ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.А. Архипов

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

УДК 551.791 (571.1)

Стратиграфический статус верхнего плейстоцена принимается в ранге верхнего звена четвертичной системы. Звено расчленяется на 4 горизонта климатостратиграфического обоснования: межледниковые - казанцевский и каргинский, ледниковые - ермаковский (раннезырянский) и сартанский (позднезырянский). Первым (снизу) является казанцевский горизонт (эем), а три последующих объединяются в зырянский надгоризонт (вейхзелий). Казанцевский межледниковый горизонт представлен морскими и аллювиальными, реже озерными отложениями, а также палеопочвами. Максимум трансгрессии датирован ЭПР методом в интервале 134,8-121,9 тыс. лет назад, а климатический оптимум в континентальных сериях устанавливается ТЛ определениями в пределах 130±25 - 130±31 тыс. л. назад. К ермаковскому и сартанскому ледниковым горизонтам отнесены образования одноименных гляциокомплексов, подпрудно-ледниковые озерные и субаэральные осадки. Радиометрический возраст находится соответственно в интервалах 100(110)±17(27) - 55(60) и 23(22) - 10 тыс. лет назад. Внутри ермаковского ледниковья выделяются два межстадиала около 80 и 65 тыс. лет, которые, вероятно, могут сопоставляться с меж-стадиалами аммерсфорт (фана) и оддераде (бреруп).

Каргинский межледниковый (мегамежстадиальный) горизонт имеет радиометрический возраст от 55(60?) до 23(22) тыс. лет назад и объединяет морские и аллювиальные, а также стадиальные лохподгортские ледниковые (примерно 35(33) - 30 тыс. лет назад), озерно-ледниковые и субаэральные отложения.

Сартанский гляциокомплекс состоит из морен максимальной гыданской (=салехардоувальской) и двух рецессионных ньяпанской (=сопкейской) и норильской (=полярноуральской) стадий. Кульминация оледенения приходится на 20-18 тыс. лет назад, ньяпанская стадия - на 15-13 и норильская - на 11,5-10,4 тыс. лет назад. Следами подпрудно-ледниковых озер остались террасы: 100-120 м ермаковская и 60-80 м сартанская с возрастом соответственно около 75-80 и 23(22) - 12,8(12,3) тыс. лет назад. На позднеледниковье (примерно 13-11 тыс. лет назад) приходится морская ингрессия. Морские казан-цевские слои сопоставляются по таксономическому составу фораминифер с эемом Западной Европы, а с учетом радиометрических определений и палеомагнетизма (эпизод Блейк) казанцевский горизонт может отождествляться с подстадией 5^e изотопно-кислородной шкалы. Это делает надежным сопоставление ермаковского и сартанского (нижне- и верхнезырянских) ледниковых и каргинского мегамежстадиального горизонтов с нижним, средним и верхним вейхзелием (вюрмом) Западной Европы, а также с 4, 3 и 2 стадиями океанической шкалы.

Хроностратиграфия позднего плейстоцена, расчленение на горизонты, корреляция с изотопно-кислородной шкалой океана.

S. A. Arkhipov

RECORD OF LATE PLEISTOCENE GEOLOGICAL EVENTS IN WEST SIBERIA

Stratigraphically the Upper Pleistocene is ranked the upper member of the Quaternary. This member is subdivided into four climate-stratigraphic horizons: interglacial - Kazantsevo and Kargino, glacial - Ermakovo (Early Zyrjanka), and Sartan (Late Zyrjanka). The Kazantsevo horizon (Aem) and three subsequent horizons are united into the Zyrjanka superhorizon (Weichselian). The Kazantsevo interglacial horizon is represented by marine and alluvial, more rarely lacustrine, deposits and paleosoils. The maximum of transgression is dated by EPR from the interval 134.8-121.9 ka ago, and the climatic optimum in the continental series is established by TL within 130±25-130±31 ka ago. The Ermakovo and Sartan glacier horizons include formations of Ermakovo and Sartan glacial complexes, glacier-dam lacustrine and subaerial deposits. Radiometrically, they date from the ranges 100(110)±17(27)-55(60) and 23(22)-10 ka ago, respectively. Two interstadials at about 80 and 65 ka have been recognized within the Ermakovo glaciation. Most likely, they correspond to Ammersforth (Fana) and Odderade (Brerup) interstadials.

The Kargino interglacial (megainterstadial) horizon is radiometrically dated by 55(60?) to 23(22) ka ago and combines marine and alluvial as well as stadial Lokhpodgort glacial (about 35(33)-30 ka ago), lacustrine-glacial, and subaerial deposits.

The Sartan glacial complex is composed of moraines of the maximum Gydan (= Salekhard-Uval) and two recessive Nyapan (= Sopkei) and Norilsk (- Polar-Uralian) stages. The glaciation was culminated at 20-18 ka ago;

the Nyapan and Norilsk stages are dated by 15-13 ka and 11.5-10.4 ka, respectively. The glacier-dam lakes can be traced by relict terraces: Ermakovo 100-120 m high and Sartan 60-80 m high, dated from about 75-80 and 23(22)-12.8(12.3) ka, respectively. A sea ingression occurred in the late glaciation (about 13-11 ka ago). In taxonomy of foraminifers, the marine Kazantsevo beds are comparable with the Aem of Western Europe. Taking into account radiometric datings and paleomagnetism (Blake episode), the Kazantsevo horizon may be identified as substage 5e of the isotope-oxygen scale. As a result, safe support is given to the comparison of the Ermakovo and Sartan (Lower Zyrjanka and Upper Zyrjanka) glacial horizons and Kargino megainterstadial horizons with the Lower Weichselian, Middle Weichselian, and Upper Weichselian (Wiirm) of Western Europe as well as with stages 4, 3, and 2 of the oceanic scale.

Chronostratigraphy of the Late Pleistocene, subdivision into horizons, correlation with isotope-oxygen oceanic scale

ВВЕДЕНИЕ

Верхнеплейстоценовые отложения пользуются повсеместным распространением в пределах Западно-Сибирской равнины. Их изучению посвящены десятки работ, в которых описываются важнейшие особенности локализации разногенетических осадков и предлагаются различные варианты стратиграфического расчленения и корреляции. Тем не менее хроностратиграфия как необходимая основа геоэкологических исследований нуждается в непрерывном совершенствовании, тем более, что за последние 5-7 лет появились ранее неизвестные материалы. Западно-Сибирская равнина - один из немногих мировых регионов, в котором сохранилась достаточно полная летопись геологических событий, допускающая при весьма высокой, степени изученности, практически безграничную детализацию хроностратиграфии, а следовательно, и хронологии природно-палео-климатических событий, в особенности позднего плейстоцена.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Стратиграфический статус верхнего плейстоцена принимается в ранге верхнего звена четвертичной системы (табл. 1). Звено расчленяется на 4 горизонта климатостратиграфического обоснования: межледниковые - казанцевский и каргинский, ледниковые - ермаковский (раннезырянский) и сартанский (позднезырянский). Первым (снизу) является казанцевский горизонт, а три последующих объединяются в зырянский надгоризонт [*Последнее оледенение…, 1977*].

Казанцевский межледниковый горизонт представлен морскими и аллювиальными, реже озерными отложениями, а также палеопочвами.

В полной стратиграфической последовательности (рис. 1, 2) морские казанцевские отложения с одноименным комплексом фораминифер располагаются между тазовской и ермаковской (нижнезырянской) моренами, как это установлено на Нижней Оби, в Салехардском опорном районе, а также в разрезе скв. 4, пробуренной около пос. Хошгорт [*Последнее оледенение…, 1977; Архипов и др., 1994*].

Аналогичную позицию они занимают и на Енисейском севере (рис. 3-5), где представления исследователей претерпели эволюцию [*Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Троицкий, 1969; Троицкий, 1972; Каплянская и Тарноградский, 1975*]. Это было связано с трудностями вычленения тазовской морены из состава ледниково-морской фации санчуговского морского горизонта. Как известно, последний сложен как чистыми безвалунными морскими глинами, так и ледниково-морскими глинами с мегакластами (валунами, галькой и гравием). Обе фации содержат *in situ* раковины морских моллюсков и весьма физиономичный санчуговский комплекс фораминифер. Тазовская морена, как и на Оби, представлена валунными суглинками, но на Нижнем Енисее содержит битую, переотложенную ракушку, что первоначально послужило поводом для выделения гляциально-морского санчуговско-тазовского горизонта. Морена залегает стратиграфически выше санчуговских глин с мегакластами и визуально сходна с ними как

в стратотипе на р. Санчуговка, так и в ряде других опорных обнажений (выше устья рек Казанцевая, Дудинка, Косая и т. д.). Она изначально включалась В.Н.Саксом [*Сакс, 1953*] в состав санчуговского горизонта, что и привело позднее к отрицанию не только морских, но и гляциально-морских фаций в его составе и переинтерпретацию морских санчуговских осадков в „санчуговскую морену" [*Каплянская и Тарноградский, 1975*]. По моему мнению, этот ошибочный вывод был спровоцирован тем, что санчуговские и тазовские отложения во многих местах вовлечены в гляциодислокации. При стратификации сложно построенных ледниковых и морских толщ, как показали работы на Обском севере [*Последнее оледенение…, 1977; Архипов и др., 1994*], невозможно обойтись без генетической дифференциации отложений. Игнорирование этого ведет к перекосам либо в одну, либо в другую сторону.

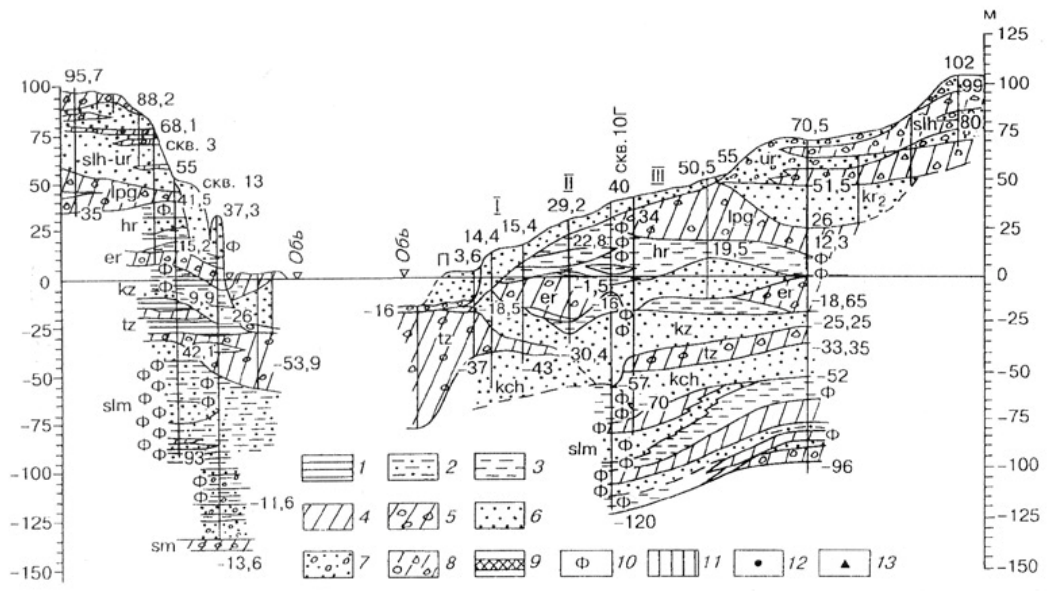


Рис. 1. Разрез четвертичных отложений в Салехардском опорном районе [1].

1 — ленточные глины; *2* — алевриты, алевритистые глины; *3* — глины; *4* — суглинки; *5* — валунные суглинки и супеси (морены); *6* — пески; *7* — галечники; *8* — валунные пески и супеси (морены); *9* — торфяники, растительная сечка; *10* — фораминиферы; *11* — лессовидные суглинки; *12* — ^{14}C даты; *13* — ТЛ и ЭПР даты.
Индексы слоев: sm — самаровские; slm — салемальские; tz — тазовские; kch — корчагинские; kz — казанцевские; er — ермаковские; hr (kr_1) — харсоимские (нижнекаргинские); zlt (kr_1) — золотомысские (нижнекаргинские); lpg — лохподгортские; kr_2 — верхнекаргинские; slh — салехардоувальские; ur — уртамские; slh-ur — нерасчлененные салехардоувальские и уртамские. Номера позднеледниковых, гляциоэвстатических террас: III — третья; II — вторая; I — первая; П — пойма.

Другим важным обстоятельством, проясняющим проблему, стало открытие С.Л. Троицким [*Троицкий, 1969; Троицкий, 1972*] стратиграфического перерыва между санчуговскими и казанцевскими отложениями, ранее объединявшимися в межледниковый горизонт [*Стрелков и др., 1959*], а позднее - тазовской морены между ними [*Последнее оледенение…, 1977*].

Казанцевские морские слои, опознаваемые на Енисейском севере по одноименным комплексам моллюсков и фораминифер [*Троицкий, 1966; Гудина, 1976*], залегают либо на санчуговских безвалунных глинах и глинах с мегакластами, либо на тазовской морене (см. рис. 3-5). Последняя представлена валунными суглинками, местами (ниже устья Зырянки, по рекам Дудинка, Косая, Болгохтох, скв. 4Б и др.) сохранилась поверх санчуговских слоев, а к югу от Усть-Портовского района (Игарка – Ермаково - Фарково, скв. 9) морена доминирует в разрезе.

Таблица 1. Хроностратиграфия и хронология геологических событий позднего плейстоцена Западно-Сибирской равнины

Хроностратиграфическая основа: Звено	Горизонт	Геологический возраст, Ка	Изотопные стадии	Хронология геологических событий: Северная зона морских трансгрессий и оледенений. Обский—Енисейский север, Ямал—Гыдан	Центральные и приледниковые районы. Средняя Обь—Иртыш—Средний Енисей	Внеледниковая южная область. Прииртышье, Бараба—Кулунда, Приобское плато, Чулымо-Енисейская равнина
Верхнеплейстоценовое				*Al.* отл. I террасы 10,2—9,5	Молодые лессы 10,2—9,8	
	Сартанский (верхнезырянский)	10,2—10,3	2	Полярно-Уральские *gl.-lgl.*; *m.-al.* отл. транзитной 55(60)—40(30) м террасы; Норильские *gl.-lgl.*, 11,5—10,3; Валькольские *gl.-lim.* 19,9±0,5—10,7±0,2; Ингрессионные *m.* отл. 19200±200; Новомаранские ~11; Югорские *lim.* 12—13; Колпашевские *al.* 12,8(12,3)—10,6; Колпашевская I терраса; Нижне-сузунские *al.-lim.* 12,6—10,4; *Al.* отл. I террасы; Палеопочва 10,3—10,2	
		12				Баганский лесс
		~13		Сопкейские *gl.-lgl.*; III-II террасы Ниж. Оби 12,2±0,17; Ньяпанские *gl.-lgl.* 15—13; Карагинские *al.* 14—15; Уртамские *lim.* 23(22)—12,8(12,3); Уртамская терраса; Фарковские *lim.*; Тугуланские *lim.*; Подпрудная терраса-равнина 80—60(50) м; Отл. ложбин стока (Енисей—Обь) 16,4—10,35; *Al.* отл. III-II-I террас Верх. Оби 17,59—13,29		Суминская, вертикосская палеопочва 14,8—14,2
		~14		?; Тиутейские *lim.* 15,3—0,2; Липовские *lim.*		
		17(16)		Салехардо-увальские *gl.-lgl.*; *Lgl.-lim.* отл. подпрудной 80(100)—60 м террасы; Гыданские *gl.-lgl.*; Нижне-уртамские *lim.* 20,6—17,59		Ельцовский лесс
	Каргинский	23—22	3	Верхнекаргинские *al.* и *m.* (Гыдан-Мессояха) 28,6—25,9	Загвоздинские *al.* 24,5—31,5; Верхнелобановские *al.* 30—23; Верхнекаргинские *al.*	*Al.* отл. 23,7—28; Верхняя палеопочва Аналоги: 21—25
		30		Лохподгортские-казымские-конощельские *gl.-lgl.* *lim.* 33(34)—30(29); *lim.* 33—30	Мегионские *lim.* 33—30(29); Бугинские *al.* среднеобские *al.* >45—32; >45—30	Лесс
		33		Харсоимские *m.* >40—36,4±0,8; Нижнекаргинские 61,4(56,7)—47,8(45,5) ср. 52,27; Золотомысские *al.* >45—38; Каргинские (Мал. Хета) > 45—35	*Al.-lim.* отл. >50—30; Тарадановские *al.-lim.* >50—30(28); *Al.-lim.-sbr.* отл. II террасы	Нижняя палеопочва Аналоги: 44—32 47±1,3; Искитимский п/к
		60—55	4	Хошгортские *gl.-lgl.*		
	Ермаковский (нижнезырянский)	~70	a-b-c	Богдашкинские *lim.* 80±11(13)—65±8; Ермаковские *gl.-lgl.*	*Lim.* отл. подпрудной террасы-равнины 130(120)—100 м 110±15(17)—80±11(13)—75±11; *Lim.* отл. подпрудной террасы-равнины 120—100 м; Отл. ложбин стока (касмалинская, карасукская свиты?); Нерасчлененные *lim.-sbr.* отл. бийской-бехтемирской террас 113±13,2—54,5±6; *Al.-lim.-sbr.* отл. III террасы	Тулинский лесс
		90(80)	d	Кормужихантские *gl.-lgl.* 110(100)±25(31)		Верхняя палеопочва; Лесс
		110(100)	5			
	Казанцевский		e	Казанцевские *m.-al.* 150±10(15)—120±16; Максимум трансгрессии 134,8—121,9; Позднеказанцевские *al.* (Кирьяс) 120±16; Ялбыньинские *al.* 130±25(31) в палеодолинах; *m.-al.* отл. 150±10(15); *Al.* отл.	?	Нижняя палеопочва 140(130)±10(14); Бердский п/к; Верхнекраснодубровская подсвита
		130—150				

Примечание. Генетические типы отложений: *m.*— морские, *gl.*— ледниковые, *al.*— аллювиальные, *lim.*— озерные, *lgl.*— озерно-ледниковые, *sbr.*— субаэральные.

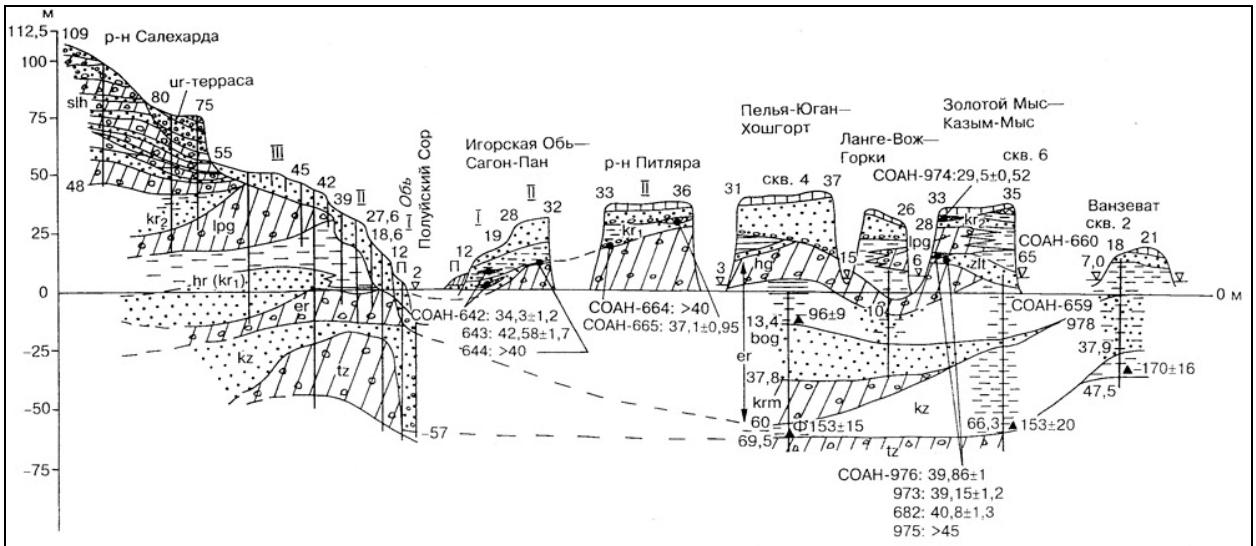


Рис. 2. Опорные разрезы позднеплейстоценовых отложений вдоль долины Нижней Оби (южнее г. Салехард).
Индексы слоев: krm — кормужихантские, bog — богдашкинские, hg — хошгортские. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Выделение и корреляция морских казанцевских отложений обеспечивается арктобореальными и бореальными комплексами фораминифер [*Гудина, 1976*] и малакофауны [*Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Троицкий, 1969*].

Руководящими видами малакофауны являются бореальные *Cyprina islandica* L. и *Zirphaea crispata* L., кроме того, в комплексе присутствуют *Mytilus edulis* L., появившийся на Енисейском севере с казанцевского века и *Cyrtodaria jenisseae* Saks, который исчез перед зырянским оледенением [*Сакс, 1953*].

Казанцевский комплекс фораминифер в целом насчитывает до 75 видов и подвидов. Тепловодные, бореальные и аркто-бореальные формы составляют до 56 % от всего комплекса по числу видов, а холодноводные, бореально-арктические и арктические - не более 27 %. Тепловодная группа доминирует и по количеству экземпляров, до 63 % от

числа особей в комплексе. Преобладают *Retroelphidium atlanticum, R. boreale, R. propinquum, Haynesina magna, H. orbicularis, H. asterotuberculata, Cassandra helenae, Cassidulina reniformis, Cribroelphidium granatum,* из которых 4 первых вида являются характерными, а такие формы, как *Retroelphidium boreale, R. hyalinum, R. williamsoni, Elphidiella arctica, Discorbis deplanatus, Qyinqueloqulina agglutinata, Q. oviformis, Q. deplanata, Pyrulina cylindroides* встречаются только в казанцевских слоях [*Гудина, 1976; Левчук, 1984*].

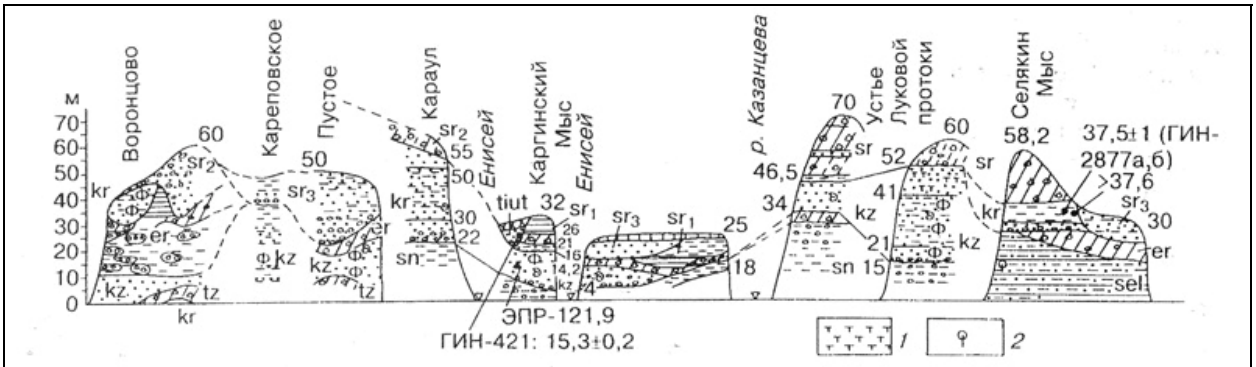


Рис. 3. Позднеплейстоценовые отложения в опорных разрезах Усть-Енисейского района с привлечением материалов С. Л. Троицкого [4], Л. К. Левчук [10], В. И. Гудиной [9] в интерпретации автора.

Морские моллюски в казанцевских слоях в обнажениях Луковой протоки, между устьем р. Казанцевая—Воронцово (сборы автора, определения С. Л. Троицкого): *Cyprina islandica* L., *Buccinium undatum* L., B. sp., *Mya truncata* L., M. sp. , *Saxicava arctica* L., S. sp., *Astarte borealis* (Chemn.), *A. montagui* Dillw., *Macoma baltica* L., *M. calcareae* (Chemn.), *Leda pernula* Müll. *Balanus crenatus* Brüg. *Cardium ciliatum* Fabr., *Mytilus edulis* L.
Индексы слоев: sel — селякинские, sn — санчуговские, sr — сартанские, максимальной гыданской стадии; sr_2 — то же, рецессионной (танамской?) стадии; tiut — тиутейские межстадиальные; sr_3 — позднеледниковые, морские ингрессионные и водно-ледниковые. *1* — аллохтонные растительные остатки и прослои торфяников; *2* — пресноводные остракоды. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Радиометрический возраст начальной стадии казанцевской трансгрессии установлен ТЛ методом в 150±15 тыс. лет назад, а время ее максимума, выделяемого по ассоциации фораминифер [*Левчук, 1984*], датирован ЭПР методом в интервале 134,8-121,9 тыс. лет назад [*Arkhipov, 1987; Архипов, 1989*].

В континентальных сериях вычленение отложений казанцевского горизонта производится по палеоклиматическим критериям. Установлено, что казанцевское межледниковье было одним из самых теплых и характеризовалось умеренно-теплым типом климата, не имевшим аналогов в плейстоцене. Согласно палинологическим и палеокарпологическим исследованиям, в климатический казанцевский оптимум в современной южно-таежной зоне произрастали темнохвойные леса с примесью липы, вяза, дуба, орешника. В лесостепной и степной зонах формировались черноземные почвы, указывающие на более теплый и гумидный климат по сравнению с современным [*Волкова, 1991; Архипов и др., 1995; Архипов и Волкова, 1994*].

Сказанное позволяет достаточно уверенно выделять казанцевский горизонт в аллювиальных и субаэральных (палеопочвы) толщах.

Фациальное замещение морских осадков аллювиальными устанавливается по геологическим и радиометрическим данным. На Нижней Оби (см. рис. 2) как аллювиальные, так и морские отложения, врезанные в тазовскую толщу, датированы ТЛ методом соответственно в 153±20 и 153±15 тыс. лет назад [*Архипов и др., 1994*]. В долине Нижнего Енисея (рис. 5) и те, и другие прослеживаются в естественных обнажениях (Игарка - Ермаково) под ермаковскими ледниковыми образованиями, а на Ермаковской площади, а также в скв. 9 (Фарково, р. Турухан) вскрыты между тазовской и ермаковской моренами [*Архипов, 1971*]. Около Игарки в казанцевских слоях содержатся раковины морских моллюсков [*Сакс, 1953*], а в скв. 9 - богатая ассоциация диатомовой флоры преимущественно южно-бореальных видов [*Алешинская, 1961*]. Аллювиальные и,

частично, озерные осадки локализуются на двух гипсометрических уровнях: в палеодолинах магистральных западно-сибирских рек и на их бортах, на придолинных склонах древних водоразделов, где выделены в ялбыньинскую свиту [*Архипов и др., 1995*]. В обоих случаях они врезаны в толщу среднеплейстоценовых пород бахтинского надгоризонта или тазовскую морену и в стратиграфически полных разрезах перекрываются ермаковскими подпрудно-озерными осадками (см. рис. 2, 5).

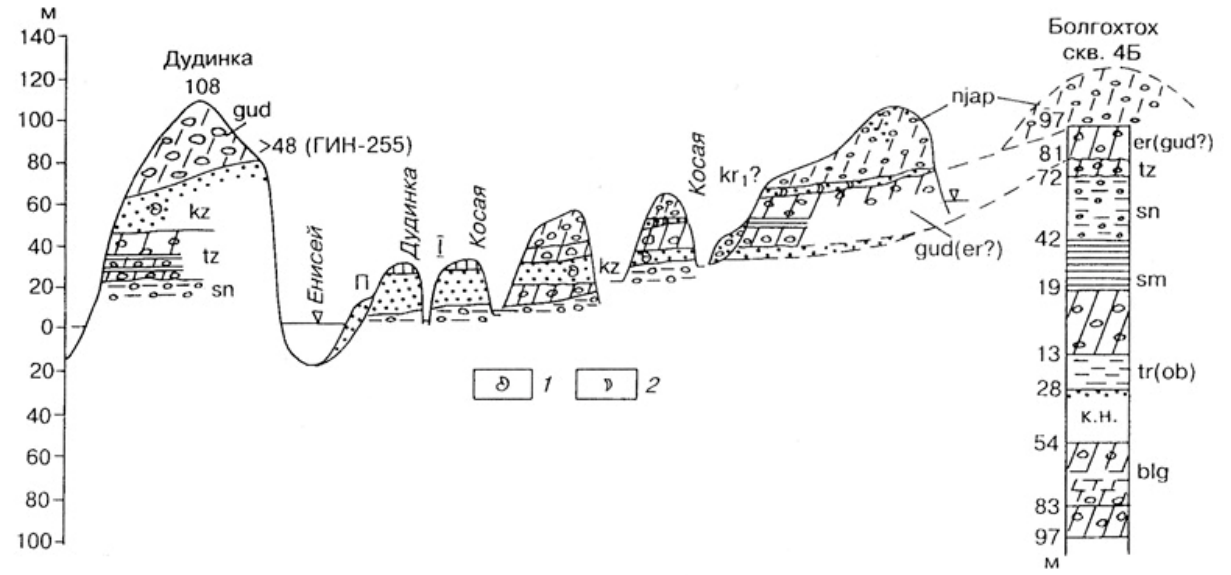


Рис. 4. Корреляция позднеплейстоценовых отложений на профиле Дудинка—Косая—Болгохтох (скв. 4Б) по данным автора, С. Л. Троицкого [4] и В. И. Гудиной [9].

1 — целые раковины; *2* — скопление битой ракушки. Морские моллюски в казанцевских слоях (сборы автора, определения С. Л. Троицкого): *Cyprina* sp., *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, *Mya truncatula* L., *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* (L.). Скопления битой ракушки: *Astarte* sp., *Mya* sp., *Saxicava* sp. Индексы слоев: blg — болгохтохские, tr (ob) — туруханские (обские); tz — тазовские; er (gud?) — ермаковские или гыданские (максимальная стадия Сартанского оледенения); kr_1 — предположительно нижнекаргинские (пески с битой ракушей); njap — ньяпанская (рецессионная стадия Сартанского оледенения). К.Н. — керна нет. См. усл. обозн. на рис. 1.

Ялбыньинская свита содержит в стратотипе (около устья Карымкарского Сора, 62° с.ш. на Нижней Оби) крупные линзы ископаемого торфа, а южнее, в долине Иртыша, ее аналоги - торфопочвенные образования типа гидроморфных почв и гумусированных суглинков (Ханты-Мансийск, Горная Суббота и др.). По вмещающим породам эти органогенные отложения получили серию ТЛ датировок в 130±31, 130±25, 130±27 тыс. лет назад, тогда как радиоуглеродное датирование дало серию псевдоконечных дат от 23-25 до 39 тыс. лет назад, в том числе и запредельные - более 40, 45 и 50 тыс. лет назад (рис. 6-8). В палеомагнитной записи ялбыньинских отложений установлена зона обратной полярности, которая может идентифицироваться с эпизодом Блейк.

В палеодолинах южной половины Западно-Сибирской равнины казанцевский аллювий залегает под ермаковскими озерными или субаэральными толщами и трассируется примерно на одном уровне со среднеплейстоценовой тобольской свитой. Эти разновозрастные генерации аллювия вложены друг в друга, что затрудняет их расчленение. В опорном разрезе Кирьяс (Средняя Обь, 5 км от устья р. Куль-Еган) казанцевский аллювий, подстилающий ермаковский горизонт, представлен русловыми песками и в кровле - глинами с линзами торфа и псевдоморфозами по ледяным клиньям. Глины датированы ТЛ методом в 120±16 тыс. лет назад (рис. 9).

В субаэральных сериях, распространенных на междуречных равнинах по южной периферии Западно-Сибирской равнины, к казанцевскому горизонту относится нижняя палеопочва бердского педокомплекса [*Волков, Зыкина, 1991*]. На Верхней Оби (Приобское плато) она датирована в 140±14 тыс. лет назад (Белово). С ней, вероятно, связан эпизод Блейк, подтвержденный ТЛ датами в 138±38 и 125±25 тыс. лет назад, впервые

установленный в разрезах Елунино, Гоньба и Шалаболиха Г.А. Поспеловой и З.Н. Гнибиденко (устное сообщение). На Верхнем Енисее, в Куртакском археологическом районе палеопочва оказалась между ТЛ датой в 130±10 тыс. лет и эпизодом Блейк [*Архипов и др., 1992*].

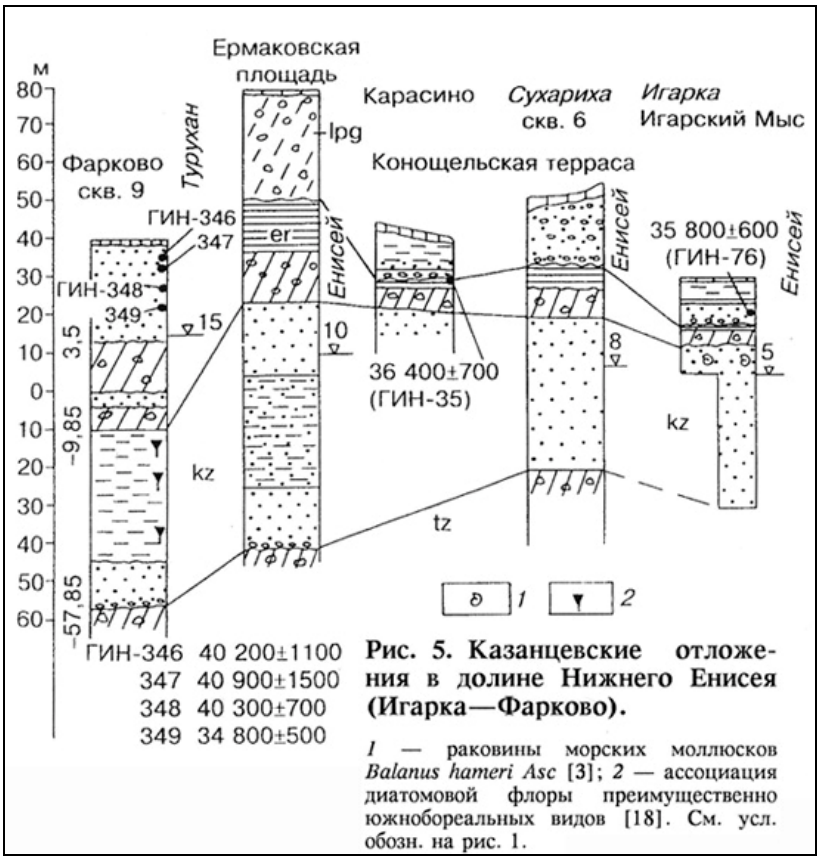


Рис. 5. Казанцевские отложения в долине Нижнего Енисея (Игарка—Фарково).

1 — раковины морских моллюсков *Balanus hameri Asc* [3]; *2* — ассоциация диатомовой флоры преимущественно южнобореальных видов [18]. См. усл. обозн. на рис. 1.

Таким образом, казанцевские морские и континентальные отложения достаточно четко коррелируясь, составляют в совокупности региогоризонт, который маркирует начало верхнего плейстоцена. Морские слои сопоставляются по таксономическому составу фораминифер с эемом Западной Европы [*Гудина, 1976*], а с учетом радиометрических определений и палеомагнетизма казанцевский горизонт можно отождествлять с подстадией 5е изотопно-кислородной шкалы [*Архипов, 1989; Arkhipov, 1991*], подняв его статус до глобального маркирующего уровня.

В состав зырянского надгоризонта входят ермаковский и сартанский ледниковые и каргинский межледниковый горизонты (см. табл. 1). Стратиграфический объем надгоризонта соответствует вейхзелию Западной Европы.

К ермаковскому горизонту (нижнему вейхзелию) отнесены образования одноименного - гляциокомплекса, подпрудно-озерные и субаэральные осадки. Радиометрический возраст находится в интервале 100(110)±17(27)-55(60) тыс. лет назад [*Ледниковая…, 1978*].

Ермаковские ледниковые потоки оставили, по данным В.И. Астахова [*Палеогеография…, 1980*], так называемый надымский широтный пояс краевых образований, располагающийся севернее Сибирских Увалов, между 64 и 65° с.ш., протягивающийся от Урала через бассейн Надыма и Хетты по междуречьям Пура и Таза в бассейн Турухана и уходящий далее в пределы Среднесибирского плоскогорья. По долинам Оби и Енисея вырисовываются крупные лопасти выводных ледников [*Четвертичное…, 1987*]. Так, по Оби ледниковый язык продвигался по Белогорской ледниковой ложбине, расположенной между Люлинворской и Белогорской

возвышенностям, до Кормужихантского Яра (62°30' с.ш.). На Енисее ледниковая лопасть, возможно, занимала всю Енисейскую депрессию.

Самую четкую стратиграфическую позицию ермаковская морена занимает в разрезе Салехардского опорного района [*Последнее оледенение…, 1977*], где она залегает на казанцевских и перекрывается нижнекаргинскими (харсоимскими) морскими слоями (см. рис. 1). На Нижней Оби (см. табл. 1, рис. 2) горизонт подразделяется на кормужихантские, богдашкинские и хошгортские слои (подгоризонты) в опорной скв. 4. Южнее, в пределах Белогорской возвышенности, распространена только нижняя, кормужихантская морена (см. рис. 6-8).

Кормужихантские слои (подгоризонт) представлены практически стерильными моренными валунными суглинками, озерными ленточными глинами и слоистыми алевритами и песками [*Ледниковая…, 1978; Архипов и др., 1987*]. Они локализуются в северной части Белогорской возвышенности (в пределах выводного ледника), где залегают по гляциодинамическим контактам на гляциодислоцированных моренах бахтинского гляциокомплекса или на дочетвертичных, олигоценовых и миоценовых породах. В Кормужихантском (стратотипе), Низямском и других обнажениях вдоль правого берега Оби морена перекрывает континентальные осадки (ТЛ = 130±31 тыс. лет назад), а ассоциированные с ней ленточные глины датированы ТЛ методом в 100±17, 110±27 и 120±17 тыс. лет назад. Севернее Белогорья, в долине Нижней Оби, в скв. 4, пробуренной в пос. Хошгорт, морена ложится непосредственно на морские казанцевские слои с одноименным комплексом фораминифер [*Сакс, 1953; Архипов, 1989*] и ТЛ возрастом в 150±15 тыс. лет назад. Здесь же она перекрыта межстадиальными богдашкинскими озерными глинами с ТЛ датой 96±9 тыс. лет назад (см. рис. 2).

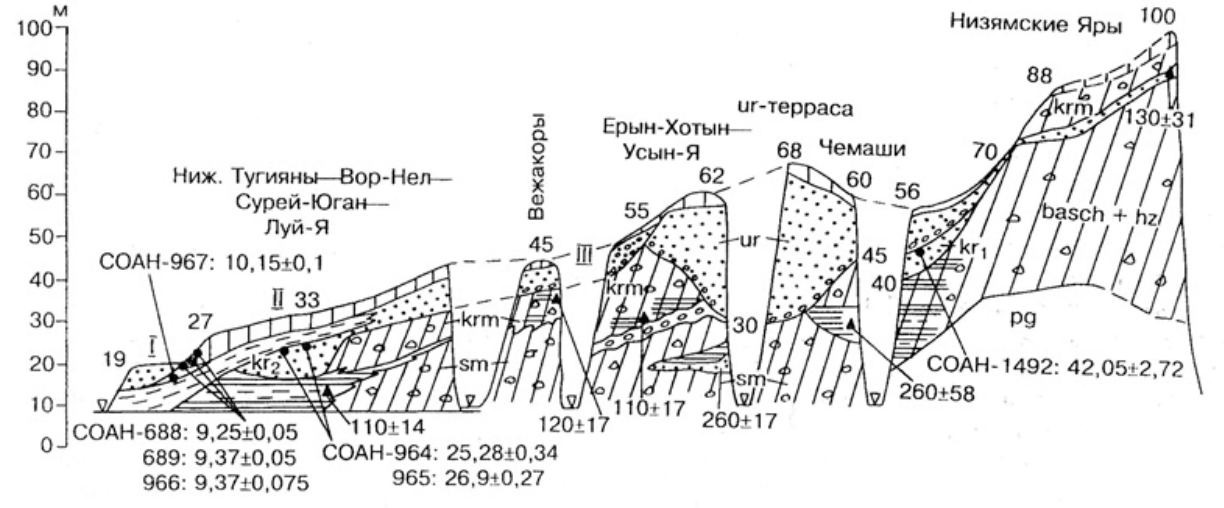


Рис. 6. Позднеплейстоценовые отложения Нижней Оби.

Северо-западная окраина Белогорской возвышенности. Индексы слоев: pg — палеогеновые; basch+nz — бахтинские и низямские отложения (суммарно); krm — кормужихантские (ранняя стадия Ермаковского оледенения); kr_1 и kr_2 — ранне- и позднекаргинские; ur — уртамские (сартанские подпрудно-озерные осадки).

Стратотип богдашкинских слоев (подгоризонта) находится у южной окраины Белогорской возвышенности (см. рис. 8), в так называемых Богдашкинских горах [*Ледниковая…, 1978; Архипов и др., 1987; Архипов и Вотах, 1989*]. Подгоризонт представлен пачкой суглинисто-алевритовых пород с тремя пластами погребенного торфа и подстилается озерными глинами кормужихантского возраста (ТЛ = 110±15 тыс. лет назад). Два верхних торфяных пласта объединяются в «верхний торф» (1,9-2,0 м), а нижний - в «нижний торф» (2,0-2,1 м), разделенные прослоем 0,9-1,1 м желто-бурых, неяснослоистых лессовидных суглинков и алевритов. «Нижний торф» подстилается и прослаивается тёмно-серыми глинами (илами, гиттией), датированными ТЛ методом в

80±11 тыс. лет. Две ТЛ даты из суглинистых прослоев как в основании, так и внутри «верхнего торфа» оказались равными 65±8 тыс. лет (см. рис. 8). Палинологическая характеристика богдашкинских торфов [*Архипов и Вотах, 1989*], свидетельствующая о климатических условиях, близких к современным, позволяет отнести их к двум ермаковским (раннезырянским), межстадиалам (около 80 и 65 тыс. лет). Вероятно, они могут сопоставляться соответственно с межстадиалами аммерсфорт (фана) и оддераде (бреруп).

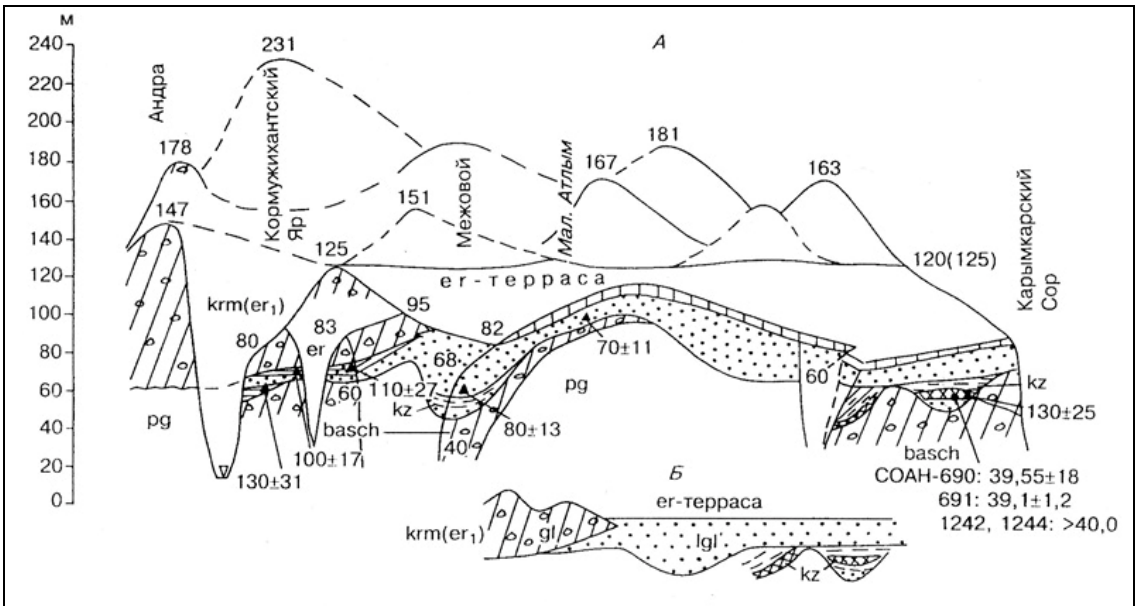


Рис. 7. Ермаковские ледниковые и подпрудно-озерные отложения в пределах Белогорской возвышенности (Нижняя Обь).

А — корреляция по опорным разрезам; *Б* — схема корреляции. См. усл. обозн. на рис. 1.

Ледниковые слои хошгортской стадии (подгоризонта), получившей название от пос. Хошгорт, впервые были описаны в долине Нижней Оби и в Салехардском опорном районе (см. рис. 1,2). Слои сложены валунными суглинками и ленточными глинами. Подстилая харсоимские морские и золотомысские аллювиальные слои, хошгортская морена первоначально рассматривалась как вероятный аналог кормужихантской, распространенной на Белогорье. Позднее стратиграфическая позиция подгоризонта была уточнена после бурения скв. 4, нарастившей разрез естественного обнажения у пос. Хошгорт (см. выше). В результате было выяснено, что хошгортская морена отделяется от кормужихантской пачкой богдашкинских озерных песчано-суглинистых пород. В районе Салехарда обе морены интегрированы в единую ледниковую толщу ермаковского горизонта (см. рис. 1).

На Енисее, в стратотипическом обнажении на левом берегу у пос. Ермаково [*Архипов, 1971*], ермаковский горизонт сложен валунными суглинками и ленточными глинами (см. рис. 5). Он отчетливо прослеживается по обнажениям вдоль енисейской долины и скважинам по р. Турухан (левому притоку Енисея), залегая на морских (г. Игарка), эстуарных (Фарково, скв. 9, р. Турухан) и аллювиальных (Ермаково) казанцевских слоях.

В скв. 9 ледниковый горизонт состоит из двух морен, которые, возможно, по аналогии с Обским регионом, соответствуют кормужихантской и хошгортской стадиям. Можно предположить, что выводной ледник, двигавшийся по Енисейской депрессии, принадлежал раннеермаковской стадии, оставившей по ее бортам - вдоль Лобового материка (Енисей-Тазовское междуречье), Келлог-Теульчесской возвышенности, вдоль фаса Среднесибирского плоскогорья - полосы холмистого моренного рельефа. К

сожалению, возраст этой морены не установлен, и она может оказаться тазовской [*Четвертичное…, 1987*].

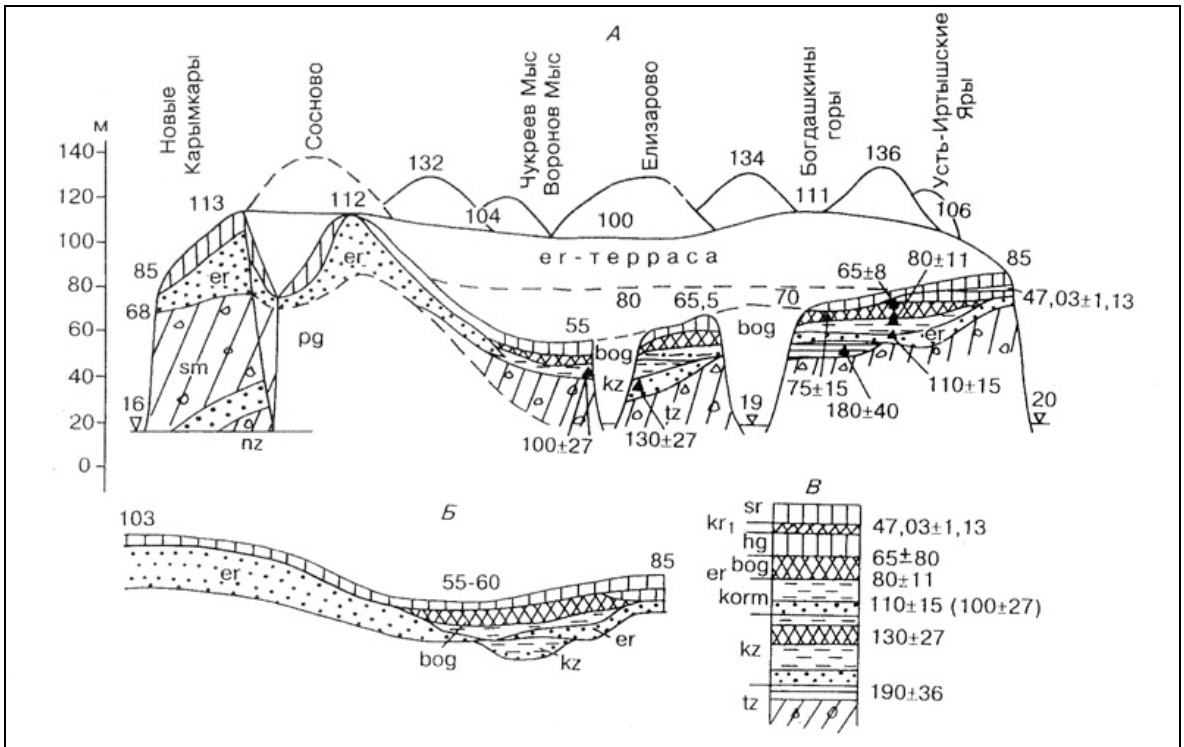


Рис. 8. Расчленение ермаковского горизонта и его соотношение с казанцевскими, каргинскими и сартанскими отложениями (Белогорская возвышенность).

А — корреляция опорных разрезов; *Б* — схема корреляции; *В* — сводная стратиграфическая колонка. См. усл. обозн. на рис. 1.

В разрезе так называемой Ледяной горы (правый берег Енисея, в 0,5 км от впадения р. Денежкиной) поверх ермаковской морены и ленточных глин сохранилась ископаемая залежь глетчерного льда, погребенного под чешуями валунных суглинков (оплывной морены), прослоенных песками с растительными остатками. По ним получен радиоуглеродный возраст от 42-43 до 50 тыс. лет назад. ТЛ возраст оплывших пород несколько древнее - 78±19 и 78±20 тыс. лет назад [*Астахов и др., 1986; Костяев и др., 1992*]. Следовательно, захоронение льда произошло в раннекаргинское или даже в богдашкинское время. В последнем случае солифлюкционные образования, включая оплывные морены, можно было бы считать аналогом богдашкинских слоев. Таким образом, севернее Полярного круга (Салехард, Ермаково) Ермаковское оледенение представлено единой ледниковой толщей, а южнее - вдоль Белогорья и, возможно, в Енисейской депрессии - двумя стадиальными моренами.

Вдоль южных границ ермаковского ледникового покрова существовали подпрудно-ледниковые бассейны, располагавшиеся во внутриконтинентальных низменных депрессиях. Следами подпрудных бассейнов остались 100-125-метровая терраса, трассирующаяся локально вдоль водораздельных возвышенностей, и озерные слои, погребенные под молодыми отложениями в казанцевских палеодолинах.

Стратотип 100-125-метровой малоатлымской (ермаковской) террасы находится на правом берегу Оби, в 5 км от пос. Малый Атлым. Терраса сложена 10-12-метровой толщей горизонтально-слоистых песков и супесей, залегающих на высоком 60-80 (до 95-100)-метровом над уровнем моря цоколе, сложенном тазовской, самаровской или бахтинской ледниковыми толщами и палеогеновыми породами (см. рис. 7, 8). Палинологическая характеристика осадков свидетельствует о суровых климатических условиях. Озерные слои датированы ТЛ методом в 70±11 тыс. лет назад и перекрыты 5-7-

метровым покровом лессов [*Палеогеография…, 1980; Четвертичное…, 1987; Ледниковая…, 1978; Архипов и др., 1987*].

На несколько более низких отметках располагаются подпрудно-озерные осадки (пески и глины) в казанцевских палеодолинах. Их основание снижено здесь до 40-60 м над уровнем моря (Межевой, около Карымкарского Сора, Елизарово и др., см. рис. 7 и 8), а их ТЛ-возраст оказывается несколько старше, от 80±11(13) до 100±27 - 110±15 тыс. лет назад. В свете сказанного можно предположить, что максимально высокий уровень подпрудных озер достигался не в кормужихантскую, а в позднюю, хашгортскую стадию.

В центральных сниженных районах Западно-Сибирской равнины ермаковская подпрудная терраса, очевидно, частично подтоплялась во время максимально высокого стояния сартанских подпрудных озер. Так, в долине Средней Оби, наряду с останцами малоатлымской террасы высотой не более 95-100 м над уровнем моря (Вертикос, Кривошеино) встречаются ее сниженные до 75-80 м ступени (Чагин яр, Карга, Кирьяс и др.). Последние с поверхности местами сложены плащом (2-5 м) супесчаных озерных сартанских осадков, врезанных в ермаковскую толщу (см. рис. 9).

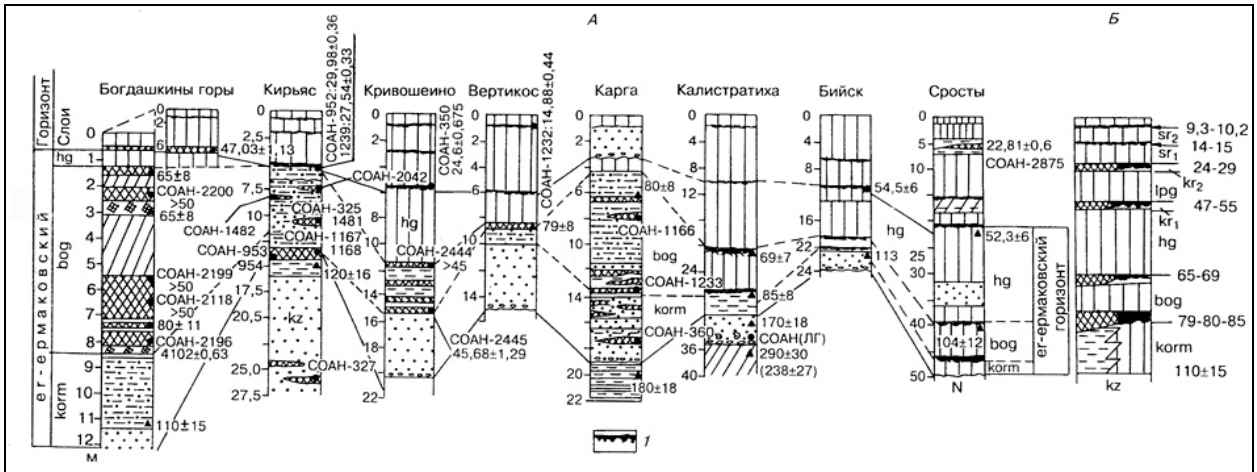


Рис. 9. Стратиграфическое расчленение и корреляция опорных разрезов ермаковского горизонта внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины (*А*). Сводный разрез (*Б*).

1 — палеогеновые отложения. Усл. обозн. см. на рис. 1.

В разрезе Кирьяс ермаковские слои заключены между датами в 120±16 (см. выше) и 29,96±3,6 тыс. лет назад, фиксирующими возраст палеопочвы, залегающей в основании покровных суглинков (см. рис. 9). Между этими датами находится серия радиоуглеродных определений возраста по торфу и древесине, залегающих линзами в ермаковских осадках. Серия включает даты от 33 до 44,7 тыс. лет назад и запредельные: >40,6 и >52,6 тыс. лет. В обнажении около дер. Карга ермаковские глины датированы ТЛ методом в 80±8 тыс. лет назад, а по радиоуглероду для линз аллохтонного (см. рис. 9) торфа и растительных остатков получена большая серия конечных от 31-37 до 42(32) и запредельных дат: >40, >45 тыс. лет назад. Инверсия радиоуглеродных дат свидетельствует о вероятном переотложении органического материала, послужившего источником датирования.

На Енисейском севере конечно-ледниковые образования сочленяются с 100-120(130?)-метровой террасой, что отчетливо наблюдается в бассейне р. Турухан (оз. Маковское, Налимье, останцовая возвышенность Толстый Нос) и на междуречье Енисея и Сухой Тунгуски (рис. 10). Терраса (первоначально, в 50-х годах ее возраст определялся как казанцевский) врезана в ермаковскую морену и сложена песками, реже галечниками. Местами она несет локальные покровы перемытой морены - мореноподобные супеси и пески с галькой и валунами (село Черноостровское, см. рис. 10). Терраса трассируется вдоль бортов Енисейской депрессии, по северо-восточным склонам Келлог-Теульчесской возвышенности и далее к югу - в Тегуланской депрессии, где существовали ледниково-подпрудные озера. Они дренировались по долинам Дубчеса, Сыма, Каса (левый приток

Енисея), через сквозные ложбины (спиллвеи) в их верховьях и далее по долинам Ваха, Тыма, Кети и других рек, правых притоков Оби. Терраса сохранилась фрагментарно, узкими полосами вдоль бортов спиллвеев. Таким образом, на 120-метровом уровне фиксируются сквозные долины (ложбины стока) юго-западного направления, рассекающие Енисей-Обское междуречье [*Палеогеография…, 1980*]. В бассейне Оби аналогом является одновысотная малоатлымская терраса, а в бассейне Иртыша - береговая линия Мансийского озера на отметках 125-127 м, впервые обнаруженная И.В. Волковым в низовьях Ишима [*Палеогеография…, 1980; Волков, 1965*].

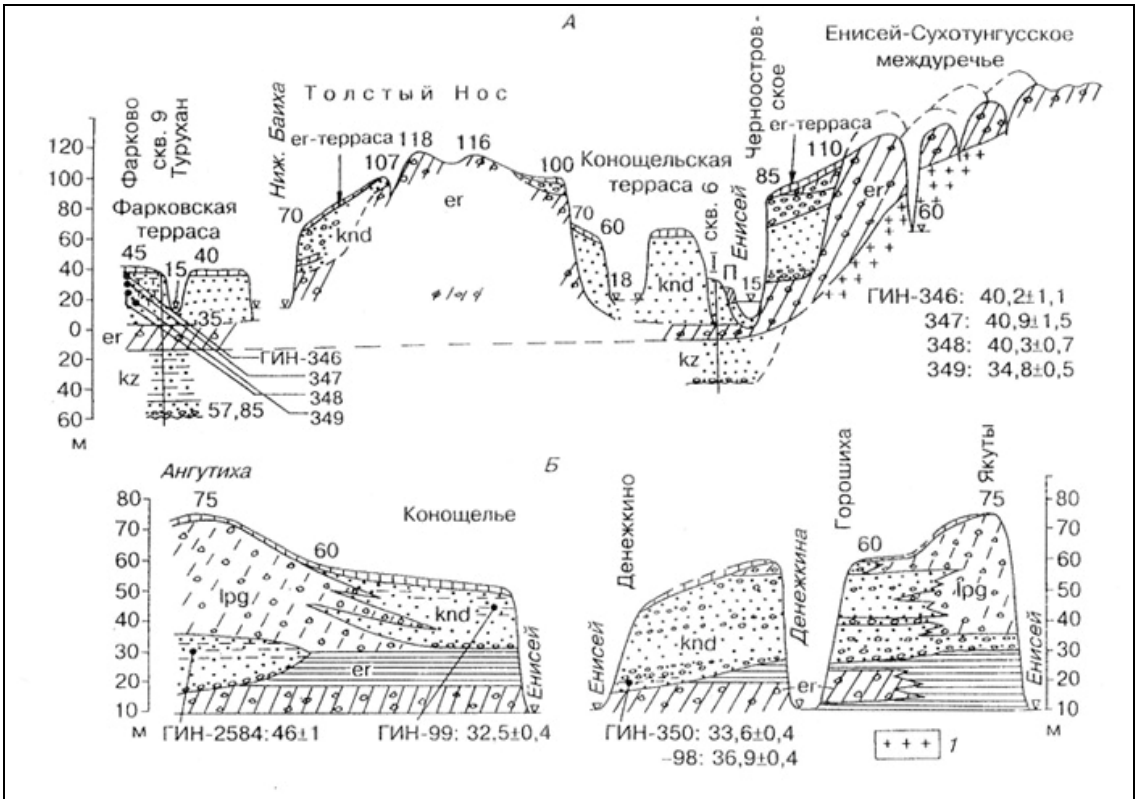


Рис. 10. Ермаковские конечно-ледниковые и подпрудно-озерные отложения в Енисейской депрессии (*А*). Соотношение лохподгортских и конощельских слоев (*Б*).

1 — коренные породы. Усл. обозн. см. на рис. 1.

По южной и юго-восточной периферии Западно-Сибирской равнины в долинах рек Иртыш, Обь, Енисей и их притоков ермаковской является III, реже IV(?) терраса, сложенная озерными и субаэральными, часто нерасчлененными осадками, залегающими на казанцевском аллювии. Как пример можно указать на бийскую террасу Верхней Оби и Бии (см. рис. 9). Ермаковский горизонт представлен толщей облессованных супесей, переслаивающихся с песками, которая подстилается и венчается палеопочвами. Нижняя датирована в 113±13,2, а верхняя - в 54,5±6 тыс. лет назад [*Разрез…, 1978*].

В лессово-почвенной последовательности к ермаковскому горизонту относятся лессы и палеопочвы (см. рис. 9). В качестве опорных можно принять разрезы на правом берегу Верхней Оби выше и ниже дер. Калистратиха. Горизонт сложен лессами с двумя палеопочвами; верхняя датирована ТЛ методом в 69±7, а нижняя в 85±8 тыс. лет назад (определения В.Н. Шелкопляса). И та, и другая близко коррелируются с «верхним» и «нижним торфом» Богдашкинского стратотипа (см. выше). Это дает повод ниже- и вышележащие лессы отнести к кормужихантской и хошгортской стадиям, однако, с некоторыми оговорками. Дело в том, что подстилающие калманские слои с раковинами *Corbicula tibitensis* и *Unio* sp., врезанные, в свою очередь, в самаровские озерные отложения (ТЛ = 240±30 тыс. лет назад), имеют, согласно ЭПР (219,4 тыс. лет назад) и ТЛ (170±18 тыс. лет назад) определениям, ширтинский возраст. Следовательно,

перекрывающие их лессы можно считать кормужихантскими только при допущении перерыва в ширтинско - тазовское время. Точно так же и лессы, перекрывающие верхнюю палеопочву, могут относиться не только к хошгортской стадии, но и к Сартанскому оледенению. Более определенно хошгортский лесс (см. рис. 9) установлен на севере в Богдашкинских горах и Усть-Иртышских ярах (правый берег Нижней Оби, напротив устья Иртыша), где его возраст попадает в интервал 65±8 - 47,03±1,13 тыс. лет назад, а также на юге, в бассейне Верхней Оби (дер. Сросты), где датирован в 52,3±6 тыс. лет назад [*Бутвиловский, 1993*].

Обобщая сказанное, можно сделать два вывода. Богдашкинские слои являются аналогом верхнебердской палеопочвы, по схеме И.А. Волкова и В.С. Зыкиной [*Волков и Зыкина, 1991*]. Кормужихантский и богдашкинский подгоризонты достаточно определенно коррелируются с подстадиями 5d, 5a-b-c, а хошгортский - со стадией 4 изотопно-кислородной шкалы (см. табл. 1).

Каргинский межледниковый (мегамежстадиальный) **горизонт** имеет радиометрический возраст от 55(50?) до 23(22) тыс. лет назад и объединяет морские и аллювиальные, а также стадиальные лохподгортские ледниковые, озерно-ледниковые и субаэральные отложения (см. табл. 1).

Морские осадки сохранились отдельными изолированными полями на Обском севере, Тазовском и Гыданском (бассейн р. Мессояха) полуостровах. Более полно они представлены в пределах соседнего п-ова Таймыр. В стратиграфической последовательности Л.К. Левчук [*Левчук, 1984*] различает три ассоциации фораминифер. Первая, раннекаргинская, - бореально-арктическая фиксируется в одноименных слоях начала трансгрессии, вторая, малохетская, - бореальная (в глубоководных фациях) и аркто-бореальная (на мелководье) относится к ее максимуму, который был перед лохподгортской ледниковой подвижкой. Позднекаргинская (липовско-новоселовская) ассоциация относится к завершающему этапу трансгрессии. В.И. Гудина [*Гудина, 1976*] сопоставляет нижнекаргинский комплекс с харсоимским Салехардского опорного района и канинским, выделенным О.Ф. Барановской для севера европейской части России (табл. 2).

Для севера Западной Сибири стратиграфически значимыми являются лишь нижнекаргинские морские слои. Стратиграфическая позиция последних отчетливо установлена на Обском севере, где каргинский горизонт подразделяется на 3 подгоризонта: харсоимский, лохподгортский и верхнекаргинский (см. табл. 1).

Стратотип харсоимского (нижнекаргинского) подгоризонта описан на правом берегу Надымской Оби около дер. Харсоим и в Салехардском опорном районе (см. рис. 1, 2). Он представлен пачкой (5-7 до 30 м) глин, алевритов и песков, залегающей между хошгортской и лохподгортской моренами с одноименным комплексом фораминифер [*Гудина, 1976*]. Комплекс представлен арктическими и бореально-арктическими видами: *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Gribroelphidium goesi* (Stsaedr.) *C. granatum* (Gud.), *Elphidiella arctica* (Cushm), *E. groenlandica* (Cushm). По аллохтонным растительным остаткам харсоимские глины датированы радиоуглеродным методом в 36,4±8 и более чем 40 тыс. лет назад.

Аналогичный комплекс фораминифер обнаружен в слоях, обнажающихся в отдельных местах по р. Надояха (Ямал), где они датированы >47170 лет назад (ЛУ-1045), вдоль восточного побережья Обской губы, по р. Мессояха (Гыдан), где перекрыты отложениями ледникового типа - супесями с галькой и гравием с обломками битой ракуши [*Левчук, 1984*]. Особняком стоит находка бореального щучинского комплекса в верховьях р. Щучья, около Полярного Урала. Вмещающие слои были вскрыты в шурфе, и их стратиграфическая позиция остается неясной [*Гудина, 1976*].

Методом ЭПР в Кельнском университете Германии датированы раковины морских моллюсков из нижнекаргинских слоев (с одноименным комплексом фораминифер) на Таймыре, в долине р. Посадочная, где их возраст оказался равным 72,3 (основание) и 49,6

(кровля) тыс. лет назад. На п-ове Канин (Европейский север) слои с канинским комплексом датированы (образцы предоставлены В.С. Зархидзе) в 54,7 и 51,3, 47,4 и 46,5 тыс. лет назад. Образцы раковин с арктических о-вов Октябрьской революции датированы в 52 тыс. лет назад [*Katzenberg & Grun, 1986; Linke et al., 1985*]. Кроме того, по этим же образцам были получены определения тем же методом в Таллинском геологическом институте. В одном разрезе даты равны 56±4,2 и 68±7 тыс. лет назад (по ^{14}C 51540±430 лет назад), а в другом - по ЭПР 52±4, 66±6 и 65±8,7 тыс. лет назад из основания морских слоев и из их верхов по ^{14}C 45550±230 лет назад [*Молодьков и др., 1987; Молодьков и др., 1992*]. Все эти датировки позволяют отнести морские слои раннекаргинского интервала к среднему валдаю [*Арсланов, 1992*] или среднему вейхзелию (см. табл. 2).

Стратиграфически эквивалентом морских нижнекаргинских (=харсоимских) слоев является золотомысский аллювий, стратотип которого описан на правом берегу Нижней Оби у Золотого мыса (см. рис. 2). Слои залегают между хошгортской и лохподгортской моренами [*Последнее оледенение…, 1977*], сложены 5-10-метровой пачкой песков с прослоями глин и алевритов, а также линзами торфа, радиоуглеродный возраст которых находится в интервале от 34-40 до более чем 45 тыс. лет назад (см. рис. 2). Аллювий достаточно отчетливо прослеживается вдоль долины Нижней Оби, где выполняет врезы глубиной до 18-20 м ниже уровня моря [*Архипов и др., 1987*]. Их аналогом на Средней Оби и Иртыше являются среднеобские [*Палеогеография…, 1980*] и бугринские [*Кривоногов, 1988*] слои.

Лохподгортский подгоризонт (слои) представлен маловалунной суглинистой мореной и подпрудно-озерными казымскими глинами, накопившимися во время кратковременной подвижки льда с Полярного Урала. Лохподгортская морена в Салехардском опорном районе (см. рис. 1, 2) ложится на харсоимские, а выше по долине Оби - на золотомысские слои, перекрываясь повсеместно позднекаргинским аллювием. Стратотип описан в обнажении Золотой мыс [*Последнее оледенение…, 1977*].

Опорным разрезом казымской пачки (см. рис. 2) подпрудно-озерных глин является обнажение на правом берегу Оби, в устье Казымского Сора (дер. Казым-Мыс), где они залегают, как и морена, поверх золотомысских и перекрываются позднекаргинским аллювием или непосредственно террасовыми позднеледниковыми осадками. В такой типичной для них стратиграфической позиции они прослеживаются с Нижней Оби по ее долине до г. Колпашево и бассейна Васюгана, а в бассейне Иртыша до дер. Липовка (р. Тобол). Распознаванию их помогают повсеместно связанные с ними крупные псевдоморфозы по ледяным жилам - региональный криогоризонт, датированный по ^{14}C в 33-31 тыс. лет назад. Поэтому аналогом казымских глин являются так называемые мегионские и верхняя часть среднеобских, а на Иртыше - очевидно, верхняя часть бугринских слоев (см. табл. 1). Низы и тех, и других явно синхронны золотомысским слоям [*Последнее оледенение…, 1977; Палеогеография…, 1980; Архипов и др., 1987; Кривоногов, 1988*]. На Верхней Оби раннекаргинский (харсоимско-лохподгортский) стратиграфический интервал занимает тарадановская толща с датами от 50-46 до 28 тыс. лет назад и ее аналоги аллювиального и озерного генезиса [*Панычев, 1979*].

Верхнекаргинский подгоризонт (слои) включает преимущественно аллювиальные осадки, датированные повсеместно по ^{14}C в пределах 30-23 тыс. лет назад (см. табл. 1). На Обском севере позднекаргинский аллювий обнаружен поверх харсоимских морских глин. Он перекрыт здесь ледниковыми образованиями максимальной, салехардоувальской стадии Сартанского оледенения (см. рис. 1, 2). В ряде случаев аллювий находится, вполне вероятно, в гляциодислокациях. На Нижней и Средней Оби и на Нижнем Иртыше синхронные верхнелобановские и загвоздинские аллювиальные слои [*Палеогеография…, 1980; Кривоногов, 1988*] залегают в цоколе подпрудно-озерной уртамской террасы и врезаны в подстилающие раннекаргинские образования (рис. 11).

На Енисейской севере морские каргинские отложения установлены лишь около Воронцово, на восточном берегу Енисейского залива, где они врезаны в ермаковскую

морену и ленточные глины, подстилающиеся, в свою очередь, казанцевскими морскими слоями (см. рис. 3). Они сложены песками и алевритами, охарактеризованными малохетской ассоциацией фораминифер. Как и на р. Мессояха (см. выше), каргинские слои перекрываются сартанскими водно-ледниковыми песками и ледниковыми валунными супесями [*Троицкий, 1966; Левчук, 1984*].

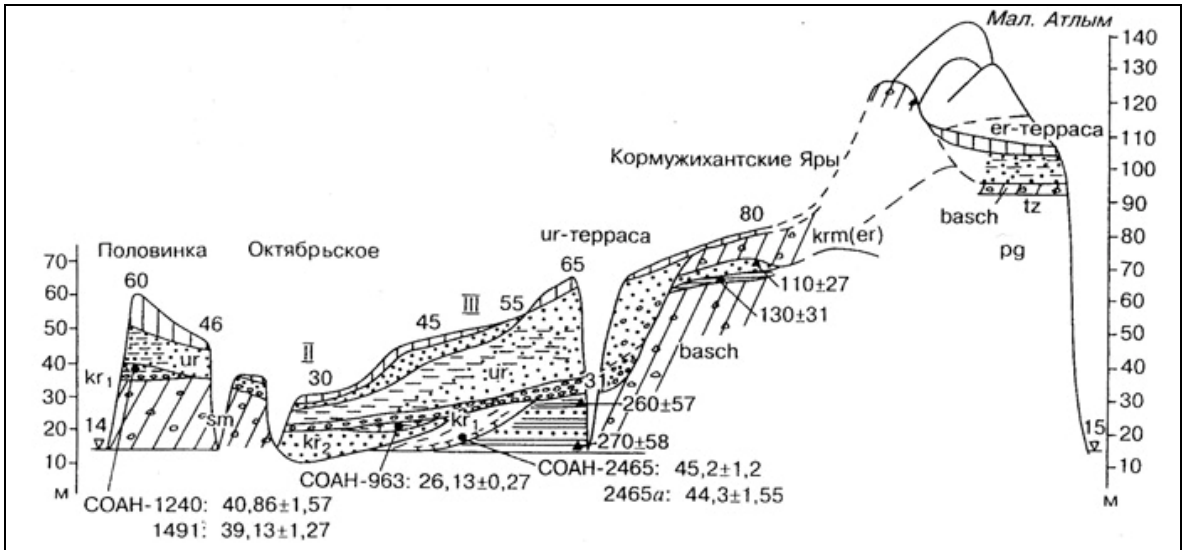


Рис. 11. Соотношение ермаковской и уртамской подпрудно-ледниковых озерных террас с позднеледниковыми гляциоэвстатическими террасами.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

В Усть-Портовском районе, в серии обнажений между устьем р. Казанцевая и пос. Караул, выделявшиеся В.Н. Саксом [*Сакс, 1953*] каргинские осадки переинтерпретированы С.Л. Троицким [*Троицкий, 1966; Троицкий, 1969; Троицкий, 1972*]. На основании присутствия в них таких руководящих видов, как *Cyprina islandica* и *Zirphaea crispata,* вмещающие слои отнесены к казанцевскому горизонту и датированы по ЭПР методу в 121,9 тыс. лет назад (см. выше).

Неостратотип нижнекаргинских отложений, предложенный Н.В. Кинд [*Кинд, 1974*], находится в устье Малой Хеты (рис. 12). Он представлен аллювиальной свитой - галечниками и песками в основании (аналог золотомысских слоев) и алевритами с псевдоморфозами по ледяным клиньям в кровле. Свита перекрыта гыданской мореной и ленточными глинами [*Троицкий, 1967*] и имеет радиоуглеродный возраст от 45-40 до 35 тыс. лет назад. Южнее, на Нижнем Енисее, от г. Игарка до устья Вахты (рис. 13) прослеживаются конощельские слои, слагающие одноименную террасу, возрастной предел которой по ^{14}C равен 33-32 тыс. лет назад, а по РТЛ - 33±8 тыс. лет назад [*Кинд, 1974; Сухорукова и др., 1993*] как вероятный эквивалент казымских слоев. Таким образом, малохетский стратотип соответствует харсоимскому и, возможно, отчасти лохподгортскому подгоризонтам.

Конощельские водно-ледниковые и подпрудно-озерные глины и галечники, реже слоистые глины и алевриты, фациально замещаются мореной (см. рис. 10, Ангутиха - Конощелье, Якуты - Горошиха). Последняя подстилается осадками, датированными по радиоуглероду в 46±1 тыс. лет назад. Это позволяет ангутихинскую морену идентифицировать с лохподгортской на Нижней Оби. Следовательно, к лохподгортскому подгоризонту на Нижнем Енисее относятся как ледниковые образования, так и локальная подпрудная озерная конощельская терраса.

Верхнекаргинские отложения в зоне распространения Сартанского оледенения и подпрудного бассейна в Енисейской депрессии практически отсутствуют. Лишь на ермаковской и конощельской террасах [*Сухорукова и др., 1991*] отмечаются маломощные

почвенно-торфяные образования (см. рис. 13). Аллювиальные отложения появляются в енисейской долине только южнее устья Подкаменной Тунгуски, где они залегают в цоколе подпрудно-озерной сартанской террасы.

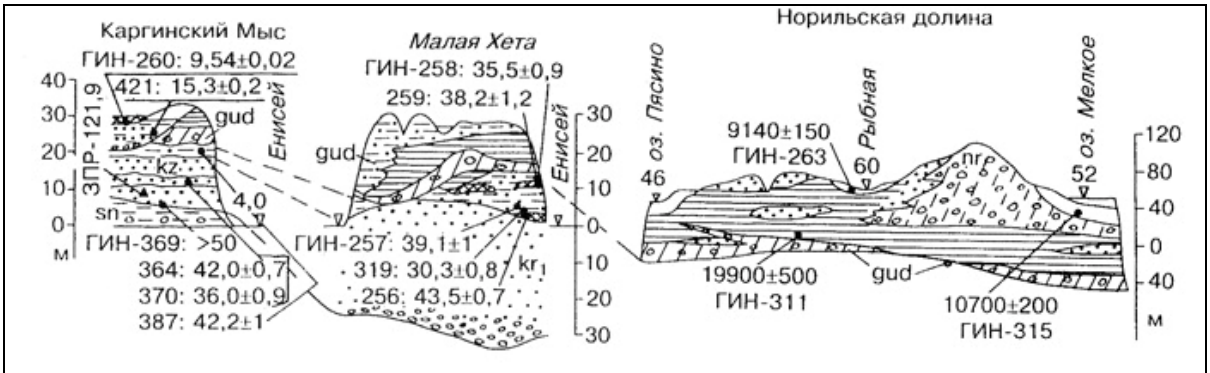


Рис. 12. Опорные разрезы сартанских, каргинских и казанцевских отложений Енисейского севера [38, 39].

Усл. обозн. см. на рис. 1.

По южной периферии Западно-Сибирской равнины на водоразделах в Приишимье, Прииртышье, на Чулымо-Енисейской, Приобской и Предалтайской равнинах (плато) в составе субаэральных толщ каргинскому веку соответствует искитимский педокомплекс с двумя погребенными черноземными почвами [*Волков и Зыкина, 1991*]. Нижняя коррелируется с харсоимским, а верхняя - с верхнекаргинским подгоризонтами, отвечая, очевидно, западно-европейским межстадиалам моерсхольд и денекамп. Аналоги этого педокомплекса прослеживаются и в северных районах Западной Сибири на придолинных водоразделах (см. рис. 8, 9, 13).

Сартанский ледниковый горизонт имеет радиометрический возраст в пределах 23(22) - 10 тыс. лет назад. Горизонт включает сартанскую ледниковую толщу в составе морен максимальной гыданской (=салехардоувальской) и двух рецессионных ньяпанской (=сопкейской) и норильской (=полярноуральской) стадии, осадки подпрудных озер, морской ингрессии, речных террас и, наконец, субаэральную лессово-почвенную толщу (см. табл. 1).

Конечно-моренные образования максимальной гыданской стадии трассируются В.И. Астаховым под названием хадуттейского пояса, протягивающегося через Западно-Сибирскую равнину от Урала до плато Путорана [*Палеогеография…, 1980; Четвертичное…, 1987*]. Возраст стадии устанавливается в двух ключевых районах: в устьях Оби и Енисея. В Салехардском опорном районе (см. рис. 1, 2) салехардоувальская морена залегает на верхнекаргинских слоях [*Последнее оледенение…, 1977*] и в нее врезана трехступенчатая лестница позднеледниковых террас. На Енисее, в обнажении Каргинского мыса, гыданская морена, датированная в Норильской долине (см. рис. 12) около 20 тыс. лет назад, залегает на казанцевских отложениях и в нее вложены тиутейские межстадиальные осадки, которые датированы по ^{14}C в 15,3±0,2 тыс. лет назад [*Кинд, 1974; Троицкий, 1967*]. Это позволяет оценить возраст максимальной стадии интервалом от 23 до 16 тыс. лет назад, а кульминацию Сартанского оледенения отнести к 20-18 тыс. лет назад.

Стадиальные сартанские морены датированы около плато Путорана в Норильской ледниковой долине (см. рис. 12), где ньяпанская и норильская морены фациально замещаются озерными глинами (вальковская свита), радиоуглеродный возраст которых от 19,9±0,5 до 10,7±0,2 тыс. лет назад. Соответственно ньяпанскую стадию с учетом возраста тиутейских слоев относят к интервалу 15-13, а норильскую - к 11,5-10,4(10,3) тыс. лет назад [*Кинд, 1974*]. Этим рецессионным моренам, вероятно, синхронны конечно-ледниковые постройки Танамского и Ямало-Гыданского поясов, пересекающих Западно-

Сибирскую равнину между 67 и 71° с.ш. Их возраст устанавливается по соотношению с ледниково-подпрудной уртамской и гляциоэвстатическими позднеледниковыми террасами [*Палеогеография…, 1980; Гончаров, 1991*].

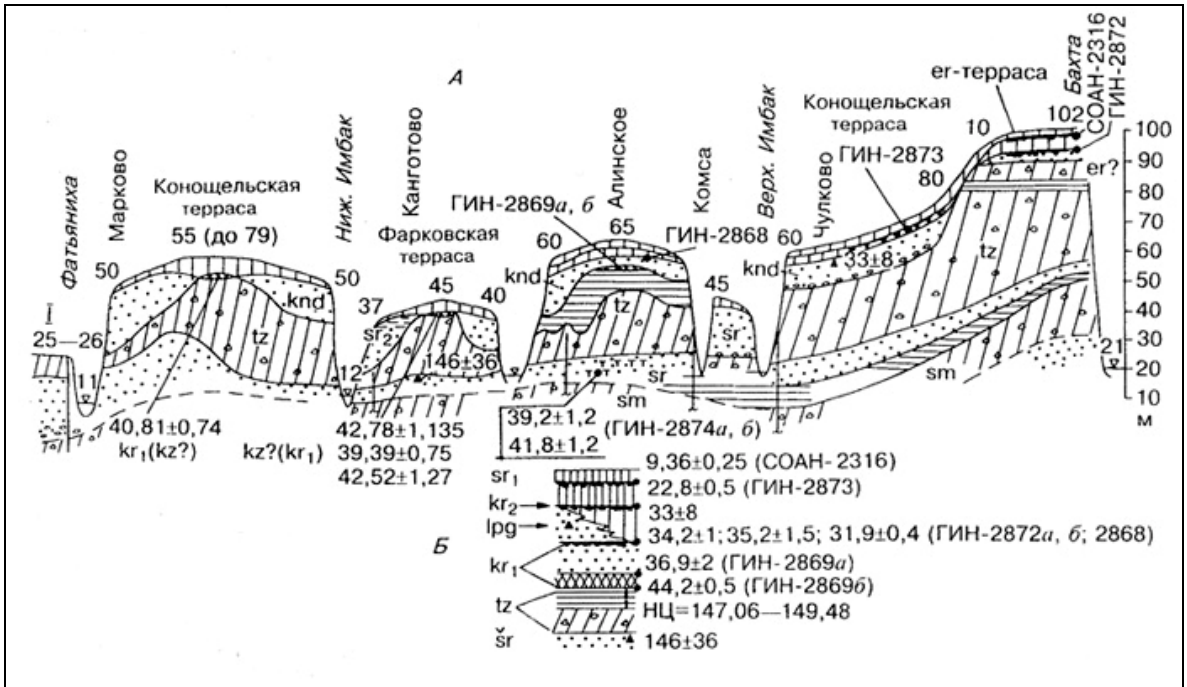


Рис. 13. Подпрудно-ледниковые озерные ермаковская, конощельская и фарковская террасы (*А*), а также покровные лессово-торфопочвенные отложения (*Б*).

Усл. обозн. см. на рис. 1, 3, 9.

Сартанская (уртамская) подпрудная терраса высотой в среднем 60-80 м над уровнем моря трассируется, как правило, вдоль водораздельных возвышенностей. Так, на склонах Белогорской возвышенности уртамские осадки поднимаются до 70-80-метровых отметок (см. рис. 6, 11), где слагают узкие сегменты террасы, врезанной в ермаковские и более древние ледниковые образования. Севернее Белогорья терраса причленяется на отметках 70-80 м к ледниковым постройкам Хадуттейского конечно-моренного пояса (см. рис. 1, 2), окаймляя с юга Салехардоувальскую гряду в районе г. Салехард, по рекам Полуй и Надым. Терраса сложена здесь 20-30-метровой толщей песков с прослоями супесей и маловалунных суглинков, замещающихся по латерали ледниковыми образованиями салехардоувальской стадии, из-под которых имеются позднекаргинские даты в 25,9-28,6 тыс. лет назад [*Последнее оледенение…, 1977; Палеогеография…, 1980*]. В каргинских палеодолинах (см. рис. 6, 11) уртамские (липовские на Иртыше) подпрудно-озерные осадки ложатся поверх ранне- и позднекаргинских генераций аллювия или казымских глин и датированы по радиоуглероду в интервале 23(22) - 12,8(12,3) тыс. лет назад [*Палеогеография…, 1980*].

На Нижнем Енисее, в Енисейской депрессии, аналогом гыданской морены является фарковская ледниково-подпрудная озерная терраса высотой 40-45 (до 50 м) над уровнем моря. Ее преимущественно песчаные осадки содержат местами (Фарково, см. рис. 10) аллохтонную растительную сечку (прибрежная фация?), по которой были получены явно некорректные ^{14}C даты [*Кинд, 1974*]. На Среднем Енисее, выше Осиповского порога, в пределах Тугуланской депрессии фарковская терраса превращается за счет морфологического слияния с конощельским уровнем в двухступенчатую террасу высотой 60-70 и 80-90 м над уровнем моря. Ее низкая ступень датирована в интервале от 16,39±0,18 до 11,72±0,08 тыс. лет назад, а в цоколе установлены каргинские осадки с радиоуглеродным возрастом от 38,3±1,2 - 31,3±1,0 до 28,9±1,2 - 24,08±0,42 тыс. лет назад [*Гончаров, 1991*].

Енисейское и Тугуланское озера дренировались, как и в ермаковское ледниковье, по системе юго-западного стока через сквозные долины (спиллвеи) на Енисей-Обском междуречье. Тугуланские (=фарковские) песчаные осадки (10-20 м) выстилают днище ложбин и местами ложатся на каргинский аллювий, датированный в 26-28 тыс. лет назад [*Палеогеография…, 1980; Сухорукова и др., 1991*], коррелируясь на Оби и далее на Иртыше с уртамскими и липовскими.

Таблица 2. Событийная хроностратиграфия каргинского—средневалдайского веков

Горизонт, Подгоризонты	Обский север [1, 9]		Енисейский север [10, 34]				Европейский север России [35]		
	Комплекс фораминифер		Климатические ритмы		Этапы трансгрессии, ассоциации фораминифер		Геохронологическая шкала		Изотопные стадии
Сартанский 23(22) —10	Ледниковье						Поздний валдай	25,0—16,5	2
Каргинский: Верхне-каргинский 30(31)—22(23)	?		Верхне-каргинское потепление 30(31) —23(22)	Липовско-новоселовское потепление 30—22	Завершение трансгрессии. Липовско-новоселовская арктобореальная	Морские отложения	Средний валдай	Дунаевский (брянский) межстадиал 32,0—25,0	3
Каргинский: Лохподгортский 35—30(31?)	Лохподгортское похолодание 35—30(31?)			Конощельское похолодание 33—30	Регрессия, Перерыв?			Леясциемское (михайловское) похолодание 36,0—32,0	
Каргинский: Харсоимский	Морские отложения	Харсоимский арктический и бореально-арктический; Щукинский Бореальный	Золотомысское потепление 42—35(33)	Малохетское потепление 43—33	Максимум трансгрессии Малохетская: глубоководная бореальная; мелководная арктобореальная			Межстадиал Гражданский проспект 42,5—36,0	
			Похолодание 44(45) —42	Раннее похолодание 45	Регрессия, Перерыв?			Шапкинское похолодание 45,0—42,5	
Каргинский: Харсоимский 55(60?)-50			Шурышкарское потепление	Раннее потепление 50—45	Начало трансгрессии. Раннекаргинская бореально-арктическая, часто с преобладанием арктических видов 56,7—47,8 61,4—47,8 средняя 52,27			Красногорский (рокайский) межстадиал 58,0—45,0	
Ермаковский 110±27—55(60?)	Ледниковье						Ранний валдай	72—58,0	4

С началом дегляциации на севере Западно-Сибирской равнины происходит морская ингрессия, следы которой были открыты С.Л. Троицким на Таймыре, в низовьях Агапы и Пясины [*Троицкий, 1969; Троицкий, 1972; Гудина и др., 1968*]. Ее осадки с размывом ложатся на морские казанцевские слои. Ингрессия оставила в пределах Нижнеагапской депрессии двухступенчатую 30-55-метровую морскую абразионно-аккумулятивную террасу-равнину, сложенную ритмично-слоистыми алевритами и ленточными глинами с банками *Portlandia arctica* и дюрюсским комплексом фораминифер, с доминирующей в нем *Elphidiella groenlandica* (Cushman) - арктической формой, характерной для опресненных бассейнов. По представлению С.Л. Троицкого, ингрессия распространялась по системе приледниковых озер в течение ньяпанской и норильской стадий, вероятно, со стороны Западного Таймыра и северо-востока Енисейского залива. На его правом берегу у пунктов Пустое - Кареповское также обнаружены на отметках 53-55 м над уровнем моря позднеледниковые глины и алевриты с высокоарктическими портландиями (см. рис. 3). Возраст ингрессии точно не установлен, имеется лишь одна ориентировочная радиоуглеродная дата, полученная по раковинам, равная 19,2±0,2 тыс. лет назад.

Существенно отметить, что в енисейской долине следы ингрессии отсутствуют. Весь Усть-Енисейский район, всё междуречье Енисея с реками Мессояха и Таз, как и его правобережье до плато Путорана, плотно занято многочисленными ансамблями ледниковых построек. Ледниковые депрессии между ними выстилаются либо озерно-ледниковыми осадками вальковского типа, либо флювиогляциальными песками и галечниками конощельского и позднесартанского возраста. Сток по Енисею был блокирован до конца позднего плейстоцена и возобновился лишь на уровне I террасы в голоцене.

В устье Оби, в районе г. Салехард, на профилях «Гидропроекта» еще в 50-х годах была установлена трехчленная лестница песчаных террас с тыловым швом на отметке *55* м, врезанная в конечно-ледниковую Салехардоувальскую гряду [*Последнее оледенение…, 1977; Архипов и др., 1994*]. Поэтому все три террасы, высотой 15-18 м (I), 20-35 м (II), 40-55 м (III) над уровнем моря не могут быть древнее 19-20 тыс. лет назад. Все они сложены песчаной, плащеобразно залегающей толщей, врезанной последовательно (сверху вниз) в лохподгортские, харсоимские, ермаковские (хошгортские) и казанцевские слои (см. рис. 1, 2). В осадках верхней III террасы обнаружены фораминиферы в скв. 13 у г. Салехард [*Архипов и др., 1994*]. Рассчитанный здесь же коэффициент «палеосолености» по соотношению $C_{орг}$ к $Fe_{пир}$ также показал на морские условия осадконакопления. Логично предположить, что лестница террас у Салехарда оставлена позднеледниковой ингрессией.

Верхняя III ступень трассируется без изменения высоты вверх по долине Оби до г. Самотлора и устья Ваха (Среднеобская депрессия), а в бассейне Иртыша (Кондинская низменность) примерно до низовьев Тобола, Тавды, Ишима [*Палеогеография…, 1980*]. В этих же районах с ней морфологически сливается II терраса. Вместе они образуют пологоступенчатую колпашевскую террасу высотой от 30-35 до 45-55 м, которая врезана в подпрудно-озерную уртамскую поверхность. Примечательно также, что тыловой шов террас (колпашевской и III у Салехарда) сохраняется на одной и той же 55-метровой отметке. Таким образом, геолого-геоморфологическая позиция террас свидетельствует об их одновозрастности. Поэтому радиоуглеродный возраст Колпашевской террасы в пределах 12,8(12,3) - 10,6 тыс. лет назад распространяется и на III, и II ступени у Салехарда.

Низкая I ступень морфологически обособляется только в устье Оби, выклиниваясь вверх по долине, но отчетливо прослеживается к северу по берегам Обской и Тазовской губ. В районе Салехарда она датируется ранним голоценом [*Архипов и др., 1985*].

На Ямале, Гыдане и Тазовском п-овах, севернее Салехарда и Хадуттейского конечно-ледникового пояса огромные площади, оконтуренные изогипсой с отметкой около *55* м, заняты террасой-равниной, имеющей два уровня высотой 40-*55* и 20-35 (до 40) м. Она была названа А.С. Лавровым [*Арсланов и др., 1983*] транзитной потому, что прослеживается через всю зону Сартанского оледенения от Карского моря - к устью Оби, где соответствует III и II ступеням у Салехарда, и уходит далее вверх по обской долине, где выступает в качестве колпашевской террасы. Следовательно, транзитная терраса имеет «колпашевский» возраст, что подтверждается и датой в 12 260±170 лет назад из ее отложений [*Арсланов и др., 1983*].

Абразионными уступами ингрессионного бассейна на 55-метровой отметке обрезаются не только Салехардоувальская гряда, но и конечно-ледниковые ансамбли (хр. Сопкей, Глиняный и Песчаный пояса) рецессионного Танамского пояса. Следовательно, он древнее ингрессии, и его возраст старше 12,8-13 тыс. лет назад. Ледниковый рельеф более молодой Ямало-Гыданской рецессионной стадии частично размыт (в интервале высотой от 20-30 до 60 м), частично погребен под осадками ингрессии [*Арсланов и др., 1983*]. Вероятно, ледниковые постройки могли сохраниться отчасти там, где во время ингрессии массивы мертвого льда образовали «ледяные» острова, бронировавшие конечные морены, близкие по возрасту к норильской стадии.

Ингрессионный залив на севере Западной Сибири и эстуарий на Нижней Оби и Иртыше были сильно опресненными в отличие от морского залива на Агапе, судя по редким, единичным находкам морской фауны. Опреснение, вероятно, было следствием неоднократных (возможно, с периодичностью около 100 лет) катастрофических сбросов талых вод с Алтая, а также с Саян через верховья Енисея в Тугуланское озеро и через ложбины стока на Енисей-Обском междуречье в Обь-Иртышский эстуарий [*Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995*]. По данным А.Н. Рудого, одномоментный сброс ледниково-подпрудных озер из межгорных впадин только одного Алтая (свыше 7 тыс. км^3

воды) давал приращение уровня сартанского подпрудного мансийского озера на 12 м [*Рудой, 1995; Рудой, 1994*].

Следствием катастрофических опорожнений подпрудных Алтайских озер явился грандиозный песчаный конус выноса в бассейне Верхней Оби. Он выходит с Алтая по долинам Катуни, Бии (и других рек) и занимает всю Бийско-Барнаульскую впадину до Новосибирска, протягивается далее к северу (сокращаясь в мощности и размерах) в акваторию Мансийского палеоозера [*Палеогеография…, 1980; Архипов, 1973*]. Пески формируют 3 уровня «боровых» террас с высотой над Обью 35-40 м (III), 18; 25-30 (II) и 7-10 до 12 м (I). Вдоль фаса Алтая высота конуса выноса над уровнем моря достигает 220-240 (260?) м, у Новосибирска снижается до 140-120 м и в Томском Приобье до 100-80 м [*Палеогеография…, 1980; Архипов, 1973*]. Соответственно, высокие (III и II) террасы конуса распространены преимущественно в пределах Бийско-Барнаульской впадины, где погребают уртамские слои. За ее пределами они уходят главным образом по ложбинам (спиллвеям) Приобского плато, «выплескиваясь» по ним песчаными осадками на Кулундинскуго равнину и в долину Иртыша. Низкая I терраса конуса трассируется вдоль всей Верхней Оби и далее к северу коррелируется с колпашевской ступенью. Возраст конуса выноса и его террас находится в пределах 17,59-10,4 тыс. лет назад [*Бутвиловский, 1993; Панычев, 1979; Архипов, 1973*].

К сартанской субаэральной толще обычно относят ельцовский и баганский покровы лессов [*Волков и Зыкина, 1991*], разделенные суминским педокомплексом (14,2 тыс. лет назад) и вертикосской палеопочвой (14,88±0,44 тыс. лет назад). Последние синхронны тиутейским межстадиальным слоям, что позволяет ельцовский лесс, залегающий поверх верхней искитимской почвы (см. табл. 1), отнести ко времени максимальной стадии Сартанского оледенения, а баганский - к его рецессионным стадиям. Кроме того, на колпашевской террасе распространены молодые лессы позднего дриаса (2-3 м) и песчаные дюны высотой до 10-15 м [*Палеогеография…, 1980*]. Лессы подстилаются маломощной аллередской палеопочвой с пнями деревьев. Пни датированы по ^{14}C в 10,65±0,09 (СО АН-323) на протоке Мега и в 10,15±0,1 (СО АН-967) тыс. лет назад в устье Тугиян - Юган [*Палеогеография…, 1980*]. Торфяники, перекрывающие лессы, начали накапливаться 9,85±30 и 9,82±50 (СО АН-1191, 1199) тыс. лет назад. Лессовый покров разбит сингенетичными псевдоморфозами по ледяным клиньям. Затянутые в них остатки древесины получили даты в 9,250±50, 9,379±75 тыс. лет назад. Дюны сложены пылеватыми песками с прослоями иловатых супесей, в которых встречаются прослои и блоки аллохтонного торфа. Дюнные пески также разбиты псевдоморфозами по ледяным клиньям, и в них по переотложенному торфу и растительному мусору получены явно некорректные каргинские даты (20040±80 и 21010±155; СО АН-1874т и 1874г) для типичного участка дюнного рельефа в районе устья Ляминского Сора.

Приведенные данные важны тем, что песчаные равнины транзитной террасы на Ямале и Гыдане локально прикрыты позднедриасовыми покровами (до 20-30 м) аналогичных пылеватых лессовидных песков и супесей, появившихся как результат эолового перевевания подстилающих пород. При этом они так же, как и покровные образования колпашевской террасы, поражены сингенетическими ледяными клиньями, лед в которых еще сохранился, что делает их похожими на колымскую едому. Аллохтонные торфы и растительный мусор и здесь получили неверные радиоуглеродные даты: в частных разрезах в интервале 16-18 и 22-30 тыс. лет назад, а в совокупности - для III ступени транзитной террасы в пределах от 21700±80 до >48750 лет назад и для II - от 48000±1840 до >50000 лет назад [*Astahov, 1992; Болиховский, 1987; Васильчук и др., 1984*].

На недостоверность этих датировок указывает их позиция стратиграфически выше сартанских морен и несовместимость с возрастом всей системы террас как подпрудно-озерной уртамской, так и ингрессионно-эстуариевой позднеледниковой. Такое противоречие можно объяснить только переотложением органических остатков, которые были использованы для датирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратиграфическая схема позднего плейстоцена Западно-Сибирской равнины достигла необходимой степени детальности, которая допускает уверенное сопоставление с изотопно-кислородной шкалой океана (см. табл. 1) как с мировым стандартом, позволяющим осуществлять евроазиатские корреляции [*Arkhipov, 1987; Архипов, 1989; Arkhipov, 1991*]. Казанцевский горизонт, коррелируемый с подстадией 5е, может рассматриваться, наряду с эемом Западной Европы, как субглобальный, северо-евроазиатский маркирующий хроностратиграфический уровень. Это делает надежным сопоставление ермаковского и сартанского (нижне- и верхнезырянских) ледниковых и каргинского мегамежстадиального горизонтов с нижним, средним и верхним вейхзелием (вюрмом) Западной Европы, а также с 4, 3 и 2 стадиями океанической шкалы, несмотря на еще остающиеся разногласия по частным стратиграфическим вопросам [*Лазуков, 1970; Зубаков, 1992*]. Достаточно надежной выглядит и корреляция подгоризонтов сибирской схемы с изотопными подстадиями и с европейской ледниковой стратиграфией (см. табл. 1, 2). Все сказанное придает западно-сибирской схеме транссибирский субглобальный статус.

Хроностратиграфия позднего плейстоцена позволяет выделение стратиграфических подразделений продолжительностью в 20-15 тыс. лет для казанцевско-ермаковского, 10-5 - для каргинского и от 5-2 до 1 тыс. лет для сартанского горизонтов, определяя временной интервал наименьшей единицы описания геологических и палеоклиматических событий. Уникально широкий набор генетических типов четвертичных отложений, локализованных в различных физико-географических природных зонах, обеспечивает посредством радиометрической корреляции полноту геологической летописи, а детальная хроностратиграфия - ее дробное расчленение. Тем самым создаются предпосылки весьма точной периодизации палеоклиматических событий последних 130 тыс. лет - естественно-геологической основы для прогноза грядущих изменений окружающей природной среды.

Работа выполнена при содействии Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 93-05-8790 и 95-05-64844) и по программе ГНТП России «Глобальные изменения природной среды и климата» по проекту 1.4.1.4.1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Последнее оледенение в Нижнем Приобье / Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др. Новосибирск, Наука, 1977, 214 с.

2. Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямальско-Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 6, с. 87-104.

3. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л., Мор. и реч. изд-во, 1953, 627 с.

4. Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающих частей гор Бырранга. М., Наука, 1966, 206 с.

5. Троицкий С.Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири // Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., Наука, 1969, с. 32-43.

6. Троицкий С.Л. Морской плейстоцен северного побережья Азии // Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 95-100.

7. 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., Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1975, с. 53-93.

8. Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загородская Н.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1959, 235 с. (Тр. НИИГА, т. 91).

9. Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск, Наука, 1976, с. 124-125.

10. Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск, Наука, 1984, 128 с.

11. Arkhipov S.A. Pleistocene Chronostratigraphy in Northern Siberia // Preceed. First Internation Colloq. Quat. Stratig. Asia and Pacific Area. Osaka, 1987, p. 163-177.

12. Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика, 1989, № 6, с. 13-22.

13. Arkhipov S.A. Correlation of the Pleistocene Events in the North-Asian continent // INQUA Internation. Sympos. Stratigr. and Correlat. Quat. Deposit. Asia and Pacific Reg. Issued by CCOP Technical Secretariat, CCOP/Tr. 22, 1991, p. 193-202.

14. Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 30-39.

15. Архипов С.А., Волкова В.С, Зыкина В.С. и др. Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 8, с. 51-71.

16. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 105 с.

17. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, 329 с.

18. Алешинская З.В. К стратиграфии средневерхнечетвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности (результаты диатомового анализа) // Палеогеография четвертичного периода СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961, с. 150-159.

19. Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 40-51.

20. Архипов С.А., Гнибиденко З.Н., Зыкина В.С. и др. Геологическое строение и общая стратегия хроностратиграфического изучения Куртакского археологического района // Палеоэкология и расселение древнего человека в Сев. Азии и Америке. Красноярск, 1992, с. 10-15.

21. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.В. и др. Новосибирск, Наука, 1980, 107 с.

22. Четвертичное оледенение на территории СССР. М., Наука, 1987, 126 с.

23. Ледниковая геология Белогорской возвышенности, Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, 131 с.

24. Архипов С.А., Панычев В.А., Шелкопляс В.Н. Геохронология верхнего плейстоцена Белогорского Приобья (Западно-Сибирская равнина) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1987, с. 110-124.

25. Архипов С.А., Вотах М.Р. К проблеме выделения раннезырянских межстадиалов в Западной Сибири // Кайнозой Сибири и северо-востока СССР. Новосибирск, Наука, 1989, с. 138-141.

26. Астахов В.И., Зольников И.Д., Карпов Е.Г. Строение залежи ископаемого льда на Енисее в связи с ее происхождением // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, Наука, 1986, с. 146-153.

27. Костяев А.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М., Сурков А.В. РТЛ-возраст и условия образования отложений и пластового льда в опорном разрезе Ледяная Гора (Нижний Енисей) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 125-131.

28. Волков И.А. Ишимская степь. Рельеф и покровные лессовидные отложения. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд-ния АН СССР, 1965, 73 с.

29. Разрез новейших отложений Алтая. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 206 с.

30. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая. Событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Томск, ун-та, 1993, 218 с.

31. Katzenberg O., Grim R. ESR-Dating of circumarctic molluscs // Nucl. Tracks, 1986, v. 10, № 4, p. 885-890.

32. Linke G., Katzenberger O., Grun R. Description and ESR-dating of the Holsteinian intergla-ciation // Quat. Sci. Rev., 1985, v. 4, № 4, p. 319-331.

33. Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.И. и др. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с. 236-243.

34. Молодьков А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М., Барановская О.Ф. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляция с событиями плейстоцена // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 41-46.

35. Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 10-19.

36. Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 703. Новосибирск, 1988, 232 с.

37. Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск, Наука, 1979, 102 с.

38. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 254 с.

39. Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Докл. АН СССР, 1967, № 6, 174 с.

40. Сухорукова С.С., Афанасьев С.Л., Шевко А.Я. Скорости озерно-ледниковой седиментации в среднем плейстоцене бассейна Енисея // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 5, с. 61-67.

41. Сухорукова С.С., Шевко А.Я., Кривоногов С.К. и др. Новые материалы к стратиграфии покровных отложений правобережья Среднего Енисея в связи с проблемой возраста оледенений // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., Наука, 1991, № 60, с. 116-122.

42. Гончаров С.В. Последние ледниково-подпрудные озера долины Оби // Там же, с. 62-67.

43. Гудина В.И., Нуждина Н.Н., Троицкий С.Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности // Геология и геофизика, 1968, № 1, с. 40-48.

44. Архипов С.А., Вотах М.Р., Букреева Г.Ф. Палинология и стратиграфия голоцена приустьевой части долины Оби // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, с. 85-98.

45. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 27-35.

46. Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: Автореф. Дис. докт. географ, наук. Томск, 1995, 35 с.

47. Рудой А.Н. Скэбленд Центральной Азии // Природа, 1994, № 8, с. 3-19.

48. Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 7-21.

49. Astakhov V.I. The last glaciation in West Siberia // Sveriges Geologiska Undersokning, 1992, Ser. Ca 81, p. 21-30.

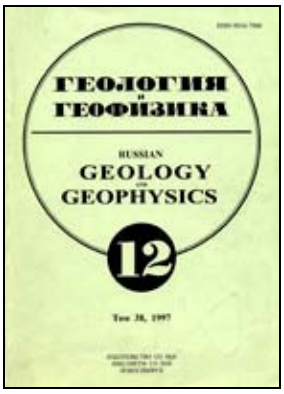
50. Болиховский В.Ф. Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с. 128-135.

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

52. Лазуков Г.Н. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 320 с.

53. Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых спектрах. С.-Пб., Гос. гидрол. ин-т, 1992, 122 с.

Ссылка на статью:



Архипов С.А. **Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири.** Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 12, с. 1863-1884.

http://www.evgengusev.narod.ru/arkhipov/arkhipov-1997.html