*. 41. 4. 369–391.

Назаров Дмитрий Владимирович – канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, ВСЕГЕИ¹, СПбГУ².
<d.nazarov@spbu.ru>

Никольская Ольга Андреевна – канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <olga_nikolskaya@vsegei.ru>

Гладышева Анна Сергеевна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <anna_gladysheva@vsegei.ru>

Жигмановский Игорь Владимирович – геолог, ВСЕГЕИ¹. <igor_zhigmanovskiy@vsegei.ru>

Ручкин Максим Владимирович – инженер, ВСЕГЕИ¹, СПбГУ². <ruchemax@list.ru>

Меркульев Алексей Валерьевич – мл. науч. сотрудник, Зоологический институт РАН (ЗИН РАН). <gbyjxtn@yandex.ru>, Университетская наб., д. 1, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

Nazarov Dmitriy Vladimirovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Laboratory, VSEGEI¹, SPbU². <d.nazarov@spbu.ru>

Nikolskaia Olga Andreevna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹. <olga_nikolskaya@vsegei.ru>

Gladysheva Anna Sergeevna – Engineer, VSEGEI¹. <anna_gladysheva@vsegei.ru>

Zhigmanovskiy Igor Vladimirovich – Geologist, VSEGEI¹. <igor_zhigmanovskiy@vsegei.ru>

Ruchkin Maksim Vladimirovich – Engineer, VSEGEI¹, SPbU². <maksim_ruchkin@vsegei.ru>

Merkuljev Aleksey Valerevich – Junior Researcher, Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences (ZIN RAS). 1 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ). Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

St. Petersburg University (SPbU). 7-9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia.