

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ.
МАСШТАБ 1: 2 500 00.

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ, 2013 г.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. 2010. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология»).

Карта четвертичных образований м-ба 1:2 500 000 составлена на территорию Российской Федерации – сушу, внутренние морские и прилегающие морские и океанические акватории. Она является актуализированной сводной картой четвертичных образований страны, подготовленной в соответствии с новой детализированной общей шкалой квартера, утвержденной МСК России в 2007 г. В объяснительной записке изложены принципы построения легенды карты, стратификации четвертичных образований, генетической классификации отложений; охарактеризованы общая шкала квартера России; положение нижней границы четвертичной системы; корреляция региональных стратиграфических подразделений четвертичных отложений страны с таксонами общей шкалы, географическая и палеогеографическая зональность в распространении различных генотипов.

Приведены особенности строения четвертичного покрова крупных регионов России: Европейской России (Восточно-Русской равнины), Кавказа, Урала, Западной Сибири, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья, Северо-Востока, Дальнего Востока. Освещен ряд вопросов, касающихся палеогеографии квартера на территории России, в том числе дискуссионных.

Карта с объяснительной запиской является новейшей сводкой данных по строению четвертичного покрова России. Она представляет интерес для геологов, географов и лиц смежных специальностей, занимающихся изучением четвертичных отложений. Помимо научной ценности, она может широко использоваться в практических целях (для поисков минерального сырья, водоснабжения, землепользования, различного рода строительства и т.д.), а также – для учебных целей.

Авторы

А.С. Застрожнов (ответственный исполнитель), В.К. Шкатова, Е.А. Минина,
В.Д. Тарноградский, В.И. Астахов, Е.А. Гусев.

Главные редакторы: О.В. Петров, А.Ф. Морозов.

Заместители главных редакторов: А.С. Застрожнов, Б.А. Борисов.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

	КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ. МАСШТАБ 1: 2 500 00. ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА	2
	ВВЕДЕНИЕ	6
1.	ЛЕГЕНДА	13
1.1.	Генетический блок легенды	13
1.1.1.	Генезис четвертичных образований	13
1.1.1.1.	Континентальные отложения	14
1.1.1.2.	Морские отложения	24
1.2.	Стратиграфический блок легенды	26
1.2.1.	Нижняя граница четвертичной системы	26
1.2.2.	Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы	29
1.2.3.	Международная палеомагнитная шкала	30
1.2.4.	Общая стратиграфическая шкала квартера России	30
1.2.5.	Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России	33
2.	КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	35
3.	СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	45
4.	РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	54
4.1.	Европейская Россия	54
4.1.1.	Восточно-Европейская ледниковая зона	54
4.1.2.	Восточно-Европейская внеледниковая зона	75
4.1.3.	Кавказ	93
4.2.	Урал	94
4.3.	Западная Сибирь	107
4.4.	Средняя Сибирь	116
4.5.	Алтая-Саянская горная страна	122
4.6.	Прибайкалье и Забайкалье	131
4.7.	Северо-Восток	137
4.8.	Дальний Восток	147
4.8.1.	Камчатка	148
4.8.2.	Сахалин	154

4.8.3.	Приамурье	163
4.8.4	Сихотэ-Алинь и Юго-Западное Приморье	167
4.9.	Арктические острова	174
4.10.	Акватория	186
5.	ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБ 1 : 2 500 00	189
5.1.	Запад России	193
5.2.	Западная Сибирь	205
5.3	Центральная Сибирь, Северо-Сибирская низменность и полуостров Таймыр	208
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	213
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	216

№ рис.	Список иллюстраций	Стр.
1.1	Вулканические области и районы новейшего (менее 1 млн. лет) вулканизма в пределах территории России (Новейший и современный вулканизм..., 2005 с изменениями)	23
2.1	Состояние стратиграфической базы квартера территории России	39
3.1	Схема структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации	46
3.2	Условные обозначения для суши схемы структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации	47
3.3	Условные обозначения для акватории схемы структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации	48
4.1a	Региональная стратиграфическая схема Каспия (проект)	81
4.1б	Региональная стратиграфическая схема среднего и верхнего неоплейстоцена и голоцена Каспия (проект)	82
4.2	Параллельные Новой Земле дуги подводных диамиктовых гряд: результаты анализа мощностей доголоценовой диамиктовой толщи (ССК III), интерпретированной по сейсмопрофилям и скважинам «Союзморинжгеологии» как новоземельские морены 4-й ступени верхнего неоплейстоцена (Эпштейн, Гатауллин, 1993)	178
4.3	Батиметрическая карта Баренцева моря у западных берегов Новой Земли. Составил В.Н. Гатауллин по данным непрерывного сейсмопрофилирования ПГО «Союзморинжгеология» (профили на врезке).	179
4.4	Схема стратиграфии неоплейстоцена Северной Земли, полученная российско-американско-шведской экспедицией на о. Октябрьской Революции (Möller et al., 2006)	180

4.5	Погребенные ледники о. Новая Сибирь (G1 и G2), разделенные морскими глинистыми алевритами (m) с контактом обтаивания (фото В.Е. Тумского)	183
4.6	Двуслойная едома о. Бол. Ляховского (фото В.Е. Тумского). Льдистые субаэральные алевриты верхнего неоплейстоцена (III) отделены торфянистым межледниковым слоем (III ₁) от едомных алевритов конца среднего неоплейстоцена (II ₆)	184
5.1	Схема расположения опорных разрезов отложений верхнего плейстоцена и границ верхнеплейстоценовых оледенений (стадий) по представлениям различных авторов	191
5.2	Двойная дуга Лайско-Адзвинских напорных гряд у Полярного круга, обрамляющая плоскую озерно-болотную депрессию. Стрелка указывает течение мощного ранневалдайского льда с Карского шельфа через Пай-Хой в бассейн Печоры (лист Q-40, космический снимок)	199
5.3	Западно-сибирские напорные морены конца среднего неоплейстоцена: отпрепарированные субаэральная эрозией параллельно-грядовые гирлянды дислоцированного палеогена в бассейне р. Еньяха (лист Q-43) (космический снимок)	206
5.4	Гряды раннезырянских напорных морен западнее р. Енисей, образующие две тектонопары с глубоко распаханными котловинами озер Маковского (север) и Налимьего. Разница высот дна оз. Маковского и гребня гряды 260 м (космический снимок)	208
5.5	Фестоны конечно-моренных гряд (синие) на р. Мокоритто, левом притоке р. Пясины, лист S-45 (космический снимок в ложных цветах)	211

Список таблиц

№№ п.п.	Наименование таблиц	
2.1	Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы территории Российской Федерации	38
5.1	Краевые пояса отступающего поздненеоплейстоценового скандинавского ледника	202

ВВЕДЕНИЕ

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации состоит из 12 листов 90см*60см (в том числе 2 листа легенды). Она охватывает территорию суши страны с внутренними акваториями, а также обрамляющие морские и отчасти прилегающие к ним океанические акватории. Сухопутная часть карты составлена сотрудниками ФГУП ВСЕГЕИ, морская – специалистами ФГУП ВНИИОкеангеология. Нижняя граница четвертичной системы принята на уровне 1,8 млн лет (МСК, 1998). Это – первая сводная карта четвертичных образований страны, составленная с обновленной детализированной общей стратиграфической шкалой квартера, в которой выделенные во всех звеньях неоплейстоцена ступени скоррелированы со стадиями кислородно-изотопной шкалы (МСК, 2007). Новая карта является результатом обобщения данных по геологии квартера, полученных за период, прошедший после издания в 1976 г. карты четвертичных образований СССР того же масштаба.

Приоритетность создания такой карты определялась рядом причин, из которых главной являлась необходимость проведения качественно нового картографического обобщения и анализа материалов по геологии квартера России, полученных в результате работ по Госгеолкарте-1000, особенно проводившихся с конца 70-х годов по настоящее время. Другая причина обусловлена существенным изменением общей стратиграфической шкалы квартера. Третья причина связана с необходимостью существенной коррекции стратиграфической базы в связи с появлением в конце XX – начале XXI веков новых региональных стратиграфических схем четвертичных отложений по многим крупным регионам страны - Восточно-Европейской равнине, Уралу, Западно-Сибирской равнине и Средней Сибири.

Составление карт, базирующееся в основном на использовании листов Госгеолкарты-1000, местами было осложнено их недостаточно четкой концептуальной увязкой, имевшей нередко формальный характер. Особенно остро этот вопрос встал для северных территорий страны, на которые карты четвертичных образований составлялись авторскими коллективами, придерживающимися различных основополагающих в геологии квартера концепций – гляциологической и маринистической. В ряде случаев для актуализации информации и при отсутствии в комплектах Госгеолкарты – 1000 карт четвертичных отложений использовались материалы Госгеолкарты – 200. При решении дискуссионных вопросов, разработке легенды привлекался анализ ранее изданных обзорных и мелкомасштабных карт страны: Карта четвертичных образований европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1: 2 500 000 ред. С.А. Яковлев (1950), Карта четвертичных образований Советской Арктики, масштаба 1: 2 500 000, под ред. В.Н. Сакса, 1957 г., Карта четвертичных образований СССР масштаба 1: 5 000 000, под ред. Г.С. Ганешина, 1966 г.; Карта четвертичных образований Европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1: 1 500 000, под ред.

И.И. Краснова, 1971 г., Карта четвертичных образований СССР, масштаба 1: 2 500 000, отв. ред. Г.С. Ганешин; 1976 г., Карта четвертичных образований России масштаба 1: 5 000 000, гл. ред. И.И. Краснов, 2001 г. Большая часть этих карт составлялась при четырехчленной общей шкале четвертичной системы и положении ее нижней границы на уровне 0,6 млн. лет.

Помимо картографических материалов, использовалась также информация по геологии квартера, содержащаяся в опубликованных работах, в первую очередь, касающаяся описания геологических разрезов с новыми хронометрическими, палеонтологическими, палеомагнитными данными, уточняющими возраст отображенных на карте стратиграфо-генетических таксонов.

При составлении карты, особенно территории Северо-Востока, Алтае-Саянского региона, отчасти Средней Сибири широко использовались материалы космо- и аэрофотосъемок. Анализ дистанционной основы (ДО) различных уровней генерализации позволил выявить и уточнить положение новейших разрывных нарушений, обычно разграничивающих площади, отличающиеся по строению четвертичного покрова. Кроме того, ДО использовалась для уточнения генетической диагностики отложений, особенно закрытых или слабо изученных территорий, посредством фиксации развитых на них специфических форм рельефа, связанных с определенными физико-геологическими процессами – мерзлотными (солифлюкция, десерпция), эоловыми, ледниковыми, гравитационными (обвалы, осыпи, оползни), суффозионными.

Карта синтезирует информацию о самом молодом непродолжительном по времени незавершенном этапе геологической истории Земли, с которым связаны резкие неоднократные изменения климата, оледенения, значительные колебания уровня Мирового океана, становление современной географической среды. Специфические особенности квартера отразились на свойствах четвертичных отложений, во многом отличающих их от более древних геологических образований. К ним относятся повсеместность распространения, отсутствие или слабое проявление процессов литификации, преобладание первичных форм залегания, сравнительно небольшая мощность (обычно первые метры, первые десятки метров), возрастающая до нескольких километров лишь в вулканических постройках и наиболее прогнутых частях тектонических депрессий, тесная связь с рельефом и хорошая сохранность аккумулятивных форм, используемая для генетической диагностики, разнообразие геологических, преимущественно экзогенных процессов, участвующих в их образовании, значительная пестрота и невыдержанность литолого-фациального состава, неполнота разрезов и часто наблюдающаяся в них цикличность, связанная с периодичностью климатических изменений. Все эти особенности обусловили специфику исследования и картирования четвертичных отложений.

Принципы составления стратиграфо-генетических карт четвертичных отложений разработаны отечественными геологами в 30-х годах. При разработке новой легенды цветной фон, в отличие от геологических карт дочетвертичных образований, был предусмотрен для отражения генетической характеристики, как информационно наиболее емкой и важной в прикладном отношении. Она определяет многие особенности отложений квартера — литологический состав, инженерно-геологические свойства, перспективность на те или другие типы полезных ископаемых, размещение которых обусловлено обстановками седиментогенеза. Возраст отложений на новой легенде отображался оттенками генетического цветного фона и индексами.

Синтезирующие данные о строении четвертичного покрова сводные карты четвертичных отложений, имеющие большое самостоятельное научное и прикладное значение, являются также важным естественным дополнением к сводным геологическим картам дочетвертичных образований, как и настоящая карта по отношению к новой геологической карте Российской Федерации масштаба 1: 2 500 000, изданной в 2004 г.

Легенда карты построена по стратиграфо-генетическому принципу и состоит из двух блоков: генетического и стратиграфического. Положение территории Российской Федерации в широком диапазоне географических зон, границы которых неоднократно смещались в связи с неоднократными глобальными изменениями климата в квартере, а также неоднородность ее геологического и морфоструктурного строения, предопределили чрезвычайное разнообразие фациального состава четвертичных отложений. Основные закономерности пространственного размещения генетически разнородных образований четвертичного покрова получили отображение на схеме структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации.

В соответствии с разрешающей возможностью масштаба карты в качестве основных картируемых генетических таксонов приняты генетический тип и их парагенезы.

По Н.С. Шатскому (1960) существуют два типа парагенезов: фациальные ряды, представляющие собой разновозрастные фациально замещающие друг друга по латерали отложения, и фациальные сочетания — фациально сопряженные отложения, связанные совместным нахождением, обусловленным сходством морфоклиматических обстановок седиментогенеза (не обязательно контактирующие друг с другом). В строении четвертичного покрова России участвуют оба типа парагенезов, причем преобладают фациальные сочетания. В целом легенда карты содержит существенно большее количество генетических таксонов по сравнению с ранее изданными мелкомасштабными и обзорными картами четвертичных образований. Впервые в легенде карты вулканогенные образования подразделены по принятому в четвертичной геологии принципу генетической классификации — по

преобладающему геолого-динамическому процессу, а не по хронопетрографическому принципу, используемому для геологических (дочетвертичных) карт. Также впервые среди лессоидов выделены едомные повышенной льдистости, формировавшиеся в северных районах Сибири в более субаквальной обстановке седиментогенеза, по сравнению с лессоидами южных территорий.

На карте достаточно детально расчленены по генезису морские осадки, среди которых выделены 18 различных генетических категорий, включенных в общую генетическую легенду для континентальных и морских отложений, построенную по единому динамическому принципу (всего 75). На затопленных участках материков в пределах шельфа локально развиты субаэральные осадки, представленные в северных акваториях в основном моренами позднелепистоценового возраста. В общей сложности легенда карты включает 325 стратиграфо-генетических подразделений.

В легенду карты введен индекс r (от «rock» – скальная порода) для обозначения обнаженных коренных пород, фиксирующих прерывистость четвертичного покрова. В пределах платформенных равнин выходы дочетвертичных пород локальны и приурочены обычно к эрозионным врезам долин. В горных тектонически активных регионах, неоднократно подвергавшихся оледенениям, площади, занятые обнаженными скальными дочетвертичными породами, существенно больше. Обычно в пределах этих площадей наблюдаются фрагментарно развитые (не выражающиеся в масштабе карты) различные по генезису склоновые и ледниковые отложения, в связи с чем легенда карты предусматривает также выделение ассоциаций дочетвертичных пород (r) со склоновыми отложениями (r_1); со склоновыми, преимущественно коллювиальными (r_2); с ледниковыми (r_3); с делювиальными (r_4); с коллювиальными и ледниковыми (r_5).

Маломощные покровные образования, представленные полигенетическими супесями и суглинками, лессовидными суглинками и лессами, торфяниками, золовыми песками, пирокластическими, пепловыми покровами, залегающими на четвертичных осадках различного генезиса, показаны на карте цветными штриховками и крапом.

Стратиграфическое расчленение отложений квартера, вследствие его малой продолжительности, проводится в отличие стратификации фанерозоя, основанной на эволюционно-палеонтологической (биостратиграфической) базе, по климато-стратиграфическому критерию, учитывающему закономерные периодические изменения климата квартера, выражающиеся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох. В соответствии с разрешающей способностью обзорного масштаба карты стратиграфическое расчленение произведено с использованием таксонов обновленной, детализированной общей шкалы квартера (Борисов, 2010), которая предусматривает выделение ступеней во всех звеньях

неоплейстоцена, скоррелированных со стадиями кислородно-изотопной шкалы. Стадии объединяют комплексы отложений (пород), сформировавшихся во время глобального (субглобального) похолодания (четные стадии) или потепления климата (нечетные стадии).

Разработка региональной стратиграфической части легенды базировалась на материалах утвержденных МСК региональных стратиграфических схем, являющихся результатом многолетних геологосъемочных, поисковых и тематических работ. Большинство этих схем приняты МСК в 1980 – 1990 гг. В первое десятилетие XX в. МСК утверждены в ранге унифицированных региональные стратиграфические схемы по Западной Сибири в 2000 г., Центральному региону в 2002 г. и Северо-Западу в 2002 г. Европейскому Субрегиону, Предуралью в 2008 г., Средней Сибири и Таймыру в 2009 г. При анализе этих схем выявилась значительная неравномерность в степени детальности и обоснованности выделенных в них подразделений. До настоящего времени ряд региональных схем имеет ранг корреляционных и рабочих, а для части территории Северо-Востока и Дальнего Востока стратиграфические региональные схемы вообще отсутствуют. Даже в наиболее изученном эталонном Европейском Субрегионе имеются до настоящего времени проблемы с корреляцией региональных горизонтов особенно средне- и поздненеоплейстоценового возраста, связанные в значительной мере с неодинаковой трактовкой положения границ днепровского и калининского оледенений.

Недостаточная изученность ряда районов местами не позволяет показать на карте распространение не только стратонов в ранге ступеней, но и более крупных подразделений четвертичной системы. В связи с этим для отображения стратиграфически нерасчлененных толщ легендой предусмотрено использование возрастных символов широкого диапазона, охватывающих смежные подразделения (например N_2-E , N_2-P) или полностью весь квартал. В последнем случае возрастной символ не ставится. Неодинакова степень стратификации и отложений различного генезиса. Наиболее детально расчленяются аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, ледниковые, гляциофлювиальные, гляциолимнические, морские (на суше и прилегающей к ней части шельфа) отложения. Существенно менее дробно подразделены по возрасту склоновые отложения, частично показанные, как и большая часть элювия и парагенезов с его участием, как нерасчлененные.

Наличие тесной связи условий залегания четвертичных отложений с рельефом, различная степень сохранности аккумулятивных форм позволили в ряде случаев при недостаточном обосновании возраста отложений палеонтологическими, палеомагнитными, геохронологическими данными, использовать для решения этого вопроса геоморфологические материалы, анализ дистанционной основы, заключающие информацию об относительном возрасте отложений.

В целом же, по степени детальности стратиграфо-генетического расчленения четвертичного покрова России сухопутная территория существенно превосходит морскую, что обусловлено спецификой их картографирования. Если на суше в основе составления карты лежали материалы, полученные прямыми геологическими наблюдениями в процессе геологической съемки, то в акваториях морей и океанов – преимущественно материалы дистанционных методов исследования (магнито-, грави-, сейсморазведки, батиметрическому эхолотированию и др.)

По фоновой стратиграфо-генетической закрашке карты знаками показаны геоморфологические и палеогеографические элементы, имеющие непосредственное отношение к четвертичному литогенезу, а также местоположение опорных и стратотипических разрезов отложений квартера, обосновывающих стратификацию четвертичного покрова.

Достаточно полно на карте отражены новейшие (преимущественно унаследовано развивающиеся) разломы, которые хорошо выражены в рельефе и контролируют размещение и соответственно границы площадей развития четвертичных отложений различного генезиса и возраста. В зонах активных разломов нередко наблюдаются катастрофические сейсмогравитационные смещения осадков (сейсмооползни, сейсмообвалы), представляющие угрозу жизни людей и строительным объектам.

На карте показаны границы распространения покровных (материковых) и горно-долинных оледенений квартера, границы трансгрессий и границы сплошного и островного распространения многолетнемерзлых пород. Основная карта сопровождается схемой структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации.

Авторские макеты карты, охватывающие сухопутную территорию страны, составлены сотрудниками ВСЕГЕИ: Европейская часть и Кавказ (В.К. Шкатова, А.С. Застрожных, М.А. Чуйко, О.Ю. Журавлева), Урал (В.К. Шкатова, А.С. Застрожных, М.А. Чуйко), Западная Сибирь (В.Д. Тарноградский), Алтае-Саянская область (Б.А. Борисов, Е.А. Минина), Средняя Сибирь (Е.А. Минина, О.Н. Круткина, В.М. Рыжкова, В.Д. Тарноградский, С.Б. Яковлева, Б.А. Борисов), Забайкалье и Дальний Восток (В.М. Рыжкова, С.Б. Яковлева), Северо-Восток (Е.А. Минина, С.Б. Яковлева). Авторские макеты карты по морским и океаническим акваториям выполнены сотрудниками ВНИИОкеангеология.

В составлении цифровых моделей карты по суше участвовали сотрудники ВСЕГЕИ: А.С. Застрожных, О.И. Журавлева, О.Н. Круткина, Е.А. Стройнова, В.Д. Тарноградский, М.А. Чуйко, С.Б. Яковлева. Цифровые модели карты по акваториям выполнены сотрудниками ВНИИОкеангеология: Шустовой Н.В., Е.А. Зыковым, Т.В. Потахиной, М.А. Медведевой, МАГЭ: Н.В. Маркиной.

1. ЛЕГЕНДА

1.1. Генетический блок легенды

1.1.1. Генезис четвертичных образований

В основе генетической классификации отложений квартера лежит динамика осадконакопления. Разработка теоретических основ генетической классификации принадлежит А.П.Павлову. В дальнейшем учение о генетических типах получило развитие в трудах целого ряда отдельных исследователей (Л.Н.Ботвинкиной, В.И.Елисеева, Ю.А.Лаврушина, Н.И.Николаева, В.Т.Фролова, Е.В.Шанцера, С.В.Эпштейна, С.А.Яковлева и др.) и творческих коллективов (Методическое руководство..., 1987, Методическое пособие..., 2005) и др. В последнее время большой прогресс достигнут в детализации генетической классификации морских отложений. На суше характер геологических процессов транспортировки и накопления материала определяется климатическими и морфоструктурными факторами, в акваториях наряду с важностью морфоструктурного фактора, доминирующую роль приобретает гидродинамика водной среды. На карте получили отражение как простые генетические типы (182 стратона), так и их парагенезы – закономерные пространственно обособленные сочетания генетических типов, обусловленные близостью морфоклиматических, морфодинамических обстановок седиментогенеза (143 стратона). Сложные (преимущественно трехчленные) парагенезы (25 стратонов) обозначены на карте символами из заглавных букв латинского алфавита. Порядок расположения в составе сложного парагенеза генетических типов, как и выбор его буквенного генетического символа, не отражает степень участия каждого из этих генотипов в строении парагенеза, поскольку она неоднократно варьирует на площади распространения парагенеза. Для отражения на карте прерывистого покрова четвертичных отложений (в основном в горных регионах) легендой предусмотрено выделение пяти ассоциаций коренных пород (r) с различными склоновыми и ледниковыми образованиями (r_1, r_2, r_3, r_4, r_5).

Всего легенда карты включает 26 простых генетических типов и 50 парагенезов. В связи с большой детальностью отображенного на карте генетического расчленения четвертичного покрова, не представляется возможным в объяснительной записке дать характеристику всем выделенным генетическим таксонам. Поэтому преимущественно обращается внимание на те из них, которые относительно недавно дополнили генетическую классификацию (вулканиты, десерпций, лессоид) или же имеют широкое развитие.

1.1.1.1. Континентальные отложения

Большая часть экзогенных геолого-динамических процессов, участвующих в формировании четвертичных отложений суши, относится к зональным, развитие которых в значительной мере контролируется природной широтной и вертикальной зональностью.

Имеющие более ограниченное пространственное распространение азональные геолого-динамические процессы включают вулканогенные, тектоногенные, аллювиальные и техногенные. К азональным относятся также обвальные процессы, проявляющиеся в различных природных зонах на склонах крутизной не менее 30-35°. Существенное влияние на четвертичный литогенез суши оказывает многолетняя мерзлота, занимающая почти 2/3 территории России. В ледниковые эпохи она распространялась в Европейском регионе до Предкавказья.

В целом, обширность сухопутной части территории России, разнообразие ее ландшафтных, палеоландшафтных, морфоструктурных обстановок обусловили сложность генетического спектра четвертичных образований. Базовым генетическим таксоном, отраженным на карте, является простой генетический тип. В генетических классификациях типы объединяются в генетические ряды, а ряды – в классы. На территории суши страны в строении четвертичного покрова участвуют образования, относящиеся к гипергенному классу (элювиальный ряд), седиментогенному классу (гравитационный, водный, ледниковый, ветровой ряды), биогенный класс, магматический класс (вулканогенный ряд) и техногенный класс.

Элювиальный ряд на территории России, расположенной преимущественно в умеренном и субарктическом поясах с широким развитием многолетней и сезонной мерзлоты, представлен преимущественно криогенным элювием, формирование которого связано с частыми переходами температур через точку замерзания воды, приводящими к механической дезинтеграции исходного субстрата. В пределах северных равнинных территорий распространен пылеватый элювий «облессования», который на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах нередко образует парагенезы с делювием и солифлюксом. В горных регионах криогенный элювий, как правило, грубообломочный по составу, фрагментарно развит на останцах древних водораздельных поверхностей выравнивания, формируя часто парагенезы с солифлюксом и десерпцием.

Лессовый (гипергенно-седиментационный) ряд представлен одним генетическим типом – лессоидом, под которым понимаются объединенные в одну группу типичные лессы и лессовидные осадки. К первым из них относятся отложения палево-серой окраски неслоистые, сильнопористые (40–55%), карбонатные (5–30%), преимущественно (30–55%) крупноалевритового (0,05–0,01) состава, структурированные, обладающие вертикальной отдельностью, просадочностью и покровным залеганием. Просадочные отложения, характеризующиеся частью этих признаков, относятся к лессовидным. Характерным элементом лессоидных толщ являются ископаемые почвы, фиксирующие перерывы седиментации или резкое замедление скорости накопления мелкозема. На территории России

лессоиды в основном распространены в Предкавказье, на юге Русской и Западно-Сибирской равнин, менее широко – в Центрально-Якутской впадине, низменных приморских северных равнинах, во впадинах Алтае-Саянской горной страны.

В процессе лессообразования присутствуют две составляющие – седиментационная (перенос и отложение мелкозема с определяющей ролью ветрового фактора) и гипергенная (облессовывания) с участием как почвенных, так и других непочвенных физико-химических процессов. Лессовая седиментация в значительной мере контролировалась палеогеографической зональностью. В целом, в направлении с юга на север наблюдается сокращение мощности лессоидов, количества их типологических признаков и погребенных почв, существенно изменяющих свои свойства. В наиболее суровой обстановке Арктической перигляциальной зоны сформировались едомные лессоиды, состоящие местами на 50% из жильных льдов. Характерной их особенностью является присутствие парагенезов лессового мелкозема с болотными фациями эфемерных термокарстовых озерков, возникавших при неглубоком сезонном протаивании полигонов жильного льда.

Гравитационный ряд представлен на карте коллювием, десерпцием и солифлюксием. Коллювий представляет собой продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести. Среди коллювия различают два генетических подтипа - дерупций и десерпций (показанные на карте совместно). Дерупций (обвалы) образуется в результате обрушения более или менее крупных масс горных пород со склонов крутизной более 45 - 50° (представляющих собой обычно эрозионные и тектонические уступы), сопровождающегося их опрокидыванием и дроблением. Десерпций (осыпи), в отличие от дерупция, накапливается постепенно по мере смещения поступающих продуктов физического выветривания вниз по склонам крутизной не менее угла естественного откоса от 30 - 32° до 35 - 37°. Коллювий, распространенный преимущественно в горных регионах, в условиях изменяющейся крутизны склонов нередко образует парагенезы с делювием, солифлюксием и десерпцием.

Десерпций, выделенный впервые в качестве самостоятельного генетического типа Б.В.Рыжовым (1966), представляет собой отложения, связанные с процессом медленного массового движения несвязного обломочного материала на склонах крутизной менее угла естественного откоса под воздействием гравитации в результате многократного изменения объема обломков, вызванного периодически повторяющимися промерзанием - протаиванием (криогенная десерпция), нагреванием – охлаждением (термогенная десерпция), усыханием – увлажнением (гидрогенная десерпция). На территории России в связи с ее географическим положением и широким развитием многолетней мерзлоты в основном распространен криогенный десерпций. Минимальные углы склонов, обеспечивающие десерпцию, составляют 5 - 10°, оптимальные – 15 - 25°. Благоприятствуют процессу наличие скальных и полускальных

пород коренного субстрата. Скорости смещения варьируют от нескольких миллиметров в год до нескольких сантиметров в год (изредка до десятков сантиметров в год). Несмотря на медленное развитие десерпционного процесса, он чрезвычайно широко распространен в разных географических зонах и является наиболее универсальной формой склоновой денудации. В горах Сибири десерпцией занимает от 30 до 50% поверхности склонов. Ранее эти образования нередко картировались как коллювий. Криогенный десерпций в условиях расчлененного рельефа часто образует парагенезы с солифлюксием, коллювием, а в гольцовой зоне гор и на водораздельных поверхностях выравнивания – с криогенным элювием.

Солифлюксий образуется в процессе вязкопластического, преимущественно медленного течения грунтов на склонах крутизной от 2–3° до 15–20°. На территории России развиты преимущественно криосолифлюкционные отложения, формирующиеся при промерзании – оттаивании многолетнемерзлых пород. Они широко распространены в горных регионах, на Средне-Сибирском плоскогорье, в северных районах Западно-Сибирской и Восточно-Европейской равнин. Интенсивность проявления солифлюкции зависит от крутизны склонов, их рельефа, глубины оттаивания, состава отложений, прочности дернового покрова. Различают солифлюкцию медленную и быструю. Медленная солифлюкция со скоростями движения грунтов 2 - 10 см/год дифференцируется на покровную с более или менее равномерным смещением грунтов на больших площадях, и дифференциальную с неравномерным распределением скоростей вязкопластического течения, сопровождающуюся формированием специфического микрорельефа в виде потоков языкообразной в плане, террасовидной формы. Быстрая солифлюкция (сплывы), распространенная локально на склонах крутизной 15 - 25°, возникает при превышении предела текучести грунтов из-за сильного переувлажнения. Скорости смещения при сплывах могут достигать катастрофических величин – нескольких метров в минуту. Солифлюксий на склонах разной крутизны образует парагенезы с делювием, коллювием, десерпцием, а на водоразделах – с элювием.

Водный ряд представлен на карте селевыми, аллювиальными пролювиальными, делювиальными и озерными отложениями.

Селий. Образование этих отложений связано с селями – внезапно возникающими, кратковременными, нередко катастрофическими горными русловыми потоками с высоким содержанием твердого материала, значительными скоростями движения и большой разрушительной силой. Границей между селевыми и обычными паводками принято содержание твердой фазы в потоке не менее 100–150 кг на 1м³ воды. На карте вследствие ее обзорного масштаба показаны лишь отложения вулканических селей (лахаров), откладывавшихся на склонах вулканов в результате смешивания с водой раскаленного или холодного вулканического материала. Они распространены на Камчатке и Курильских

островах, где состоят из неслоистой, несортированной смеси пирокластического и терригенного материала, включающего блоки до нескольких метров в поперечнике, слагающего обширные шлейфы у подножий вулканов, где их мощность измеряется десятками и сотнями метров.

Аллювий – отложения, формирующиеся постоянными и временными водотоками в результате непрерывного взаимодействия эрозионных и аккумулятивных процессов, характеризуются большой фациальной неоднородностью. В целом, в зависимости от гидрологического режима, обусловленного климатом, тектоникой, геоморфологическими условиями выделяются четыре генетических подтипа аллювия: равнинных рек, горных рек, перигляциальный и временных водотоков. Аллювий равнинных рек представлен всеми группами фаций – русловыми, пойменными и старичными. Для него характерен относительно однородный гранулометрический состав, повышенная степень сортированности материала. Наиболее широко распространен на аллювиальных равнинах западного региона (бассейны Днепра, Волги, Дона), в Западной Сибири (долины Енисея, Оби, Иртыша), в долине Лены, в бассейне Амура. Аллювий горных рек, образующийся в значительно более активных гидродинамических обстановках, в отличие от равнинного, характеризуется резким преобладанием русловых фаций и неоднородностью вещественного преимущественно грубообломочного состава отложений. На карте аллювий показан как генетически нерасчлененный. В присклоновых частях небольших долин, балок аллювий местами образует парагенез с делювием.

Пролувий – отложения субаэральных устьевых выносов эрозионных долин, наиболее широко распространенные в пределах аридных и семиаридных областей, где слагают континентальные дельты, конусы выноса и образующиеся от их слияния предгорные шлейфы. Дельты и конусы характеризуются зональным строением, выражающимся в закономерной механической дифференциации обломочного материала от крупных фракций к мелким в направлении иссякания дробящихся радиально направленных потоков. Вершинную зону слагают обычно галечно-валунные отложения потоковой группы фаций, которую сменяет ниже менее грубая по составу группа веерных фаций, связанная с мигрирующими частными веерами выноса. У континентальных дельт обычно формируется еще краевая, наиболее пологая, обводненная зона, сложенная песчано-глинистыми горизонтальнослоистыми осадками. При выходе из гор пролувий часто образует парагенезы с делювием и аллювием.

Делювий – отложения, связанные с непостоянными безрусловыми струйками дождевых и талых вод, осуществляющих плоскостной смыв. Процессы плоскостного смыва не развиваются при наличии слоя дерна и сомкнутого покрова лесной растительности, поэтому наиболее благоприятны для образования делювия ландшафты семиаридных степей. В областях

распространения многолетнемерзлых пород делювиальный процесс подавляется солифлюкционным. Делювий накапливается на склонах в виде чехла, мощность которого возрастает к основанию склонов. Для него характерны признаки водной сортировки обломочного материала, подчеркнутые слоистостью, ориентированной параллельно склону. В разрезах делювия нередко наблюдаются горизонты криогенных деформаций и погребенных почв, имеющих большое палеогеографическое значение. Делювий образует многочисленные парагенезы с солифлюксием, коллювием, элювием, а в небольших речных долинах и балках – с аллювием. На ранее изданных картах четвертичных образований страны площади распространения делювия в горных регионах обычно существенно преувеличены (главным образом, за счет солифлюксия и десерпция) из-за игнорирования фактора ландшафтной зональности его образования.

Озерные отложения (лимний) – представляют собой сложные в фациальном отношении образования, формирующиеся в бассейнах с малоподвижной или стоячей водой. На карте получили отражение озерные отложения пресных озер (генетически нерасчлененные) и озерные хемогенные. Лимний пресных озер распространен наиболее широко. Многочисленные пресные озера приурочены к поясам краевых образований покровных позднеплейстоценовых оледенений Русской и Западно-Сибирской равнин, северным территориям с избыточным увлажнением. Большое количество пресных озер сосредоточено в Северо-Восточном регионе страны на Колымской, Яно-Индибирской низменностях, где многие из них имеют термокарстовое происхождение. Литологический и фациальный состав пресноводного лимния разнообразен и находится в зависимости от размеров, морфологии озерных впадин, геологического строения водосбора, климатических и гидрогеологических условий. В целом преобладают терригенные осадки при участии органических (сапропели, диатомиты, трепелы). Лимний пресных озер с низменными заболоченными берегами часто образует парагенезы с палюстрием, а в субаквальных дельтах рек – с аллювием.

Хемогенный лимний на карте показан только в Прикаспийской низменности. Он формировался в неглубоких, преимущественно хлоридных (соленых) озерах, минерализация которых связана с абрадированными соляными куполами. К наиболее крупным из них относятся Эльтон, Баскунчак и Индер. Мелкие соленые озера, высыхая в засушливые годы, превращаются в солончаки – соры.

Ледниковый ряд объединяет отложения, связанные с геологической деятельностью ледников. Среди них на карте получили отражения тиллы (собственно ледниковые отложения), гляциофлювиальные (гляциофлювиал), гляциолимнические (гляциолимний) и гляциоморские (гляциомариний) отложения. Тиллы включают базальный тилл (основные морены), абляционный тилл (абляционные морены) и маргинальный тилл (краевые морены покровных

ледников, конечные и береговые морены горных ледников). Базальный тилл, наиболее широко распространенный среди ледниковых образований, отличается плащеобразным залеганием, холмисто-западинным рельефом и чрезвычайно разнообразным вещественным составом, определяемым характером экзарируемых пород. Характерно присутствие эрратического материала и специфических гляциодинамических структур. По преобладающему типу движения льда базальные тиллы подразделяются на деформационные, пластообразные (моноклитные), компрессионные (чешуйчатые). Наибольшим распространением ледниковые отложения пользуются на Русской равнине, где языковые лопасти ледниковых покровов по долинам Дона и Днепра спускались до 48°–49° с.ш., в северной части Западной Сибири ледники достигали широты 59° с.ш., значительные ледниковые покровы располагались на северо-западе Сибирской платформы. В горных регионах развиты основные, конечные и береговые морены, занимающие значительные площади лишь по окраинам предгорных и внутригорных впадин. Наиболее широко они развиты на северо-востоке (особенно в Предверхоянском прогибе), в Алтае-Саянском, Байкальском регионах. Ледниковые отложения образуют парагенезы с гляциофлювиальными, гляциолимническими отложениями, а в пределах Восточно-Тувинского лавового поля – с гидроэксплозивными породами подледных вулканических излияний.

Гляциофлювиальные отложения (гляциофлювиал) сформированы потоками талых вод, имевших свободный сток в сторону от края ледника (приледниковый гляциофлювиал), а также откладывавших материал под ледником (подледниковый гляциофлювиал) и на его поверхности (наледниковый гляциофлювиал). Наиболее широко распространены приледниковые гляциофлювиальные отложения, слагающие зандровые конусы, образующиеся при их слиянии зандровые равнины, а также выполняющие долины и ложбины стока талых ледниковых вод. Особенно большие площади заняты этими отложениями в Европейском регионе страны и в Западной Сибири. Во внеледниковой зоне гляциофлювиальные отложения на юге Русской равнины фациально замещаются древним аллювием высоких речных террас, а на юге Западно-Сибирской равнины – аллювиально-озерными и гляциолимническими отложениями подпрудных бассейнов. Более ограниченное развитие рассматриваемых отложений отмечается в Северо-Сибирской низменности, в районах Путоранского и Анабарского массивов, предгорьях Верхоянского хребта, Анадырской низменности. В целом в горных регионах гляциофлювиальные образования распространены преимущественно в областях позднеплейстоценовых оледенений. Занимаемые ими площади обычно столь невелики, что из-за масштаба карты они не получили на ней отражения.

Гляциолимнические отложения (гляциолимний) связаны с озерными бассейнами, возникавшими при развитии и деградации оледенения, в питании которых водой и осадочным

материалом ведущую роль играли талые ледниковые воды. По положению этих озер относительно ледника различают наледниковые, подледниковые и приледниковые бассейны. Наибольшим распространением пользуются отложения приледниковых озер, представляющих собой характерный элемент краевых ледниковых зон. Их морфометрия в значительной мере определялась особенностями рельефа. В составе гляциолимния преобладают алевриты, супеси, суглинки, пески, местами с горизонтальной ленточного типа слоистостью. Основной причиной образования обширных подпрудных бассейнов явилось преграждение стока крупных рек, текущих на север, покровными ледниками. На Русской равнине неоднократно возникали подпрудные озера в бассейнах рек Северная Двина и Печора, в Западной Сибири в бассейнах рек Оби и Енисея; также неоднократно преграждался ледниковыми плотинами сток р. Лена.

По последним данным установлены следы крупных разновозрастных подпрудных ледниковых бассейнов в Забайкалье.

Ледниково-морские отложения(гляциомариний) образуются в зоне, отражающей смену ледникового континентального режима седиментации водным в результате вытаивания моренного материала из находящихся на плаву шельфовых ледников и его осадения через слой воды на морское дно. В формировании гляциомариния участвует также айсберговый разнос ледникового диамиктона. Ледниково-морские отложения имеют ограниченное распространение в северных районах, расположенных вблизи Арктического бассейна. Спорадически встречаются на побережьях Берингова и северной окраины Охотского морей.

Ветровой (эоловый ряд) представлен одним генетическим типом – эолием, в котором выделяют два подтипа перфляционный (перевеянный) и суперфляционный (навеянный). Обширные скопления эоловых песков возникли в периферических областях оледенений, где проходили пути циклонов, обгибавших антициклональные области, сформировавшиеся над ледниковыми покровами. Эоловые отложения легко диагностируются по специфическим формам развитого на них аккумулятивного рельефа. В пределах страны наиболее широко распространены на Русской равнине в бассейнах Днепра, Дона, в Прикаспийской впадине, на юге Западной Сибири, в долине Лены, в Центральной и Южной Тыве. Небольшие скопления песков нередко приурочены к аллювиальным, озерным и морским террасам.

Биогенный ряд отражен на карте одним генетическим типом – палюстрием, представленным торфом. Торфяники чрезвычайно широко распространены на всех платформенных равнинах и во многих горных депрессиях, но ввиду их небольшой мощности они в основном отображены знаком покровных образований. На озерных террасах и равнинах палюстрий образует нередко парагенез с лимнием, а на водораздельных пространствах равнин и плоскогорий – с элювием, делювием и солифлюксием.

К вулканическому ряду относятся образования, связанные с деятельностью магмы в

поверхностной зоне земли, представляющие собой продукты извержений, выжатые, излившиеся и выброшенные силой вулканического взрыва. Впервые на карте вулканы подразделены не по хронопетрографическому, а стратиграфо-генетическому принципу. По преобладающему геологическому процессу среди них выделены четыре генетических типа – экструзивный (выжатый), эффузивный (излившийся), эксплозивный (выброшенный силой вулканического взрыва) и гидроэксплозивный (связанный с подледными излияниями). Экструзивные образования в виду небольших размеров и масштаба карты отображены только знаком (экструзивные купола). Наиболее широко распространены проявления вулканизма в форме лавовых излияний. Эксплозивные вулканы присутствуют преимущественно в Курило-Камчатском и Дальневосточном регионах, гидроэксплозивы – только в Восточной Туве.

В целом, ареалы новейшего (<1,8 млн лет) вулканизма распространены достаточно широко в пределах страны (рис. 1.1).

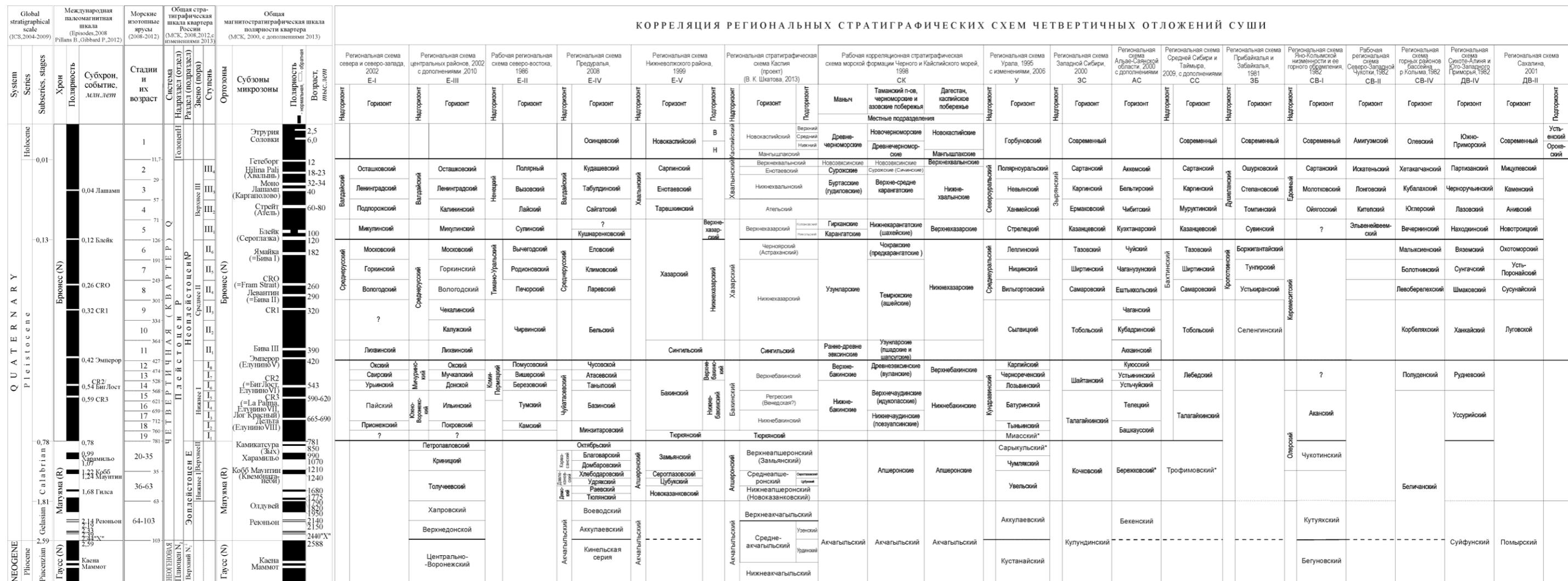


Рис.1.1 Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы территории Российской Федерации.

Наблюдается их связь с горными областями – зонами высокой неотектонической активности, которые формируют периферию Евразийской литосферной плиты. Арктическая часть вулканического пояса Северной Евразии представлена щелочными и субщелочными базитами островов Северного Ледовитого океана и толеитовыми базальтами хребта Гаккеля. На северо-востоке страны (Среднеколымский, Анюйско-Алучинский районы) в квартере имели место небольшие проявления вулканизма, сформировавшего отдельные лавовые потоки и шлаковые конусы базанитов и базальтов.

Курило-Камчатская область наиболее активная в отношении проявления новейшего (в том числе, современного) вулканизма. На Камчатке выявлено около 7100 выраженных в рельефе вулканогенных форм центрального типа различной сохранности плейстоценового возраста, на Курилах – более 800 (Новейший и современный вулканизм на территории России /Отв. ред. Н.П.Лаверов/, 2005). Характерно разнообразие форм вулканогенного рельефа: щитовые вулканы, шлаковые, лавовые конусы, экструзивные купола, лавовые плато, некки, кратеры, кальдеры. Состав пород от базальтов до риолитов с преобладанием андезибазальтов и андезитов. Кавказская область проявления новейшего вулканизма приурочена к неотектонически активной структуре региона – Транскавказскому поперечному поднятию, в пределах которого находятся два крупнейших вулкана Европы – Эльбрус и Казбек. На протяжении плиоцен-четвертичного периода вулканической активизации преобладали излияния лав. В составе вулканических пород доминируют андезиты, дациты и риолиты (Коваленко, Ярмолюк, Богатилов, 2009).

На территории южного горного обрамления Сибирской платформы расположен ряд вулканических районов и Южно-Байкальская область, которые входят в состав Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической субпровинции (Новейший и современный вулканизм на территории России /Отв. ред. Н.П.Лаверов/, 2005; Коваленко, Ярмолюк, Богатилов, 2009) (рис. 1.1). Проявления вулканизма носили преимущественно характер излияний лав. Состав вулканических продуктов определяют меланефелиниты, базаниты, трахибазальты, трахиандезибазальты (Коваленко, Ярмолюк, Богатилов, 2009). В пределах этой южной провинции наиболее крупной по площади и степени активности новейшего вулканизма является Южно-Байкальская. В ее пределах в Восточном Саяне в голоцене проявились зафиксированные в человеческой памяти вулканические события, связанные с извержениями вулканов Кропоткина и Перетолчина и формированием лавовой реки в долине р. Жомболок. Проявления вулканизма в Южно-Байкальской области происходили на фоне резких колебаний климата, смене ледниковых и межледниковых обстановок литогенеза.

В ледниковые эпохи в пределах Тувинского вулканического ареала имели место подледные излияния, сопровождавшиеся образованием гиалокластитов (гиалокластических

туфов), выделенных по специфике образования в отдельный гидроэксплозивный генетический тип (Ярмолук, Лебедев, Сугоракова, 2001; Борисов, Минина, 2002), который является маркером ледниковых обстановок литогенеза.

В Приморском регионе (Амуро-Уссурийская область, Совгаваньский район) преобладают в основном лавовые излияния дочетвертичного возраста, связанные с рифтогенными структурами (рис. 1.1). Состав вулканических продуктов определяют толеитовые, субщелочные базальты и щелочные базальтоиды (Коваленко, Ярмолук, Богатиков, 2009).

Морские отложения (мариний), развитые на суше, преимущественно не подразделены на генетические типы. Они распространены в пределах континентальной окраины территории России, примыкающей к морским акваториям. В пределах береговых зон активных новейших морфоструктур, где преобладали абразионные процессы, морские отложения чаще образуют покровы цокольных террас (Кавказ, Чукотка, Кольский п-ов, Арктические о-ва, Камчатка, Курильские о-ва, Сахалин). Наиболее значительные по площади морские аккумулятивные равнины развиты в Прикаспийской низменности, где они в основном связаны с крупнейшей раннехвалынской трансгрессией, глубоко ингрессировавшей в конце позднего неоплейстоцена в долины Волги и Урала. На северо-западе, севере, северо-востоке Русской равнины довольно широко распространены отложения мгинской (бореальной) трансгрессии первого позднеоплейстоценового межледниковья, ингрессировавшей в долины северных рек. Ей предшествовала менее крупная по размеру северная трансгрессия и другие более древние. На севере Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности довольно широко развиты морские отложения казанцевской трансгрессии и более локально – каргинской. В вещественном составе отложений морских трансгрессий преобладает мелкообломочный материал – глины, алевроиты, супеси, суглинки, пески.

1.1.1.2. Морские отложения

Морские отложения представляют собой крупную, существенно неоднородную генетическую группу, объединенную общими условиями формирования в морской и океанической среде с доминирующей ролью гидродинамических процессов, соизмеримую по значимости с группой континентальных образований (Методическое пособие..., 2005). Генетические различия морских отложений формируются в процессе последовательного перемещения обломочного материала от береговой зоны с господством волновых и течениевых процессов к центральным частям бассейнов с преимущественным проявлением нефелоидного осадконакопления – осаждением взвеси.

Подводный перлювий широко распространен и подразделяется по специфике образования на два генетических подтипа – механогенный и биогенный (биотурбит).

Механогенный перлювий включает в себя остаточную (реликтовую) группу фаций, которая в основном и закартирована на тихоокеанской континентальной окраине. Остаточные (реликтовые) фации представляют собой топографически неперемещенные скопления остаточных компонентов осадка, образующиеся при перемывании его придонными течениями и волнением, что приводит к выносу тонкозернистых фракций и накоплению более грубозернистых осадочных образований (Методическое пособие..., 2005).

Морской склоновый (декливиальный) ряд. В этой группе объединены осадки, основную роль в формировании которых сыграли гравитационные процессы. Преобладающее развитие гравитационные отложения имеют на континентальных склонах, где гравитационные потоки обеспечивают перенос огромных масс осадочного материала, сопровождаемый активной денудацией морского дна, продукты которой и составляют значительную часть гравитационных образований. Именно они и приводят к формированию второго глобального уровня лавинной седиментации, который был выделен А.П.Лисициным у подножия континентального склона (Лисицин, 1988).

Крупномасштабное гравитационное оползание осадочных масс многократно фиксируется на сейсмических профилях, секущих континентальные склоны или океанические хребты (Рейнек и Сингх, 1981). В результате таких оползней происходит перемещение огромных масс осадочного материала с мелководья в глубоководные части океана или внутренних морей типа Черного и Каспийского. Гравитационные оползни обычно характерны для склонов с высоким темпом осадконакопления, а также с зонами субмаринной разгрузки подземных вод.

Относящиеся к биогенному генетическому типу образования представлены преимущественно скоплениями перемещенных скелетов бескостных организмов, а также накоплениями органического вещества, связанными с жизнедеятельностью водных высших и низших растений. Ракушняковые банки представляют собой скопления раковин, створок и других скелетных остатков одиночных организмов на месте их поселений. В основном это моллюсковые, чаще всего устричные, а также гастроподовые, брахиоподовые и некоторые другие поселения.

Специфические особенности литогенеза выявлены у осадков, закартированных в Северном Ледовитом и Тихом океанах. Типологические обстановки залегания океанических осадков, получивших отражение также и в соответствующих формах аккумулятивного рельефа континентальных склонов, их подножий, склонов рифтовых и асейсмичных хребтов, а также абиссальных равнин, не находят близких аналогов в других бассейновых обстановках (озерных и морских). Изучены и систематизированы закономерности фациальных и литологических переходов как по широтным поясам, так и относительно приближенным и удаленным от

континентов зонам, а также по глубинам океана. Океанические фации (Мурдмаа, 1987), процессы седиментогенеза, управляющие ими факторы среды, их взаимоотношения во многом уникальны. В пределах океанической части карты выделены как картируемые подразделения следующие субгены: морские декливиальные (на континентальных склонах), турбидитовые потоковые и дельтовые (отложения мутьевых потоков подводных каньонов и их конусы выноса на подножии континентального склона), нерасчлененные декливиальный (деляпсивный, оползневой) и турбидитовый - на продолжениях окраинно-шельфовых желобов на континентальный склон, нерасчлененные турбидитовый и нефелоидный (для некоторых районов континентального подножия), нерасчлененные декливиальный (осыпной, сейсмогенный - для склонов рифтовых долин срединно-океанических хребтов) и т.д.

Отложения, выполняющие подводные каньоны на континентальных склонах, связаны с турбидитовыми потоками, с одной стороны близкими по своей природе к гравитационному процессу, а с другой – имеющими много общего с гидрогенными процессами, так как переносят большую часть обломочного материала посредством воды или суспензии аналогично донным потокам. Поэтому турбидиты представляют достаточно сложный спектр спазматических процессов, существенно отличающихся друг от друга, формирующих специфические фации и в то же время связанных взаимными переходами (Фролов, 1984). В целом среди турбидитов выделяются два генетических подтипа: связанных и несвязных турбидитов, которые формируются мутьевыми потоками соответственно высокой и малой плотности. Первые из них переносят с низкой скоростью частицы, главным образом, песчаной и глинистой размерностей, реже галечно-валунной. Для них характерно распространение сдвиговых напряжений по всей перемещающейся массе. Несвязные турбидиты образуются мутьевыми потоками, в которых частицы поддерживаются во взвешенном состоянии турбулентцией. Сформированные турбидитами глубоководные дельты (конусы выноса, фаны), иногда достигающие размеров в сотни и даже тысячи километров при мощности осадков до нескольких километров, широко распространены у устьев подводных каньонов.

1.2. Стратиграфический блок легенды

1.2.1. Нижняя граница четвертичной системы

Вопросы о нижней границе четвертичной системы (квартера) так же, как и о его статусе, всегда являлись предметом дискуссий. Основные рубежи, рассматриваемые учеными в качестве нижней границы четвертичной системы, были следующие: в основании баку – 0,7 – 0,8 млн. лет; в основании апшерона – 1,6-1,8 млн. лет; внутри акчагыла - 2,6 млн. лет; в основании акчагыла – 3,3- 3,6 млн. лет.

До 1990 г. на территории СССР нижнюю границу четвертичной системы проводили в основании баку 0,7 – 0,8 млн. лет. Такая граница была принята на Карте четвертичных

образований СССР масштаба 1:2 500 00, составленной в 1971 г. во ВСЕГЕИ (под редакцией Г.С. Ганешина).

Однако еще в 1985 г. Международной комиссией по стратиграфии (МКС) было принято решение об определении границы между неогеновой и четвертичной системами на уровне 1,6 млн. лет со стратотипическим разрезом Врика в Южной Италии (Episodes, 1985, vol. 8, №.2, p. 116-120).

В СССР в 1990 г., т.е. спустя 5 лет, МСК СССР присоединился к решению МКС и постановил принять на территории СССР за стратиграфическую границу неогеновой и четвертичной систем уровень, соответствующий по возрасту 1,6 млн. лет, с включением в четвертичную систему апшеронского региона Восточного Паратетиса и его стратиграфических аналогов (апшеронский раздел, эоплейстоцен) (Постановления МСК..., вып. 25, 1991).

В 1996 г. Международная подкомиссия по стратиграфии неогена (Пекин, 1996 г.) приняла в качестве верхнего третьего яруса верхнего плиоцена неогеновой системы гелазский ярус со стратотипом вблизи г. Гел (Южная Сицилия, разрез Монте Сан Никола) с нижней границей на возрастном уровне 2,6 млн. лет и верхней, калиброванной на уровне 1,8 млн. лет.

В России в 1998 г., т.е. через 2 года, также был утвержден гелазский ярус в неогене с нижней границей на возрастном уровне 2,6 млн. лет и верхней - 1,8 млн. лет (Постановления МСК..., вып. 30, 1998).

После этого, нижней границей четвертичной системы в России стал считаться возрастной уровень 1,8 млн. лет.

В 2009 г. Международный союз геологических наук (МСГН) (IUGS-Bulletin, No. 41, July 2009) ратифицировал запрос Международной комиссии по стратиграфии относительно определения новой нижней границы четвертичной системы. Нижняя граница четвертичной системы и соответственно граница между неогеновой и четвертичной системами в Международной стратиграфической шкале (стратотип Монте Сан Никола) перемещена на 2,6 млн. лет в основание гелазского яруса МСШ. Таким образом, гелазский ярус перемещен из плиоценового отдела неогеновой системы в нижний подотдел плейстоценового отдела четвертичной системы. Граница между неогеновой и четвертичной системами на уровне 2,6 млн. лет совпадает со сменой палеомагнитных эпох Гаусс - Матуяма, которая фиксируется в морских и континентальных образованиях.

В России в 2012 г., т.е. через 3 года, изменение уровня нижней границы квартера было принято на заседании Бюро Межведомственного стратиграфического комитета и опубликовано в 2012 г. (Постановления МСК..., вып. 41, 2012). Таким образом, произошло перемещение нижней границы четвертичной системы и соответственно основания плейстоценового

надраздела (отдела) с уровня 1,8 млн. лет и 63-й МИС, т.е. с основания калабрийского яруса МСШ, на уровень 2,6 (2,588) млн. лет и 103-ю МИС, т.е. в основание гелазского яруса. Эта граница фиксирует смену эпох полярности Гаусс - Матуяма.

Прежняя нижняя граница четвертичной системы на уровне 1,8 млн. лет, отвечавшая 63-й морской изотопной стадии в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) квартера при картировании четвертичных образований на территории России была трудно опознаваема. Она хорошо изучена в стратотипическом разрезе Врика (Южная Италия) и проходит внутри маломощного десятиметрового интервала обратной полярности с длительностью в 30 тыс. лет в прямо намагниченной субзоне Олдувей в обратно полярной ортозоне Матуяма.

Понижение границы квартера до уровня 2,6 млн. лет (в объеме гелазского яруса) для России предпочтительнее. С этим рубежом связано глобальное ухудшение климата, образование локальных ледниковых покровов, шельфовых ледников и многолетнего пака в Северном Ледовитом океане, увеличение площадей арктической, субарктической и антарктической зон, образование вечной мерзлоты. Этот рубеж совпадает с первым крупным оледенением в Средиземноморье, с ростом плавучих льдов (айсбергов) в Северной Атлантике, с оледенением в Северной Америке и Европе, с началом лессообразования в Китае, Средней Азии и другими важными индикаторами глобальных изменений. С этим временем связывают начало существования рода Номо. На этом рубеже происходит смена палеомагнитных эпох прямой полярности Гаусс на обратнополярную – Матуяма.



Рис.1.2 Вулканические области и районы новейшего (менее 1 млн. лет) вулканизма в пределах России (Новейший и современный вулканизм ..., 2005 с изменениями)

На территории России на это время приходится существенное изменение климата в сторону похолодания. Следы суровых климатических условий и многолетней мерзлоты запечатлены в криотекстурах и подтверждаются палинологическими данными для многих регионов. На этом рубеже происходили наиболее существенные перестройки в эволюции фауны мелких и крупных млекопитающих, остракодовых сообществ, малакофауны, вымирание многих субтропических экзотов в Понто Каспии, а также изменения тектонического режима, морфоскульптуры рельефа и перераспределение речной сети.

Для территории России уровень 2,6 млн. лет – это важный климато-био-магнитостратиграфический и тектонический рубеж, удобный критерий для межрегиональных корреляций при геологическом картографировании. Понижение границы квартера влечет за собой необходимость изменения структуры соответствующих подразделений Общей стратиграфической шкалы в целях использования их при актуализации серийных легенд и геологическом картировании. На Бюро МСК в 2011 г. поднимался вопрос, связанный с номенклатурой подразделений соответствующей части ОСШ квартера, однако решение по нему не было принято.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации была составлена в 2010 г. с учетом нижней границы четвертичной системы еще на уровне 1,8 млн. лет и ее актуализация за период 2011 - 2013 гг. проведена также по прежней нижней границе на уровне 1,8 млн. лет, т.к. до сих пор еще не готовы нормативные документы, связанные с номенклатурой подразделения соответствующей части ОСШ квартера.

1.2.2. Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы

На «Карте четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000», составленной в 2010 г., в легенде к карте первой слева для сопоставления с Общей стратиграфической шкалой (ОСШ) квартера России была помещена Международная стратиграфическая шкала (МСШ), представленная на 33-й сессии Международного геологического конгресса в 2008 г. (Осло, Норвегия) с последующими дополнениями (IUGS-Bulletin, No. 41, July 2009), связанными с понижением нижней границы четвертичной системы.

Международная стратиграфическая шкала с границей четвертичной системы на 2,6 млн. лет имела ярусные подразделения плейстоцена: гелазий, калабрий, ионий и тарантий и утвержденный стратотип основания голоцена по скважине NorthGrip в Гренландии. После острых дискуссий в Международном союзе по изучению четвертичного периода (ИНКВА) и в Международном союзе геологических наук (МСГН) и в Международной комиссии по стратиграфии (МКС) подтвержден прежний статус четвертичной системы как системы в Международной стратиграфической шкале.

Соответствие плейстоценовых ярусов в МСШ 2008 г. подразделениям действующей на тот момент на территории России Общей стратиграфической шкалы квартера с нижней границей 1,8 млн. лет (понижение границы в России произошло позже в 2012 г.) следующее: гелазий отвечал верхнему плиоцену, калабрий – эоплейстоцену, ионий – нижнему и среднему неоплейстоцену объединенным, тарантий – верхнему неоплейстоцену.

В новой Международной стратиграфической шкале, представленной на 34-й сессии Международного геологического конгресса в 2012 г. (Брисбен, Австралия) и опубликованной в этом же году в издании по геологической временной шкале «The Geologic Time Scale 2012» под редакцией Ф. Градштейна и др., названия ярусов (ионий и тарантий) для среднего и верхнего плейстоцена отсутствуют и в ближайшее время (устное сообщение нового председателя международной подкомиссии по стратиграфии четвертичной системы М. Хэда) не предполагается утверждение «ярусов» верхней части четвертичной системы.

В легенде актуализированной «Карты четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000» 2013 г. Международная стратиграфическая шкала 2008 г. заменена новой 2012 г. МСШ (таблица 2.1).

1.2.3. Международная палеомагнитная шкала

В легенде актуализированной «Карты четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000» 2013 г. правее новой Международной стратиграфической шкалы 2012 г. дается новая Международная палеомагнитная шкала 2012 г. (в прежнем, 2010 г., макете КЧО–2500 ее не было). Международная палеомагнитная шкала была подготовлена и опубликована к 18-у конгрессу ИНКВА в Берне (Швейцария) в 2011 г., вновь прозвучала на 34-й сессии Международного геологического конгресса в 2012 г. (Брисбен, Австралия) и вошла в издание «The Geologic Time Scale 2012» под редакцией Ф. Градштейна и др. В новой версии Международной палеомагнитной шкалы в среднем плейстоцене выделены 4 новых экскурса Калабриен Ридж (CR0, CR1, CR2, CR3), в отличие от предыдущей, опубликованной к 33-у МГК (Осло, Норвегия) в 2008 г, где в среднем плейстоцене был только один экскурс – Эмперор. Новая Международная палеомагнитная шкала построена с нижней границей четвертичной системы на 2,6 млн. лет, в которой ниже субзоны Олдувей выделено еще несколько экскурсов (таблица 2.1).

1.2.4. Общая стратиграфическая шкала квартера России

В Легенде правее Международной стратиграфической шкалы (МСШ) четвертичной системы и Международной палеомагнитной шкалы расположена Общая стратиграфическая шкала квартера России (ОСШ). При актуализации КЧО - 2500 в период с 2011 по 2013 гг. была использована прежняя ОСШ квартера России с нижней границей на уровне 1,8 млн. лет (МСК , 2008 г.), т.к. во-первых, понижение границы квартера на уровень 2,6 млн. лет было принято

МСК только в 2012 г., во-вторых, до сих пор еще не готовы нормативные документы, связанные с номенклатурой подразделения соответствующей части ОСШ квартера. Представляется целесообразным включить новое подразделение в объеме гелазского яруса в эоплейстоценовый раздел (в его нижнюю часть) ОСШ квартера, такое решение не противоречит Стратиграфическому кодексу России (2006, ст. III.6. и III.9.) и соответствует, как и ранее, нижнему плейстоцену Международной стратиграфической шкалы, и при этом не менялась бы уже привычная терминология основных геологических этапов квартера – эоплейстоцен и неоплейстоцен.

Термин «квартер» в качестве официального сокращенного названия четвертичной системы был принят в 1998 г. (Постановления МСК..., вып.30, 1998).

Еще раньше, в 1995 г. (Постановления МСК..., вып.28, 1996, с. 8 - 9), было утверждено двухчленное деление плейстоцена с собственными названиями этих подразделений: эоплейстоцен с двумя звеньями и неоплейстоцен с тремя звеньями. Кроме верхнего звена неоплейстоцена, где фиксировались четыре ступени, во всех остальных звеньях (включая звенья эоплейстоцена) предполагалось выделение неограниченного количества ступеней (Постановления МСК..., вып.28, 1996, с.10).

С 2007 г. в нижнем и среднем звеньях неоплейстоцена стали выделяться соответственно восемь и шесть ступеней, а в верхнем звене остались прежние четыре ступени, утвержденные МСК в 1995 г. (Постановления МСК..., вып. 38, 2008, с. 121 - 122). Ступени выделяются на климатостратиграфической основе и отвечают, как правило, глобальным похолоданиям (четные) и потеплениям (нечетные) климата.

На карте четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации для стратификации использованы подразделения ОСШ квартера России с нижней возрастной границей в 1,8 млн. лет и с 18-ю ступенями (Постановления МСК..., вып. 38, 2008, с. 121-122). Выделение ступеней значительно облегчило написание возрастного индекса на карте при детализации в объеме нижнего и среднего звена неоплейстоцена.

Общая стратиграфическая шкала квартера России сопоставлена со стандартной кислородно-изотопной шкалой, выделения морских изотопных стадий которой (МИС) так же, как и ступеней, зависит от цикличности глобальных климатических событий. Ее четные стадии (так же, как и ступени) соответствуют похолоданиям, а нечетные – потеплениям. Кислородно-изотопная шкала квартера создана путем увязки данных по климатической цикличности и орбитальных факторов с учетом датировок возраста по $Ag - Ag$ методу. Такая шкала служит надежным хронологическим инструментом глобальных корреляций.

Основные хроностратиграфические границы в ОСШ квартера России 2007 г. следующие: нижняя граница - под апшероном с возрастом в 1,8 млн. лет, 63 МИС; граница

между эоплейстоценом и неоплейстоценом - под баку с возрастом - 0,781 млн. лет, 19 МИС; граница между средним и верхним звеньями неоплейстоцена - под верхним хазаром с возрастом в 0,126 млн. лет, в подошве 5-ой МИС; нижняя граница голоцена - 0,0117 млн. лет, практически в подошве 1-ой МИС.

Есть проблемы корреляции стадий морской кислородно-изотопной шкалы со ступенями ОСШ квартера России. Прежде всего, разногласия вызывает вопрос о корреляции ступеней с 5-й стадией МИС. Большинство исследователей считает, что первую ступень верхнего неоплейстоцена следует сопоставлять с подстадией 5e, характеризующейся самым теплым за последние 150 тыс. лет межледниковьем в верхнем неоплейстоцене. Остальную часть 5-й стадии (подстадии 5d-a) следует относить ко второй холодной ступени неоплейстоцена, характеризующейся чередованием похолоданий и потеплений, но при которых климат в средних широтах был холоднее современного.

Первоначально соответствие между подстадией 5e и климатическим оптимумом земского межледниковья было установлено в морских осадках в разрезе Фьозангер по пыльце (Mangerud et al., 1979). Это соответствие было подтверждено в 1984 г. участниками проекта CLIMAP (CLIMAP Project Members). По данным микрофаунистических и изотопных исследований колонок глубоководных осадков в оптимуме последнего межледниковья изучено распределение температур поверхностных вод в различных регионах Мирового океана (Николаев и др., 1982 г., 1989 г., Бараш и др., 1989 г.). В результате было установлено, что последующие теплые подстадии 5c и 5a МИС 5 отделяются от межледниковья подстадии 5e и друг от друга, во-первых, значительными похолоданиями и, во-вторых, уступают 5e по теплообеспеченности, не достигая межледникового уровня.

Интервал подстадии 5d-a (МИС 5) изотопно-кислородной шкалы большинством исследователей относится к ледниковой (вюрмской, вислинской, валдайской) эпохе. Первое похолодание, соответствующее подстадии 5d, следовавшее за межледниковьем подстадии 5e морской кислородно-изотопной шкалы, в умеренных широтах Северного полушария было существенным. В это время в Скандинавии сформировалось значительное оледенение, площадь которого была близка к площади оледенения в позднем дриасе (Mangerud, 1991). В подстадию 5b тоже было похолодание, но более слабое.

Таким образом, последнее межледниковье (МИС5), имеет только один климатический оптимум, соответствующий пику подстадии 5e, а подстадии 5d-a относятся в целом к ранней ледниковой эпохе позднего неоплейстоцена ОСШ квартера России (позднего плейстоцена МСШ).

Отложения межледниковья, соответствующие подстадии 5e, детально изучены как в России - микулинское (s.st.) межледниковье и его аналоги в европейской части России,

казанцевское в Сибири, так и за рубежом - муравинское в Белоруссии, мяркинское в Прибалтике, эмское в западных районах европейской части, сангамонское в северной Америке.

В ОСШ квартера России временной интервал МИС 5 включен целиком в 1-ую ступень, отвечающую в целом межледниковому времени.

На карте на севере европейской части России и севере Западной Сибири возраст последнего покровного оледенения, соотнесенный с ледниковыми ритмами 5d-a и 4-ой МИС, показан только второй ступенью верхнего неоплейстоцена ($Ш_2$), отвечающей только МИС 4. По существу, следовало бы показать возраст - верхнее звено неоплейстоцена, первая – вторая ступени ($Ш_{1-2}$), имея ввиду под символом $Ш_1$, часть первой ступени, в объеме 5d-a кислородно-изотопной шкалы. Однако не все территории России имеют такой, как описано выше, детальный геологический материал в интервале МИС 5, поэтому первая ступень верхнего неоплейстоцена ($Ш_1$) по ОСШ квартера России сопоставлена пока в целом с МИС 5.

1.2.5. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России

Завершает общую часть Легенды Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России (ОМШ). Она основана на астроизомантных данных и является своего рода масштабной линейкой для корреляции с одной стороны, с Общей стратиграфической шкалой квартера, с другой, с морской кислородно-изотопной шкалой, также являющейся масштабной линейкой событийной стратиграфии.

Первая ОМШ квартера России была опубликована в Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России в 2000 г. с нижней границей квартера на 1,8 млн. лет. На КЧО - 2500 2010 г. была помещена ОМШ квартера России тоже с нижней границей квартера на 1,8 млн. лет., откорректированная по возрасту в соответствии с Международной Магнитостратиграфической шкалой 2008 г. (Episodes, 2008) и дополненная двумя экскурсами в нормально полярной ортозоне Брюнес. Это - Норвежско-Гренландский экскурс Стрейт, возраст которого оценивается в интервале 60 - 80 тыс. лет назад, сопоставленный с экскурсом Атель, Хаджимус и Елунино VIII? (Россия, юг Западной Сибири, с. Елунино) с возрастом 710 тыс. лет назад (Поспелова, 2002 г.). Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России охватывала целиком ортозону прямой полярности Брюнес и верхнюю (до субзоны Олдувей) часть ортозоны обратной полярности Матуяма. В ортозоне Брюнес было выделено 15 субзон и микрозон обратной полярности, в ортозоне Матуяма - 3 прямой полярности.

Граница эоплейстоцена и неоплейстоцена ОСШ квартера России проходит по инверсии Матуяма – Брюнес, что соответствует границе нижнего и среднего плейстоцена ОМШ 2008 г. Возрастная позиция этой границы, согласно данным по датированию аргон - аргоновым ($^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$) методом, определяется в 781 тыс. лет назад. Эта граница фиксирует переход от

межледниковья к холодному интервалу в 19 – ой стадии кислородно-изотопной шкалы. По возрасту она ближе к подошве 19-ой стадии кислородно-изотопной шкалы, но по детализированной кривой (SPECMAP) по донным отложениям Индийского океана эта граница попадает на уровень 19,1 (19,3) кислородно-изотопной шкалы, т.е. ближе к кровле 19-ой стадии.

Бывшая граница квартера и неогена в ОСШ квартера России проходила на уровне 1,8 млн. лет (1806 тыс. лет), 63-й МИС кислородно-изотопной шкалы и по кровле прямополярной субзоны Олдувей, точнее внутри маломощного 10-метрового интервала обратной полярности в ней с длительностью 30 тыс. лет и с возрастом 1, 79- 1, 82 млн. лет.

В легенде новой актуализированной КЧО - 2500 2013 г. помещена новая версия ОМШ-2013 г., которая была одобрена Комиссией по Магнитостратиграфии МСК и доложена на Всероссийской конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства» в Москве (ГИН РАН) 25 мая 2013 г. (Шкатова В.К., 2013).

В новую версию ОМШ-2013 включены экскурсы из последнего варианта палеомагнитной шкалы четвертичной системы (Pillans B., Gibbard P., 2012), опубликованной в издании по геологической временной шкале 2012 «The Geologic Time Scale 2012» под редакцией Ф. Градштейна и др. В ортозоне Брюнес появилось 4-е новых экскурсов – CR0, CR1, CR2, CR3. Экскурсам CR0 и CR1 не нашлось российских аналогов, а экскурс CR2 соотнесен с российскими экскурсом Елунино VI с возрастом 543 тыс. лет, CR3 - с Елунино VII и Лог Красный с возрастом 590 – 620 тыс. лет. Возраст экскурса Лог Красный оценивается в 600 - 625 тыс. лет по средней скорости осадкообразования между отложениями, в которых проходит палеомагнитная инверсия Брюнес - Матуяма и донской мореной. Экскурс Дельта сопоставлен теперь с Елунино VIII (ранее с Елунино VII) по новым датировкам 665 - 690 тыс. лет (Hirokuni, 2005). В ортозоне Матуяма введен экскурс Гилса, а с учетом новой границы квартера по 2,6 млн. лет и 103-й МИС, которая отвечает инверсии Гаусс - Матуяма, ниже субзоны Олдувей, экскурсы соотнесены с Международной палеомагнитной шкалой 2012 г.

Из прежней Магнитостратиграфической шкалы полярности квартера выведены экскурсы Чаган и Днепр с возрастом 290 тыс. лет из-за крайне противоречивых ТЛ-датировок по моренам в разрезе Чаган (Алтая-Саянский регион), полученных в разных лабораториях (Агатова, Девяткин и др. 2004; Г.Г. Русанов, 2011). Таким образом, в нормально полярной ортозоне Брюнес сейчас выделено 17 экскурсов (вместо 12), в обратно полярной ортозоне Матуяма выделено 10 экскурсов.

2. КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Корреляционная таблица региональных стратиграфических схем квартера, утвержденных в разные годы Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК), составляет основу Стратиграфической схемы квартера территории России.

Слева от раздела «Корреляция...» помещены пять шкал (слева направо): Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы (МСШ-2012 г.) с пониженной границей до 2,6 млн. лет (МСГН, 2009 г.); Международная палеомагнитная шкала с пониженной границей до 2,6 млн. лет, совпадающей с инверсией Гаусс - Матуяма (2012 г.); Стандартная изотопно-кислородная шкала с морскими изотопными стадиями (МИС – 2012 г.); Общая стратиграфическая шкала квартера (ОСШ) России с 18-ю ступенями, с пониженной границей до 2,6 млн. лет [Постановления МСК..., 2008 г., 2012 г.] и с включением в эоплейстоцен (пока предварительно из-за отсутствия нормативных документов) бывших верхнеплиоценовых горизонтов в объеме гелазского яруса из региональных схем неогена; завершается этот раздел - Общей магнитостратиграфической шкалой полярности квартера России – 2013 (таблица 2.1). Правее раздела с Международными и Общими Российскими шкалами следует раздел «Корреляция стратиграфических схем четвертичных отложений суши».

В раздел «Корреляция...», представленный в виде таблицы (таблица 2.1), включены 15 региональных стратиграфических схем (колонок) и ещё одна колонка с 3-я наиболее значимыми и полными местными разрезами по Северо-Кавказскому региону, для которого региональные подразделения отсутствуют (СК, 2006 г., с.89). Некоторые схемы приведены с дополнениями, т.к. после их утверждения были введены и утверждены МСК новые региональные горизонты, а рядом с Нижневолжской региональной схемой, по существу отражающей состояние стратиграфии 80-х годов, приводится авторская региональная схема квартера Каспийского региона (Шкатова, 2013 г.).

В начале XXI века некоторые схемы были уточнены, дополнены и утверждены новые. К ним относятся унифицированные региональные стратиграфические схемы Севера и Северо-Запада (2002 г.), Центра (2002 г. с последующими дополнениями) и Предуралья (2008 г.) Европейского субрегиона, а также унифицированные региональные стратиграфические схемы Западной Сибири (2001 г.), Средней Сибири и Таймыра (2009 г.) (рис.2.1).

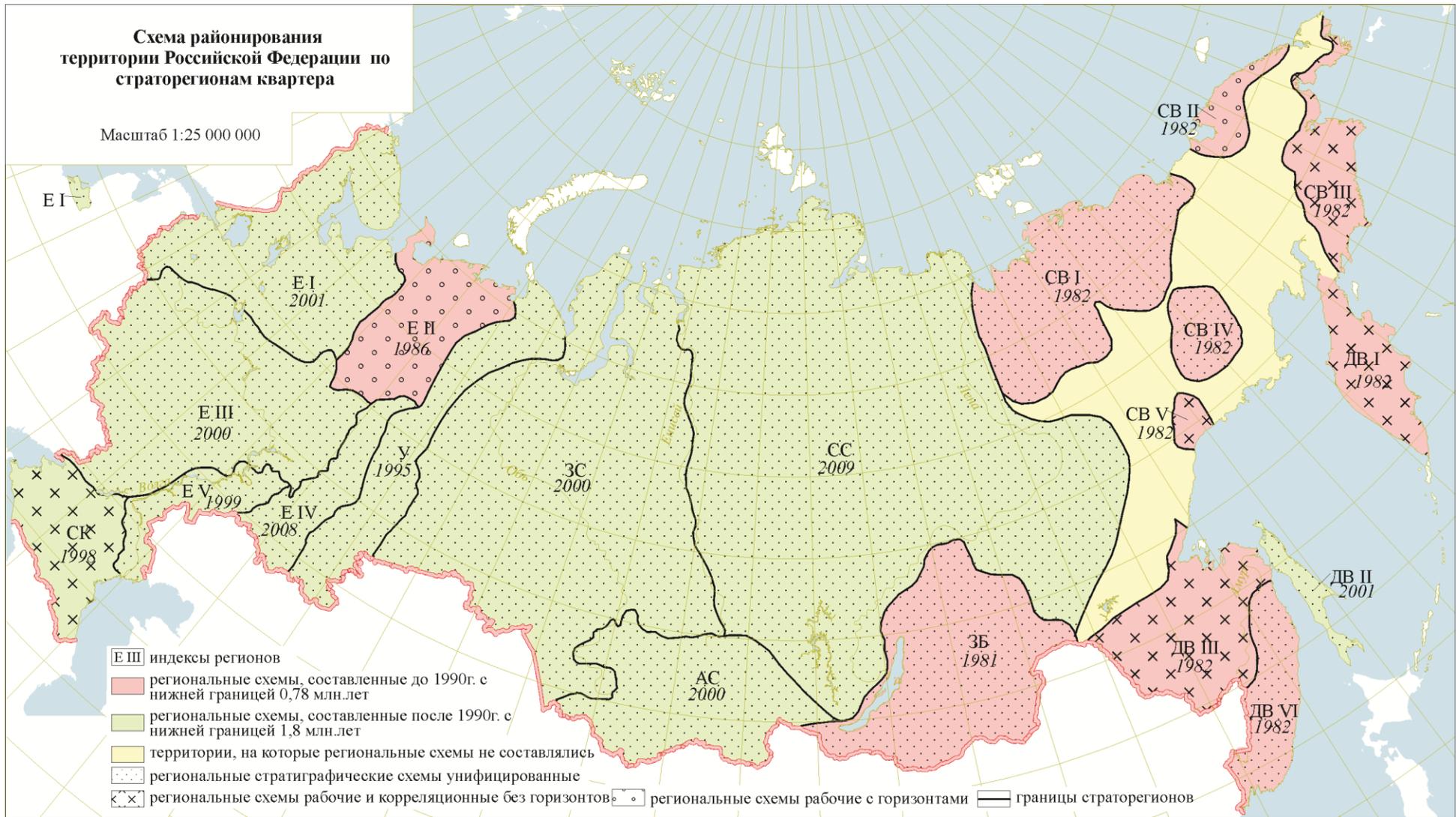


Рис. 2.1 Состояние стратиграфической базы квартера территории России.

Стратиграфической основой при разработке легенды Карты четвертичных образований территории России масштаба 1:2500 000 явилась корреляция (по горизонтам) региональных стратиграфических схем, утвержденных в разные годы Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК), поэтому они имеют разную степень детальности и обоснованности, разное время составления и разный объем четвертичной системы, и все это увязано между собой и с новой Общей стратиграфической шкалой квартера (ОСШ) России (Постановления МСК..., 2008, 2012), так как на Карте используются возрастные символы подразделений ОСШ квартера (таблица 2.1.).

Существующие стратиграфические схемы квартера регионов России являются результатом многолетних геолого-съемочных, поисковых и тематических работ. Они построены в основном на комплексном обосновании, включающем палеоклиматические, литологические, палеонтологические, геоморфологические, геохронометрические и другие методы.

При анализе схем, отражающих состояние стратиграфической базы регионов на момент их составления, выявилась значительная неравномерность в степени детальности и обоснованности выделенных в них подразделений как внутри регионов, так и по мере удаления к востоку от Европейского субрегиона. Относительно представительно к настоящему времени изучены регионы, для которых разработаны и приняты МСК (13 схем) достаточно детальные унифицированные схемы (рис.2.1): для Европейского (Е) субрегиона с четырьмя регионами - Севера и Северо-Запада (Е-I), Центра (Е-III), Предуралья (Е-IV), Нижней Волги (Е-V), а также для регионов Урала (У), Западной Сибири (ЗС), Алтая-Саян (АС), Средней Сибири и Таймыра (СС), Прибайкалья и Забайкалья (ЗБ), для Северо-Восточного (СВ) субрегиона с двумя регионами - Яно-Колымской низменностью и ее горного обрамления (СВ-I) и горными районами бассейна р. Колымы (СВ-IV) и Дальне-Восточного (ДВ) субрегиона с двумя регионами - Сихотэ-Алинь и Юго-Западным Приморьем (ДВ-IV) и о. Сахалин (ДВ-II).

Две схемы, квалифицирующиеся как рабочие схемы, но с горизонтами - Северо-Восток Европейского субрегиона (Е-II) и Северо-Запад Чукотки Северо - Восточного субрегиона (СВ-II), вошли в корреляционную таблицу (таблица 2.1).

Остальные стратиграфические схемы квалифицируются или как корреляционные без горизонтов, к которым относятся Восточная Чукотка и Анадырско-Корякский регион (СВ-III), Северо-Западное Приохотье (СВ-V) и Камчатка (ДВ-III), или как рабочие схемы, но тоже без горизонтов - Северный Кавказ (СК) и Приамурье (ДВ-III). Эти схемы не вошли в корреляционную таблицу (рис. 2.1).

Для значительной территории Северо - Восточного субрегиона нет региональных

стратиграфических схем четвертичных отложений, принятых МСК, и поэтому эти территории также не отражены в корреляционной таблице (рис. 2.1).

Практически все схемы (9 схем) Восточного субрегиона и одна схема Европейского субрегиона (Северо-Восток) составлены в 80-х годах прошлого века, когда нижняя граница четвертичной системы проводилась под баку на уровне 0,78 млн. лет и позже схемы не обновлялись. Остальные - составлены после 1990 г. с учетом нижней границы четвертичной системы под апшероном на уровне 1,8 млн. лет. В таких схемах временной диапазон в 1 млн. лет, охватывающий эоплейстоцен в объеме калабрия, практически во всех региональных схемах, а особенно в схемах 80-х годов, изучен недостаточно и, в лучшем случае, в нем выделены один - два горизонта, как правило, эоплейстоцен на горизонты не подразделен (таблица 2.1).

При корреляции горизонтов с ОСШ квартера возникали проблемы, связанные не только с неоднозначной корреляцией между регионами, но и с Общей стратиграфической шкалой квартера, которая претерпевала изменения во времени.

В Общей стратиграфической шкале квартера России долгое время не решалась проблема границы эоплейстоцена и неоплейстоцена и ее совмещение с палеомагнитной инверсией Матуяма - Брюнес. Обычно ее проводили несколько ниже основания прямонамагнитной ортозоны Брюнес, создавая неопределенность корреляции горизонтов. В 2000 г. при корреляции Общей магнитостратиграфической шкалы полярности квартера России с Общей стратиграфической шкалой граница эоплейстоцена и неоплейстоцена была совмещена с палеомагнитной инверсией Матуяма - Брюнес (Доп. к СК, 2000), что соответствовало границе нижнего (эоплейстоцена ОСШ) и среднего (нижнего и среднего неоплейстоцена ОСШ) плейстоцена в магнитостратиграфической шкале Берггена и др. (Berggen et al., 1995) и границе в разрезах Средиземноморья. В 2004 г. такое положение границы было предложено Международной комиссией по стратиграфии. Но только в 2007 г. при обновлении ОСШ квартера России была устранена неопределенность в положении этой границы и МСК закрепил положение границы эоплейстоцена и неоплейстоцена в ОСШ квартера на рубеже палеомагнитной инверсии ортозон Матуяма - Брюнес (0,78 млн. лет).

И теперь многие горизонты региональных схем на этом уровне требуют пересмотра. Например, петропавловский (акуловский) горизонт и его аналоги в Европейском субрегионе с промежуточной микротерофауной (между таманской и тираспольской), с обратной намагниченностью должны быть отнесены к эоплейстоцену (Шик, 2005, 2008). Уже отнесен (МСК, 2013 г.) к эоплейстоцену обратно намагниченный сарыкульский горизонт в региональной схеме Урала и т.д. (таблица 2.1).

Немало вопросов при корреляции региональных горизонтов с ОСШ квартера вызвало введение в неё новых подразделений - ступеней в нижнее и среднее звенья неоплейстоцена, в наименее изученные и наиболее дискутируемые части четвертичного разреза. В региональных схемах в нижнем неоплейстоцене выделено 1 – 2, максимально 6 региональных горизонтов, а ступеней – 8; в среднем неоплейстоцене – не более 4-х горизонтов, а ступеней – 6, поэтому при составлении корреляционной таблицы сложности были связаны с адаптацией горизонтов к новой ОСШ квартера России.

С понижением границы квартера России (Постановления МСК..., 2912) до уровня 2,6 млн. лет временной диапазон четвертичной системы увеличился еще почти на 1 млн. лет (объем гелазия). По понятным причинам ни в одной региональной схеме квартера эти изменения еще не отразились. Анализ стратиграфического материала временного диапазона 1,8 - 2,6 млн. лет показал, что только в региональных схемах неогена палео-Дона Центра Восточно-Европейской платформы и в Предуралье выделены региональные горизонты – верхнедонской, хапровский и – аккумуляевский, воеводский соответственно (таблица 2.1). На остальной территории России, даже в наиболее изученных Южных районах Европейской России, в Самаровском, Казанском Поволжье, Прикамье горизонтов нет, а выделяются по 2 - 3 (третья, как правило, переходящая) свиты или толщи, которые коррелируются с ярусами международной шкалы. В остальных регионах, особенно восточных, к этому временному диапазону относятся нерасчлененные подразделения неогена (плиоцена) – эоплейстоцена, или неогена (плиоцена) – нижнего неоплейстоцена, или образования отсутствуют (в таблице 2.1 показаны возможные варианты выделения горизонтов в региональных схемах квартера в объеме гелазия). К сожалению до настоящего времени не было уделено должного внимания исследованиям апшерона и акчагыла, коррелятным ярусам Международной стратиграфической шкалы четвертичной системы – калабрию и гелазию соответственно.

При корреляции региональных горизонтов с ОСШ квартера и отображении их на Карте - 2500 авторы ориентировались на основные коррелятные уровни по всей территории России. Во временном диапазоне нижнего неоплейстоцена это окский и донской горизонты и их аналоги, сопоставленные соответственно с 8-й (I_8) и с 6-й (I_6) ступенями ОСШ. Во временном диапазоне среднего неоплейстоцена это лихвинский и московский горизонты и их аналоги в других регионах, сопоставленные соответственно с 1-3-й ступенями (II_{1-3}) «большой лихвин» и с 6-й ступенью (II_6) ОСШ. Исключение составляют Центральный регион, где в 1 - 3-ю ступени (II_{1-3}) наряду с лихвинским горизонтом (s.s.) включены калужский и чекалинский горизонты, и Нижневолжский регион, где сингильский горизонт сопоставлен с лихвинским горизонтом (s.s.) и с 1-й ступенью ОСШ (II_1). В диапазоне верхнего неоплейстоцена практически во всех

регионах выделено по 4-е горизонта, соотнесенные соответственно с 1-й по 4 – й ступенями ОСШ (таблица 2.1.).

Однако есть проблемы корреляции и основных корреляционных уровней с ОСШ квартера. Неоднозначно сопоставление нижненеоплейстоценового донского горизонта с морскими изотопными стадиями. В ОСШ квартера это 6-я ступень и соответственно 14-я МИС. Но многие исследователи донской горизонт сопоставляют с наиболее холодной 16-й изотопной стадией.

Дискуссионным является соотношение днепровского, московского и донского горизонтов с ОСШ квартера. В Европейском субрегионе в опорном Центральном регионе в региональной схеме днепровский горизонт на уровне 8-й МИС (4-й ступени ОСШ) отсутствует с 1986 г. (Решение..., 1986). Бывший средненеоплейстоценовый днепровский горизонт (так называемый днепровский ледниковый язык) переведен в донской горизонт нижненеоплейстоценового возраста.

Некоторые исследователи максимальным оледенением среднего неоплейстоцена считали и считают днепровское оледенение (горизонт) на уровне 6-й ступени ОСШ и (6-й МИС), а московское оледенение (горизонт) - его стадией, тоже в этой же 6-й ступени ОСШ (6-й МИС). Не всеми эта позиция принимается и до сих пор днепровский горизонт относят к первой половине среднего неоплейстоцена, считая это оледенение максимальным, т.е. сопоставляют днепровский горизонт с 4-й ступенью ОСШ квартера (с 8 - й МИС).

В стратиграфических схемах на территории России нет днепровского горизонта, а выделяются следующие региональные горизонты, коррелятные бывшему днепровскому: на Севере и Северо-Западе и в Центре - вологодский, на Северо-Востоке - печорский, в Предуралье – ларевский, на Урале – вильгортовский, в Западной, Средней Сибири и на Таймыре - самаровский, в Алтае-Саянском регионе - ештыжкольский, в Прибайкалье и Забайкалье - устькиранский, в горных районах Колымы - левоберелехский, в Приморье – шмаковский (таблица 2.1). В последнее время и на Украине появились новые данные по днепровскому горизонту (днепровский ледниковый язык), как о более молодом его возрасте (Герасименко, 2004), и о возможном его сопоставлении с московским горизонтом и с 6-й ступенью ОСШ квартера России (с 6-й МИС).

Возникают проблемы по сопоставлению со ступенями ОСШ квартера и МИС наиболее важных коррелятных межледниковых уровней (горизонтов) – лихвинского (начало среднего неоплейстоцена) и микулинского (начало верхнего неоплейстоцена) и их аналогов в других регионах.

Лихвинский репер. Вопрос заключается в том, как понимать лихвин – в узком смысле (s.s.), только одно межледниковье, или как «большой лихвин» (s.l.) с двумя теплыми и одним

холодным интервалом внутри. От этого зависит сопоставлять его соответственно только с одной 1-й ступенью среднего неоплейстоцена (11-я МИС) или с 1 - 3-й ступенями (11-9-я МИС) ОСШ квартера. Можно сопоставить лихвинский s.s. горизонты с 1-й ступенью среднего неоплейстоцена (11-я МИС) только в 4-х регионах (Центральном и Северо и Северо-Западном) и его аналоги сингильский (в Нижневолжском) и аккаинский (в Алтае-Саянском). В остальных региональных схемах горизонты первого межледниковья среднего неоплейстоцена сопоставляются с «большим» лихвином (s.l.) и с 1 - 3-й ступенями ОСШ квартера (11-9-я МИС). Причем только в 2-х регионах выделены горизонты, соответствующие 2-й и 3-й ступеням «большого лихвина»: в Центральном регионе - калужский и чекалинский, в Алтае-Саянском – кубадринский и чаганский. В Северо и Северо-Западном регионе горизонты, соответствующие этим ступеням, не выделены, но есть перспектива их выделения. Такая возможность есть, например, на Южных Курилах и на Сахалине, где две трансгрессивные морские более теплые фазы сопоставляют с 1-й и 3-й ступенями ОСШ квартера (11-й и 9-й МИС), а регрессивные с криофильными диатомовыми - со 2-й ступенью (10-й МИС).

Микулинский репер. Похожая проблема возникает при корреляции микулинского горизонта (микулино s.l. и микулино s.s.) и его аналогов с ОСШ и МИС. От «лихвинской» проблемы она отличается тем, что 1-я ступень верхнего неоплейстоцена ОСШ квартера сопоставлена целиком с 5-й МИС и с микулинским горизонтом (микулино s.l.) в Европейском субрегионе и с его аналогами на остальной территории России. Установлено, что 5-я МИС подразделяется на пять подстадий (5e-a) и климатический оптимум позднего неоплейстоцена приходится на подстадию 5e, а подстадии 5d-a относятся в целом к ледниковой эпохе позднего неоплейстоцена. В зарубежных схемах климатический оптимум позднего неоплейстоцена соотносится только с подстадией 5e и с соответствующими межледниковьями: земским – в Северной Европе, ипсвичским – в Британии, тирренским – в Италии, сангамонским – в Северной Америке (Episodes, 2008 г.). В России большинство исследователей также сопоставляют климатический оптимум позднего неоплейстоцена с временным диапазоном 5e (126 - 117 тыс. лет) и понимают в этом в объеме микулинский горизонт (s.s.).

Однако, из 15 представленных в корреляционной таблице региональных схем, только в двух выделены горизонты в объеме подстадии 5e (микулино s.s.): это - кушнаренковский горизонт в схеме Предуралья и никольский (сероглазовский) горизонт в авторской схеме Каспийского региона. Думается, что отсутствие горизонтов в региональных схемах, это результат, прежде всего, недоработки в ранжировании ступеней в объеме 5-й стадии МИС в ОСШ квартера. В местных схемах некоторых регионов, особенно с морскими трансгрессиями, в объеме 5-й МИС выделяются или две трансгрессии, как правило, ранняя - самая теплая и регрессия, или теплая трансгрессия и более холодная регрессия. При наличии датировок

ранние, самые теплые трансгрессии, сопоставляются с подстадией 5e, а остальная часть разреза, с более прохладными в целом условиями подстадий 5d-a.

Например, в региональной схеме Центра, принятой РМСК в 2010 г., подстадии 5e соответствует микулинский горизонт s.s., а подстадии 5d-a – череменинский горизонт (Шик, 2011). На юге Кольского п-ва и в южной части Беломорского бассейна панойская трансгрессия сопоставлена с наиболее теплой (по моллюскам) нижней частью бореальной трансгрессией (подстадия 5e), а стрельниковская трансгрессия и верхняя часть бореальной - с подстадиями 5d-a. На севере Западной Сибири установлен климатический оптимум (130 - 117 тыс. лет) соотнесенный с подстадией 5e в морских толщах нямсинской и паютинской на Тазовском и Гыданском п-вах и в каргинских морских слоях на Нижнем Енисее. В региональной схеме Средней Сибири также ограничивают возраст казанцевского горизонта подстадией 5e, т.к. не исключают, что часть ледниковых отложений муруктинского горизонта (МИС 4) накапливались ранее и, возможно, отвечают холодным подстадиям 5d-a. В Восточном субрегионе на Чукотке (валькатленская), на Сахалине (новотроицкая), в Приморье (хасанская) трансгрессии имели три теплые трансгрессивные и две холодные регрессивные фазы, скоррелированные со всеми подстадиями 5-й МИС. В южных регионах Каспийского и Черноморского бассейнов в целом 5-й МИС отвечает верхнехазарская и коррелятная ей карангатская трансгрессии соответственно. Трансгрессивная фаза верхнего хазара (никольская или сероглазовская) с термическим оптимумом неоплейстоцена, установленным по геолого-палеонтологическим и палеогеографическим данным и датированная 127 (130) - 117(114) тыс. лет, эквивалентна подстадии 5e. Регрессивная его фаза (копановская) начиналась при значительных понижениях температуры воды (на 5° C), с изменением солености и «облегчением» изотопного состава кислорода воды и коррелируется с подстадиями 5d-a.

Аналогичная проблема возникает с ледниковыми подстадиями 5d-a 5-й МИС и 4-й МИС. В результате совместных российских и зарубежных исследований за последние 20 лет по арктическим территориям России от Кольского полуострова до Чукотки, включая акваторию Баренцева, Карского и восточносибирских морей, основанных на комплексном изучении разрезов с широким применением разных методов датирования: радиоуглеродного, уран-ториевого, оптико-люминесцентного (OSL), анализа космогенных радиоактивных нуклидов (¹⁰B, ³⁶Cl) и др. установлено, что ледниковая позднеоплейстоценовая эпоха (валдайская, вислинская, девенсийская, висконсинская) и в Евразии, и в Северной Америке началась с 117 тыс. лет назад. Внутри ледниковой эпохи выделяются три основных этапа: ранний с 117 до 58 тыс. лет назад, отвечающий подстадиям 5a-d и 4-й МИС, средний – от 58 до 25 тыс. лет, отвечающий 3-й МИС и поздний – от 25 до приблизительно 11 тыс. лет назад, отвечающий 2-ой МИС (Динамика..., 2002). Интервал, разделяющий ранний и поздний этапы,

характеризуется сложной в климатическом отношении обстановкой с сокращением в большинстве районов размеров оледенений и с несколькими фазами значительного смягчения климата.

Исследователи России называют интервал от 117 до 58 тыс. лет назад, соответствующий подстадиям 5d-a и 4-й МИС, по-разному - ранним ледниковьем, ранним валдаем, эовалдаем и т.д. Однако этот интервал (включая 5e) в новой ОСШ квартера (МСК, 2007-2008 гг.) соответствует только одной 1-й межледниковой ступени. Было бы правильным коррелировать холодный временной интервал подстадий 5d-a и 4-ю МИС, относящиеся в целом к ледниковой эпохе, по крайней мере со 2-й ледниковой ступенью ОСШ квартера России. В некоторых региональных схемах (большой частью авторских) выделяются соответствующие этому времени геологические подразделения и региональные горизонты.

Пока на представленной схеме корреляции региональных стратиграфических схем четвертичных отложений территории Российской Федерации изложенные выше новые материалы не получили отражения ни в ОСШ квартера, ни в региональных схемах.

3. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Положение России в широком диапазоне географических зон, неоднократные изменения палеогеографической зональности, неоднородность гео - и морфоструктурного плана ее территории предопределили разнообразие фациального состава четвертичных образований и сложность структурно-формационного анализа четвертичного покрова. Составленная впервые схема структурно-формационного районирования является результатом обобщения и анализа отраженной на карте четвертичных образований комплексной информации с целью выявления общих закономерностей распространения генетически разнородных образований на уровне формаций, обусловленных их структурным положением. На схеме на территории суши получили отражение следующие крупные тектонические структуры: платформы, орогены, предгорные прогибы, новейшие (большой частью длительного развития) разрывные нарушения. В пределах сложно построенных орогенов выделены морфоструктуры, выраженные морфологически в виде отдельных хребтов, кряжей, нагорий, плоскогорий, предгорных, межгорных, внутригорных впадин. Все орогены характеризуются в разной степени повышенной тектонической, сейсмической, частично вулканической активностью. Современный горный рельеф сформировался на разнородных, разновозрастных складчатых структурах. Преобладающими типами новейших деформаций для областей байкальской, каледонской и герцинской складчатости являются сводово-глыбовые и

глыбовые, для областей мезозойской и кайнозойской складчатости – складчато-глыбовые и складчатые.

В орогенических регионах (рис.3.1), где преобладают горносклоновые формации (около 80% площади) с различными типами парагенезов, зональность определяется главным образом морфоструктурным фактором и характером криогенной обстановки. Ледниковые формации, связанные в основном с горнодолинными и сетчатыми оледенениями, имеют вследствие значительной расчлененности рельефа более редуцированное «лоскутное» по сравнению с платформенными регионами распространение. Отрицательные орогенические структуры – впадины являются коллекторами продуктов разрушения горных поднятий. В зависимости от обстановок седиментации выполняющие впадины отложения имеют различный генезис и вещественный состав. Во впадинах среднегорья, высокогорья нередко присутствуют ледниковые образования, а на Камчатке и Туве (Тоджинская впадина) – вулканогенные.

В четвертичном покрове впадин юга Дальнего Востока, лишенных многолетнемерзлых пород (ММП), доминируют озерно-аллювиальная и аллювиальная формации.

В платформенных регионах страны (Восточно-Европейская равнина, Западная Сибирь, Средняя Сибирь) преимущественно субширотная зональная структура четвертичного покрова имеет в основном палеогеографическую природу. Она связана с покровными оледенениями квартера и их деградацией. Здесь выделяются крупные по площади разновозрастные ледниковые зоны и внеледниковые с преобладанием лессовой формации на западе России и в Западной Сибири и различных неледниковых парагенезов в Средней Сибири (рис.3.1, рис.3.2, рис.3.3).

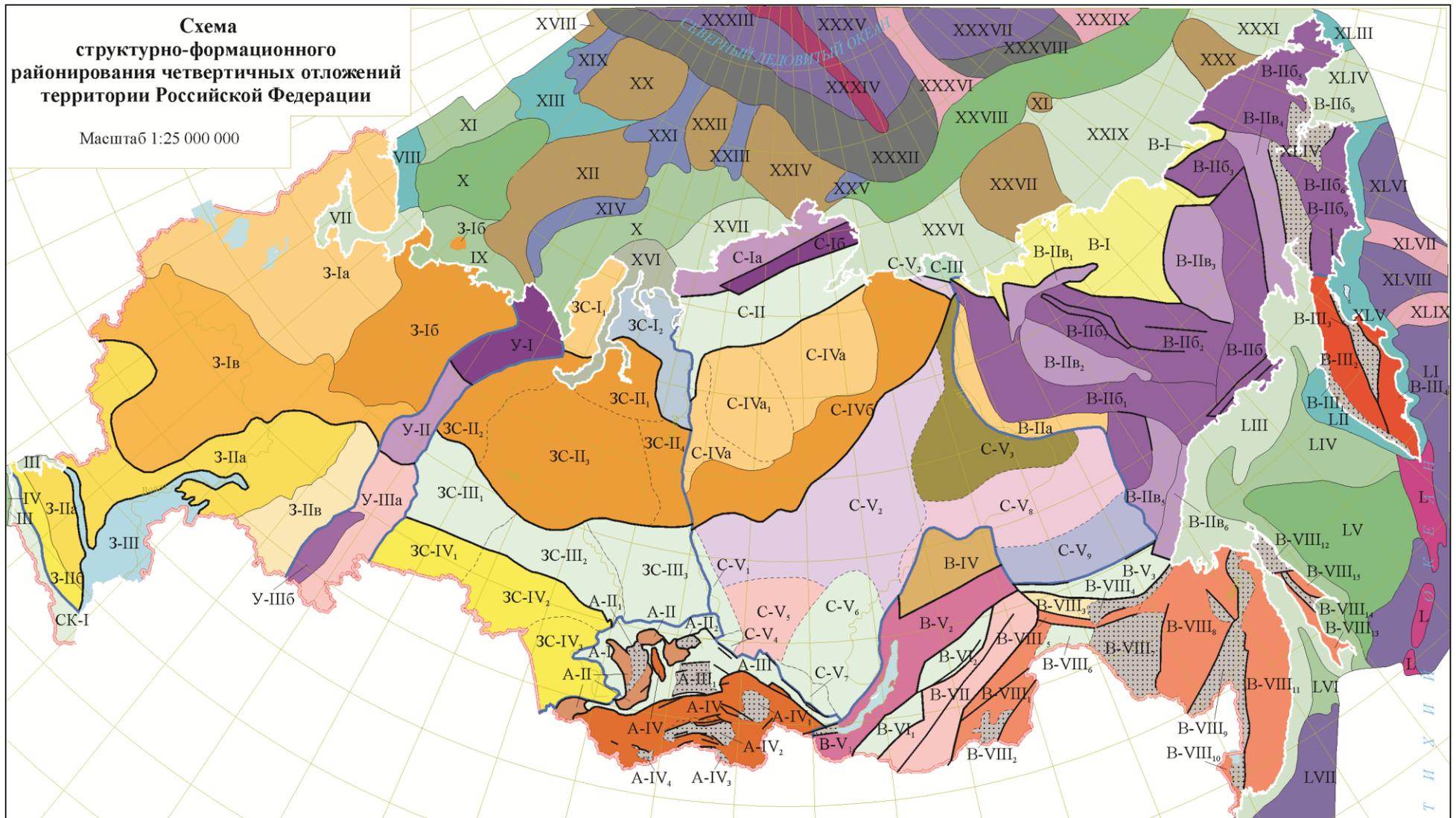


Рис.3.1 Схема структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации.

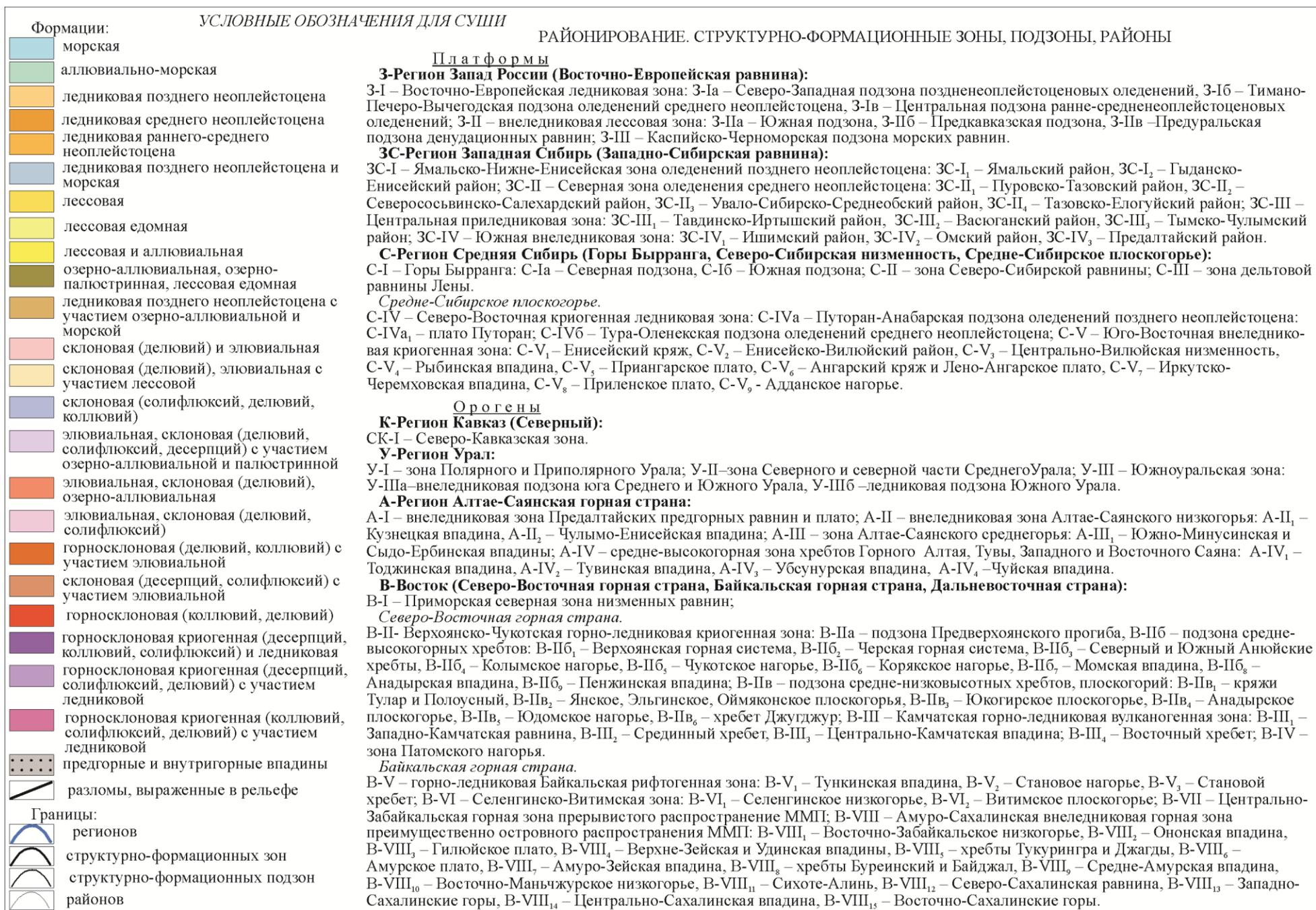


Рис.3.2 Условные обозначения для суши схемы структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ АКВАТОРИИ

Структурно-формационные области:

	мелководного шельфа		асейсмичных подводных хребтов
	внутреннего шельфа		краевых шельфовых поднятий с архипелагами островов
	глубоководного (внешнего) шельфа		аллювиально-морского осадконакопления
	расчлененного шельфа		континентального склона
	подводных склонов островных дуг		срединно-океанического хребта
	глубоководных котловин		окраинно-шельфовые и внутришельфовые желоба

I - Каспийское мелководье, II - Северо-Каспийская впадина, III - Азово-Черноморское мелководье, IV - Черноморская впадина, V - Калининградское мелководье, VI - Финский залив, VII - Белое море, VIII - Кольское мелководье, IX - Печорское мелководье, X - Баренцевская впадина, XI - Центрально-Баренцевская возвышенность, XII - Новая Земля и мелководье, XIII - Северо-Баренцевская равнина, XIV - Восточно-Новоземельский желоб, XV - Карское мелководье, XVI - Обь-Енисейское мелководье, XVII - ритаймырское мелководье, XVIII - Свальдбардское поднятие, XIX - желоб Франц-Виктория, XX - поднятие Земли Франца Иосифа, XXI - желоб св. Анны, XXII - Северо-Карское поднятие, XXIII - желоб Воронина, XXIV - Североземельское поднятие, XXV - желоб Старокадомского, XXVI - Лаптевоморское мелководье, XXVII - Новосибирское поднятие, XXVIII - Восточно-Арктический внешний шельф, XXIX - Восточно-Сибироморское мелководье, XXX - Врангелевское поднятие, XXXI - Чукотское мелководье, XXXII - континентальный склон Евразийского бассейна, XXXIII - котловина Нансена, XXXIV - хребет Гаккеля, XXXV - котловина Амундсена, XXXVI - хребет Ломоносова, XXXVII - котловина Макарова-Подводников, XXXVIII - континентальный склон котловины Подводников, XXXIX - поднятие Менделеева, XL - Генриеттское поднятие, XLI - Чукотская абиссальная равнина, XLII - континентальный склон Геральда, XLIII - Беринговское мелководье, XLIV - Анадырское мелководье, XLV - Восточно-Камчатское мелководье, XLVI - Алеутская котловина, XLVII - поднятие хребта Ширшова, XLVIII - Командорская котловина, XLIX - поднятие Командорских островов, L - поднятие Курильско-Камчатской островной дуги, LI - Западно-Тихоокеанское глубоководье, LII - Западно-Камчатское мелководье, LIII - Охотоморское мелководье, LIV - Охотоморский внутренний шельф, LV - Охотоморский глубоководный шельф, LVI - впадина Татарского пролива, LVII - глубоководная впадина Японского моря.

Рис. 3.3 Условные обозначения для акватории схемы структурно-формационного районирования четвертичных отложений территории Российской Федерации.

Существенные различия в площадном распространении различных по генезису четвертичных отложений в орогенических и платформенных областях указывает в целом на определяющую роль тектонического фактора наряду с климатическим в формировании генетической структуры четвертичного покрова территории суши России.

В четвертичной геологии формационный анализ начинается с выделения генетических таксонов низшего ранга – фаций. Под фацией понимается генетически однородное геологическое тело со специфическими признаками формирования и строения, отражающими конкретную обстановку осадконакопления, выделяющие его из других геологических образований. Таксоном более высокого ранга является «генетический тип», представляющий собой парагенез фаций, сформированный деятельностью одного ведущего геолого-динамического процесса. Формация – закономерное сонахождение – парагенез генетических типов, совместно залегающих в едином обширном пространстве, характеризующимся специфическими близкими климатическими, ландшафтными, тектоническими обстановками седиментогенеза. Формационный анализ четвертичных отложений предоставляет информацию о палеоклиматических, тектонических режимах, инженерно-геологических условиях, перспективности на те или другие виды минерального сырья.

Всего на схеме структурно-формационного районирования на территории суши выделены 24 формации, из них ледниковые подразделены по возрасту. В качестве основных таксонов районирования приняты структурно-формационные зоны, подзоны и районы, обозначенные на схеме районирования соответствующими сложными индексами, включающими символы ранжирования (рис.3.1)

Зоны охватывают крупные территории, наиболее существенно отличающиеся по обстановкам четвертичного седиментогенеза. В платформенных регионах – это ледниковые и внеледниковые зоны, дополненные в Западно-Сибирском регионе – приледниковыми. В Западном регионе выделены две внеледниковые зоны – лессовая и Каспийско-Черноморская морских равнин. В горных регионах зоны преимущественно охватывают сложно построенные горные системы, расположенные в разных поясах географической широтной зональности, различающиеся по проявлению новейшего тектонического режима, вулканизма, масштабу четвертичных оледенений, криогенной обстановке. Так, например, в наиболее обширном по площади и сложном в морфоструктурном отношении Восточном регионе (рис.3.1) выделяются следующие зоны: Приморская северная зона низменных равнин, Верхоянско-Чукотская горноледниковая криогенная, Камчатская горноледниковая вулканогенная, зона Патомского нагорья, горноледниковая Байкальская рифтогенная, Селенгино-Витимская, Центально-Забайкальская прерывистого распространения многолетнемерзлых пород, Амуро-Сахалинская

внеледниковая горная зона преимущественно островного распространения ММП.

Кавказ Северный ввиду мелкого масштаба схемы отнесен к одной зоне с доминированием горносклоновой формации при участии криогенной ледниковой. В Алтае-Саянском горном регионе отчетливо проявляется субширотная морфометрическая (гипсометрическая) зональность, определяющая основные особенности строения его четвертичного покрова.

Здесь выделены две внеледниковые зоны – предгорных равнин (преимущественно лессовых) и низкогорья, и две ледниковые – зона среднегорья и средне – высокогорных хребтов, существенно различающиеся по парагенезам горносклоновой криогенной формации и участию ледниковой формации. Зональная структура Урала также преимущественно предопределена субширотной гипсометрической, географической и палеогеографической зональностью.

Подзона, как таксон районирования, подчиненный зоне, использован, в основном, в пределах платформенных структур. Такой ранг имеют разновозрастные ледниковые формации ледниковой зоны и существенно различающиеся по генетическому спектру отложений крупные морфоструктуры внеледниковой формации. Так, например, в Западном регионе во внеледниковой зоне выделены Южная (лессовая), Предкавказская (лессовая и аллювиальная), приуроченная к одноименному краевому прогибу, и Предуральская подзона денудационных равнин с доминирующим элювиально-делювиальным парагенезом. В орогенических структурах таксон «подзона» использовался лишь для районирования территории наиболее крупной и сложно построенной Верхоянско-Чукотской горно-ледниковой зоны, где были выделены подзоны Предверхоянского краевого прогиба с ледниковой позднеплейстоценовой формацией, подзоны средне-высокогорных и средне-низковысотных хребтов, плоскогорий, существенно различающихся по парагенезам горносклоновой криогенной формации и участию в строении четвертичного покрова ледниковой формации.

Низший по рангу таксон районирования - район использовался при структурно-формационном районировании орогенов Восточного региона и Алтае-Саянской области, а также для платформенных территорий Западной Сибири и Средней Сибири. В орогенах районы пространственно четко совпадают с новейшими морфоструктурами – хребтами, плато, нагорьями, впадинами, являющимися элементами рельефа крупных горных систем. Они характеризуются специфическими особенностями генетического и вещественного состава четвертичных образований, отличающими их от смежных территорий. В Средней Сибири районы занимают существенно большие площади по сравнению с орогенами. Структурная предопределенность их границ, за исключением южной периферии платформы выражена неочетливо. В Западной Сибири районы выделены в пределах ледниковой, приледниковой и

внеледниковой зон по внутризональным различиям обстановок осадконакопления.

Схема структурно-формационного районирования четвертичных отложений акватории

Российской Федерации построена на морфологической основе, в отличие от суши, где использован структурный принцип. Выделены области мелководного, внутреннего и внешнего шельфа, расчлененного шельфа, подводных склонов островных дуг, континентальных склонов, глубоководных океанических котловин, асейсмичных и срединно-океанических хребтов, краевых шельфовых архипелагов, аллювиально-морского осадконакопления (рис.3.1). В результате проведенного районирования удалось подразделить эти геоморфологические области на географические районы, характеризующиеся своими типами осадконакопления, литологией и генезисом донных осадков. Кроме акватории, в области включена островная суша, кроме крупных островов (Сахалин и др.).

На акватории южных морей выделены следующие области: I - Каспийское мелководье, II - Северо-Каспийская впадина, III - Азово-Черноморское мелководье, IV - Черноморская впадина. Для этих областей характерны обстановки мелководного осадконакопления (пески, ракушняковые банки), а также активные склоновые процессы (оползни, турбидиты, мутьевые потоки Черноморской и Каспийской впадин). В Балтийском море выделены области мелководного осадконакопления: V - Калининградское мелководье, VI - Финский залив. В пределах Западно-Арктических морей выделены области: VII - Белое море, VIII -Кольское мелководье, IX - Печорское мелководье, X - Баренцевская впадина, XI - Центрально-Баренцевская возвышенность, XII - Новая Земля и мелководье, XIII - Северо-Баренцевская равнина, XIV - Восточно-Новоземельский желоб, XV - Карское мелководье, XVI - Обь-Енисейское мелководье, XVII - Притаймырское мелководье, XVIII - Свальдбардское поднятие, XIX - желоб Франц-Виктория, XX - поднятие Земли Франца-Иосифа, XXI - желоб св. Анны, XXII - Северо-Карское поднятие, XXIII - желоб Воронина, XXIV -Североземельское поднятие. В целом Западно-Арктические моря характеризуются контрастным рельефом и повышенной неотектонической активностью. В эпохи осушения Западно-Арктического шельфа при колебаниях уровня моря усиливались процессы эрозионного расчленения. Особенностью западного сектора являются многочисленные краевые формы и комплексы ледниковых и флювиогляциальных отложений, оставшихся от нескольких оледенений. Картирование разновозрастных краевых форм приводит к выводу об ограниченном распространении четвертичных ледников в пределах возвышенных участков нынешнего шельфа.

В пределах Восточно-Арктического шельфа выделены области: XXV - желоб Старокадомского, XXVI - Лаптевоморское мелководье, XXVII - Новосибирское поднятие, XXVIII - Восточно-Арктический внешний шельф, XXIX - Восточно-Сибироморское мелководье, XXX - Врангелевское поднятие, XXXI - Чукотское мелководье. В глубоководной

части Северного Ледовитого океана выделены области: XXXII - континентальный склон Евразийского бассейна, XXXIII - котловина Нансена, XXXIV - хребет Гаккеля, XXXV - котловина Амундсена, XXXVI - хребет Ломоносова, XXXVII - котловина Макарова-Подводников, XXXVIII - континентальный склон котловины Подводников, XXXIX - поднятие Менделеева, XL - Генриеттское поднятие, XLI - Чукотская абиссальная равнина, XLII - континентальный склон Геральда. Главной особенностью выровненной мелководной восточной части Арктического шельфа является отсутствие в ее пределах каких-либо следов ледникового воздействия. По всей видимости, четвертичные оледенения Сибири и Чукотки в основном не выходили за границы горных областей. В отличие от западного сектора Арктики восточный сектор Арктического шельфа России характеризуется относительно пассивным неотектоническим режимом.

На дальневосточном шельфе выделены области: XLIII - Беринговское мелководье, XLIV - Анадырское мелководье, XLV - Восточно-Камчатское мелководье, XLVI - Алеутская котловина, XLVII - поднятие хребта Ширшова, XLVIII - Командорская котловина, XLIX - поднятие Командорских островов, L - поднятие Курильско-Камчатской островной дуги, LI - Западно-Тихоокеанское глубоководье, LII - Западно-Камчатское мелководье, LIII - Охотоморское мелководье, LIV - Охотоморский внутренний шельф, LV - Охотоморский глубоководный шельф, LVI - впадина Татарского пролива, LVII - глубоководная впадина Японского моря. Особенностью дальневосточного региона является очень узкий шельф в границах морей Берингова и Японского. Охотское море характеризуется влиянием океана, его внешний шельф переуглублен, и здесь развиты структуры, по существу, континентального склона, с подводными каньонами, крутыми склонами с огромными перепадами глубин моря, конусами выноса (фанамии) подводных каньонов у подножия и т.д. Прилегающие части Тихого океана также выделяются своими характерными особенностями, в частности, цепочкой глубоководных периокеанических желобов со значительными глубинами океана, широким развитием обвальных и оползневых склонов, очень крутым и узким континентальным склоном. В отличие от Северного Ледовитого океана, скорости осадконакопления в Тихом Океане на порядок меньше, чем в Арктике.

4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

4.1. Европейская Россия

4.1.1. Восточно-Европейская ледниковая зона

Восточно-Европейская ледниковая зона включает Северо-Западную подзону позднеоплейстоценовых оледенений, Тимано-Печоро-Вычегодскую подзону средне - поздне

неоплейстоценовых оледенений и Центральную подзону ранне - среднелепесточеновых оледенений.

Северо-Западная подзона позднеоплейстоценовых оледенений.

Территория, включающая Кольский полуостров, Карелию, а также значительную часть Русской равнины согласно схеме структурно-формационного районирования, отнесена к подзоне позднеоплейстоценовых оледенений (рис. 3.1).

Региональные особенности. Изменение мощности четвертичного покрова зависит от характера дочетвертичного рельефа, размещение поясов краевых образований ледниковых покровов и стадий их отступления. В среднем мощность четвертичных образований не превышает 20 м, но на значительной площади Балтийского щита она не более 3 м, в глубоких депрессиях и погребенных долинах возрастает до 300 м, в зонах краевых ледниковых образований и в пределах межлопастных массивов достигает 100 м.

Неоднократные покровные оледенения обусловили специфику строения четвертичной толщи и рельефа этой территории, сложенной верхнелепесточеновыми ледниковыми и водноледниковыми образованиями. Краевые моренные гряды и холмы, подчеркивающие стадии отступления поздневалдайского оледенения (едровско - бологовская она же максимальная стадия осташковского оледенения, вепсовско - кенозерская, крестецко - андомская, лужско - карельская или кейва I, невско-сямозерская или кейва II, ругозеро и калевала II и III) являются характерной чертой рельефа этой территории. Исключением является район южнее долины средней Мезени, где рельефообразующей является среднелепесточеновая морена. Существование практически на всей территории позднеоплейстоценового ледникового покрова (осташковского оледенения) обусловили молодость речной сети. Образование аллювиального комплекса надпойменных террас и пойм связано с позднеледниковьем и голоценом. Лишь на юге региона, в долинах рек Сухоны, Юга, Моломы и др., отмечается аллювий высоких надпойменных террас, образовавшихся в первой (ранней) половине верхнего неоплейстоцена.

На Кольском полуострове и в Карелии, всегда служивших областью ледниковой экзарации, четвертичные отложения залегают непосредственно на кристаллических породах. При каждом новом продвижении ледников практически нацело уничтожались отложения предыдущих этапов осадконакопления. Поэтому в области Скандинавского кристаллического щита сохранились лишь отложения и рельеф последнего позднеоплейстоценового (осташковского) оледенения и его стадий, которые и отражены на карте. На большей части этого региона разрез квартала содержит несколько (пять или шесть) комплексов ледниковых и водноледниковых, разделенных межледниковыми образованиями. Наиболее полные разрезы сохранились в переуглубленных речных долинах и долинах ледникового стока, а также в

районах развития краевых ледниковых образований.

Надежных критериев решения проблемы нижней границы четвертичной системы в пределах региона пока нет.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема Севера и Северо-Западного региона 2001 г. (Постановления..., 2002), является официально принятой при картировании (табл. 2.1).

В *эоплейстоцене* горизонты не выделены. Отложения этого возраста мало известны на территории Севера и Северо-Запада и на карте отсутствуют. Самыми древними и условно отнесенными одними исследователями к эоплейстоцену, другими - к верхнему плиоцену - эоплейстоцену или плиоцену-эоплейстоцену является грязовецкий лимноаллювий (аллювий), вскрытый бурением (скв.4) на южной окраине г. Грязовец Вологодской области. Отложения представлены в основном белыми кварцевыми песками. Имеются лишь обобщенные данные по палинологии и литологическому составу. Возраст по палинологическим данным позволяет характеризовать грязовецкие образования как переходные плиоцен - эоплейстоценовые (Гей и др., 2000). По данным В.В. Семенова, отложения имеют обратную намагниченность и относятся к ортозоне Матуяма. Термолюминесцентным методом возраст песков определен от 850 до 1195 тыс. лет (ГГК-1000/2, лист О-37, (38). 2000).

С ними, возможно условно, сопоставить изученные в последние годы аллювиальные и озерные отложения в переуглубленных долинах Беломорско-Кулойского плато, в разрезах на мелких реках (реки Золотица и Б. Ница), впадающих в Двинскую губу Белого моря, и вскрытые бурением в Ухтинской впадине в ю-з части Онежского полуострова с возрастом (также по спорово-пыльцевым данным) предположительно плиоцен - нижнее звено неоплейстоцена (ГГК-1000/3, Q-37. 2012). Мощность этих отложений более 100 м. Южнее в палеоврезах бассейна р. Пинеги вскрыты, предположительно аналогичные по возрасту морские и озерные отложения рощинской свиты. Эти отложения охарактеризованы магнитозоной прямой полярности на фоне обратной (Матуямы).

В нижнем неоплейстоцене в стратиграфической схеме Севера и Северо-Запада выделено три ледниковых (прионежский, урьинский и окский) и два межледниковых (пайский и свирский) горизонта (табл. 2.1).

На территории Северо-Западной части региона (Ленинградской, Псковской, Новгородской и северо-западной части Вологодской областей) выделяются ледниковые отложения прионежского, урьинского (условно) и окского горизонтов и озерно-аллювиальные отложения пайского и свирского межледниковых горизонтов. На территории Южной Карелии условно выделены озерно-аллювиальные отложения свирского и ледниковые окского горизонтов. На Кольском полуострове, в Северной Карелии и Мурманской области отложения

этого возраста пока не известны (ГГК-1000/3, листы Q-(35),36, 2012, R-(35)-37, 2000). Состав крупнообломочного материала и ориентировка длинных осей галек, а также минеральный состав мелкозема в тяжелой фракции из ледниковых отложений нижнего неоплейстоцена (урьинский? и окский горизонты) свидетельствует о том, что раннеплейстоценовый ледниковый покров распространялся из Фенно-Скандинавского центра. Исключением является область Пинежско-Вашского водораздела, где в составе морены преобладают породы Тиманского комплекса из Новоземельской(?) питающей провинции.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения нижнего неоплейстоцена сохранились локально, в глубоких врезях палеодолин и поэтому на карте не отражены.

В среднем неоплейстоцене в стратиграфической схеме Севера и Северо-Запада выделено два ледниковых (вологодский и московский) и два межледниковых (лихвинский и горкинский) горизонта (табл. 2.1). Все они (кроме московского) не являются рельефообразующими, перекрыты отложениями ошашковского горизонта и голоценом и на карте не отражены.

Лихвинский (ранее трубайский) межледниковый горизонт представлен морскими отложениями ранней среднеплейстоценовой трансгрессии, которые распространены на полуострове Канин, в Мезенской депрессии, а также на междуречьях рек Пинеги и Вашки, Пинеги и Сев. Двины. Стратотип этого горизонта, широко известный по разрезу на р. Оке, у г. Лихвина (г. Чекалина), расположен на территории соседней подзоны Центра Русской равнины.

Вологодский горизонт представлен ледниковыми, водно-ледниковыми и озерными отложениями нижней половины среднего звена неоплейстоцена и не имеют широкого распространения, встречаются преимущественно во врезях древних долин или депрессиях коренного ложа. Отличительной особенностью ледниковых отложений, относимых к вологодскому горизонту, является то, что по петрографическому составу валунов и галек четко определяется движение ледников из двух центров – северо-западного и северо-восточного. В южных районах региона ледники из Новоземельского центра занимали большую часть территории и достигали долины р. Сев. Двины.

Горкинский межледниковый горизонт верхней половины среднего звена неоплейстоцена представлен морскими образованиями северной? трансгрессии. Они распространены локально, приурочены к древним погребенным долинам и известны лишь в некоторых разрезах бассейна р. Сев. Двины, р. Юмжа и р. Устья (приток р. Ваги). Однако по данным 50-х годов раковины моллюсков находили и южнее, в естественных обнажениях в долине р. Вычегды, выше г. Котласа. Эти находки могут свидетельствовать о гораздо более широком распространении поздней среднеплейстоценовой трансгрессии, или, во всяком случае, о проникновении морских вод по долине р. Вычегды в виде узкого ингрессионного

залива. Залегают они на дочетвертичных образованиях и вологодского горизонта, а перекрываются московской мореной и гляциофлювиалом или морскими образованиями микулинского горизонта. Значительно хуже обосновано стратиграфическое положение и возраст континентальных фаций (озерных, озерно-аллювиальных и болотных отложений) горкинского межледникового горизонта.

Московский ледниковый горизонт завершает разрез среднего звена неоплейстоцена. Представлен он мореной, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями мощностью до 100 м и слагает рельеф южнее долины средней Мезени и на карте индексируется 6-й ступенью среднего звена неоплейстоцена (Ш₆).

В Архангельской области образования вскрыты в скважинах (мощность более 50 м), в пределах Кольского полуострова – в скважинах и в естественных разрезах в долинах рек прибрежной части (мощность не более 5 м). На Терском берегу Кольского полуострова в скважинах морена (мощностью до 12 м) делится на три части (Кзаков, 1991): нижняя и верхняя морены разделены морскими отложениями, но возможно, сформировавшимися в до московское, т.е. в горкинское межледниковое потепление (ГГК-1000/3, Q-37 Архангельск, 2012 г.). Московский горизонт в схеме Центрального региона (РМСК по центру и Югу Русской платформы, 2010 г., Шик, 2011) подразделен на три подгоризонта, отвечающие двум ледниковым стадиям, разделенными межстадиалом (костромским). Поэтому не исключена корреляция этих отложений на Терском берегу Кольского полуострова в целом с московским горизонтом.

Данные петрографического состава и гальки из морен московского горизонта свидетельствуют о движении ледников только из Скандинавского центра.

В верхнем неоплейстоцене в стратиграфической схеме Северо-Запада выделено два ледниковых и два межледниковых горизонта (рис. 2.1.).

Микулинский межледниковый горизонт выделен в основании верхнего неоплейстоцена. Осадки этого межледниковья являются маркирующими не только на территории европейской, но и азиатской частей России. Отложения микулинского горизонта представлены здесь морскими отложениями мгинской трансгрессии в районе Финского залива (погребены под более молодыми образованиями) и бореальной трансгрессии на севере равнины. Термолюминесцентным методом в нескольких разрезах определен возраст отложений в пределах 130 – 115 тыс. лет, что практически полностью коррелируется с объемом 5е подстадии кислородно-изотопной шкалы (на карте индексируются 1-й ступенью верхнего неоплейстоцена-III₁ и сопоставляются с 5-й МИС). Ингрессия по долинам рек Ваги, Сев. Двины, Пинеги, Вашки, Мезени и Пезы проникала далеко на юг до 63° с.ш. Её отложения обнажены в цоколях речных террас, а также образуют морские террасы по побережьям

северных морей – Белого и Баренцева. Морские отложения вскрыты также в многочисленных скважинах. В отложениях микулинского горизонта по характерным спорово-пыльцевым комплексам и карпологическим остаткам прослеживается четкая последовательность смены растительных группировок, характеризующих климат - теплее современного. Морские осадки содержат раковины морских моллюсков аркто-бореального комплекса, а для периода оптимума – теплолюбивых лузитанских видов и фораминифер.

Однако не все так просто и есть проблемы. Новые материалы по югу Кольского полуострова и южной части Беломорского бассейна (Архангельская область) показали более сложное, чем представлялось ранее, развитие палеогеографических событий вначале позднего неоплейстоцена. Так по морским отложениям на юге Кольского полуострова установлено, по крайней мере, три морские трансгрессии в позднем неоплейстоцене (Корсакова и др., 2004 г.). Геохронометрические данные ЭПР/ОСЛ методами (130-120 до 100-105 тыс. лет назад) указывают на микулинский возраст нижней (панойские морские слои) трансгрессии, сопоставляемой с бореальной трансгрессией севера Восточно-Европейской равнины и с подстадией 5e кислородно-изотопной шкалы. Две верхние морские толщи ранее считались единой средневалдайской трансгрессией (ленинградский горизонт), сопоставляемой с 3-й МИС. Новые материалы (разрезы в долине р. Стрельна, Варзуга, Чапома и др.) позволили среднюю морскую толщу (стрельнинские морские слои), образованную во время малоамплитудной трансгрессии в более прохладных условиях, чем нижняя трансгрессия, и прерываемой регрессивными образованиями с возрастом 100-80 тыс. лет назад, сопоставить с ранним валдаем и с подстадиями 5d-а 5-й МИС. Таким образом, установлено, что эти две морские трансгрессии в целом развивались последовательно в интервале от 130 до 80-70 тыс. лет назад (5 МИС). Третья морская трансгрессия с возрастом 60-40 тыс. лет назад и соответствующие ей морские образования (ленинградский горизонт) соотнесены со средним валдаем (3 МИС). Морские образования ее повсеместно перекрыты ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями осташковского горизонта (2 МИС). Новые материалы по Архангельской области также позволяют датировать бореальную (микулинскую) трансгрессию с наиболее теплолюбивой для этих районов фауной моллюсков возрастом 130-117 тыс. лет назад (Демидов и др., 2007).

Валдайский надгоризонт согласно существующей стратиграфической схеме включает два ледниковых (подпорожский и осташковский) и один межледниковый (ленинградский) горизонты (рис. 2.1)).

Наличие отложений нижнего ледникового (подпорожского) горизонта являются проблематичными (*на карте они не выделяются*).

Этот район на протяжении многих десятилетий являлся одним из наиболее спорных в

отношении понимания поздненеоплейстоценовой истории его развития и положения границы максимального распространения валдайского оледенения. По сути, речь идет о «спорной» территории в 60-140 км на востоке листа О-36, которую одни исследователи относят к максимальному ранневалдайскому (калининско-подпорожскому) оледенению, другие - к максимальному поздневалдайскому (осташковскому).

В настоящее время большинство исследователей считают, что на этой территории в позднем неоплейстоцене максимальное развитие получило поздневалдайское (осташковское) оледенение (2 МИС), которому соответствует самое значительное в квартере похолодание и наибольшее развитие криогенной зоны (Величко и др., 2011, 2013). Эти представления отражены на Карте четвертичных образований масштаба 1:2500 000.

Однако вопрос о максимальной границе распространения поздневалдайского оледенения все еще не однозначен. Изданный в 2012 г. лист ГГК-1000/3, Псков, Санкт-Петербург показал, что проблема еще не закрыта, авторы листа вернулись к представлениям 60-70 гг. прошлого века (Москвитин, Краснов, Бреслав, Заррина, Судакова и др.) о более широком распространении ранневалдайского оледенения без убедительных на то дополнительных доказательств, игнорируя новые данные последнего десятилетия. Кроме того, на соседнем с востока листе ГГК-1000/3 О-37 (отчет, 2013 г.) так же, как и на ГГК-1000/2 О-37, (38), Нижний Новгород, 2000 г. данные по подпорожскому горизонту отсутствуют.

И вопрос не в том, какого возраста морена, лежащая выше микулинских отложений и достаточно достоверно датированная термолюминесцентным методом для этого интервала времени, а их ледниковый или не ледниковый генезис. Последние исследования показывают, что это, как правило, или озерные, или делювиально-солифлюкционные образования (Шик, 2008 г., 2010 г.).

Самым убедительным доказательством отсутствия на этой территории ранневалдайского оледенения служат разрезы (Колпино и карьер Келколово в Ленинградской области), в которых нет морены между палеоботанически изученными микулинскими (мгинский мариний) и датированными радиоуглеродным методом средневалдайскими озерными отложениями (Краснов и др., 1995 г., Ауслендер и др., 1998 г.). Следов ранневалдайской морены не обнаружено и в акватории по скважинам на южном берегу Финского залива в бухте Вока (Никонов, 2007 г., Болиховская, Молодьков, 2009 г.) и в горле Белого моря, где на микулинских отложениях залегают средневалдайские с радиоуглеродным и термолюминесцентным возрастом от 28 до 71 тыс. лет (Соболев, 2008 г., 2009 г.).

На Кольском полуострове норвежскими учеными (Lauritzen, 1995) установлены безледные обстановки в это время, шведскими и американскими исследователями (Naslund et al 2003 г.) по данным компьютерного моделирования установлено, что восточная часть

Кольского п-ва была свободна ото льда скандинавского до 70 тыс. лет. Работами российско-финской группы на территории Вологодской области доказано, что скандинавский ледник только один раз в течение позднего плейстоцена доходил до южной границы Вологодской области и оз. Кубенского и достигал своего максимума около 18 тыс. лет (календарных) назад и время его в пути от центра оледенения до максимальной границы оценивается в 7 тыс. лет. Это подтверждено большим количеством датировок радиоуглеродных и ОСЛ (Lunkka et al., 2001 г.).

Приведенные выше новые геологические материалы достаточно убедительны для того, чтобы присоединиться к исследователям, которые считают, что в начале валдайского времени ледниковый покров не распространялся на Русскую равнину и, по крайней мере, не выходил за пределы Балтийского щита. Морена с обоснованным ранневалдайским возрастом на рассматриваемой территории отсутствует.

Ленинградский горизонт представлен морскими и континентальными отложениями с датировками (в основном радиоуглеродными) в пределах 49-24 тыс. лет (*на карте не выделен*).

Осташковский горизонт. Отложения осташковского (валдайского) ледникового комплекса (морены, флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения) слагают рельеф большей части рассматриваемой территории. На карте они занимают обширные площади к западу от границ с Эстонией и Латвией, далее на северо-восток, захватывая Валдайскую возвышенность и районы крупных озер Лача и Воже на юге Вологодской областей. В долине Сев. Двины ледниково-озерные осадки приледникового бассейна большой лопастью заходят далеко на юго-восток до г. Котласа. Ледниковые и водно-ледниковые отложения слагают обширные участки в междуречьях р.р. Пинеги, Вашки и Мезени. Крупные поля верхнеплейстоценовых ледниково-озерных отложений картируются в Приладожской и Ильменской впадинах, а также на границе с Латвией и Белоруссией в бассейнах р.р. Великой и Западной Двины.

Ледниковые образования валдайского оледенения слагают пояса краевых образований на территории северной половины Русской равнины, фиксируя несколько стадий отступления ледников: едровская (максимальная, бологовская), вепсовская (кенозерская, суражская с витебской, восточно-литовская), крестецкая (андомская, средне-литовская), лужская (карельская, кейва I), невская (сямозерская, кейва II), ругозеро и калевала и III. Конечно-моренные образования формировались последовательно при задержках края отступающего ледника, а их возраст понижался в направлении Скандинавского ледникового центра. Главный конечно-моренный пояс Валдайской возвышенности, простирающийся от Онежского озера до верховьев р. Ловать, представляет собой широкую полосу наиболее высоких холмов и гляциотектонических гряд, состоящих из сближенных краевых образований вепсовской и

крестецкой стадий. Он же является водоразделом между бассейнами Балтийского и Каспийского морей.

Южнее границы позднеплейстоценовых оледенений отложения этого возраста представлены аллювием I и II надпойменных террас, озерными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями.

Отложения осташковского горизонта верхнего неоплейстоцена являются рельефообразующими и имеют преимущественное распространение по площади. На карте отложения осташковского горизонта, сопоставляемые с 4-й ступенью (2-я МИС) ОСШ квартера, обозначаются символом Ш₄ с соответствующими генетическими типами.

Кроме того, на карте выделены нерасчлененные отложения верхнего звена (осташковский горизонт) и голоцена (Ш₄-Н) – калевальские слои (Сальпаусселькя II-III), представленные комплексом ледниковых отложений (гляциальных, гляциофлювиальных и гляциолимнических). Они занимают крайнюю западную часть Карелии, западнее гряды Сальпаусселькя III. Выделение калевальских слоев основано на геоморфологических и геохронологических данных. На территории Финляндии находят свое продолжение четко выраженные краевые образования калевальской стадии осташковского ледника (конечная морена Pielisjarvi), которые коррелируются с Сальпаусселькя III, имеющей там голоценовый возраст.

Голоценовые отложения распространены повсеместно, но на значительно меньшей площади по сравнению с неоплейстоценовыми. Они представлены различными генетическими типами, в составе которых присутствуют морские образования бассейна Балтийского моря и набор континентальных водного ряда, а также фитогенные и эоловые.

Тимано-Печоро-Вычегодская подзона средне - поздне неоплейстоценовых оледенений.

Территория, простирающаяся от Тиманского кряжа до Урала, по схеме структурно-фациального районирования отнесена к ледниковой средне-позднеплейстоценовой подзоне (рис. 3.1).

Региональные особенности. Для рельефа этой территории характерна система мощных краевых ледниковых образований, представленных крупными конечно-моренными грядами, которые образуют несколько субширотных поясов средне - и позднеплейстоценового времени.

Четвертичный разрез этой территории мощностью более 200 м характеризуется ритмическим строением: неслоистые диамиктоны нескольких генераций, составляющие основную часть разреза, переслаиваются со сложно построенными толщами хорошо сортированных водных отложений различного генезиса.

Для Тимано-Печоро-Вычегодского региона рабочая стратиграфическая схема, принятая

МСК в 1986 г. (Решения..., 1986), до сих пор служит официально действующей, несмотря на обилие нового материала, полученного как российскими, так и зарубежными исследователями, в частности по верхнему неоплейстоцену. По этой схеме в квартере выделены отложения 14 горизонтов и трех надгоризонтов (табл. 2.1).

Эоплейстоценовые и нижненеоплейстоценовые отложения вскрываются только скважинами и на карте не отображены.

Нижний неоплейстоцен представлен снизу вверх моренами камского, березовского и помусовского горизонтов, которые вскрыты скважинами на Печоро-Камском междуречье и в переуглубленных долинах Нижней Печоры. Мощность каждой из этих диамиктовых толщ достигает 50 - 70 м. Нижненеоплейстоценовые морены изредка выходят в основании обрывов на притоках Верхней Печоры (рр. Унья, Елма).

Межледниковые горизонты нижнего неоплейстоцена тоже известны только по скважинам. Озерные и аллювиальные отложения самого нижнего тумского горизонта мощностью 32 м вскрыты у оз. Чусовского и по спорово-пыльцевым данным охарактеризованы относительно теплым палеоклиматом. В том же районе глубокие долины палеорек заполняют аллювиальные отложения вышележащего вишерского горизонта, мощностью до 75 м. Они охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами таежной растительности с участием широколиственных деревьев (Решение..., 1986). В Заполярье к нижнему неоплейстоцену относится погребенная колвинская свита морских алевритов с субарктической фауной и с ледниковыми диамиктонами в основании и кровле. По данным картировочного бурения в нижненеоплейстоценовой части разреза ниже уровня моря выделяются две диамиктовые толщи (Лаврушин и др. 1989). Верхняя долихвинская толща вероятно коррелируется с помусовской мореной Печоро-Камского междуречья (Андреичева, 2002).

В среднем неоплейстоцене первый межледниковый чирвинский горизонт также известен в основном по скважинам и на карте не показан. Он представлен озерно-болотными и аллювиальными отложениями мощностью до 42 м с лесными спорово-пыльцевыми спектрами пихтово-еловых лесов с примесью широколиственных. В Заполярье эти отложения замещаются морской толщей (Лаврушин и др., 1989).

Ледниковые отложения печорского горизонта (новоземельская морена С.А. Яковлева) мощностью до 70 м вскрываются скважинами, а к югу от Полярного круга выступают в основании многих береговых обрывов. Они сопоставлены с 4-й ступенью среднего неоплейстоцена ОСШ (на карте индексируются - П₄). Ранее они сопоставлялись с днепровским оледенением (Андреичева, 2002).

Вышележащий родионовский межледниковый горизонт представлен старично-озерными глинами и мощными торфяниками, охарактеризован по спорово-пыльцевым

спектрам среднетаежной растительности с участием широколиственных и вскрывается, в основном, скважинами (*на карте не показан*). Он является важным стратиграфическим репером, так как в опорных обнажениях родионовские торфяники получили уран-ториевые датировки от 186 ± 16 до 240 ± 16 тыс. лет на Средней Печоре (Арсланов и др., 2006) и 200 ± 30 тыс. лет на заполярной Сейде, где также получена серия оптико-люминесцентных (OSL) дат порядка 180-190 тыс. лет (Astakhov, 2004). В обоих случаях спорово-пыльцевые спектры показывают южную тайгу и климат гораздо теплее современного. Эти даты надежно связывают родионовский горизонт с 5-й ступенью ОСШ.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения вычегодского горизонта мощностью от 6 до 60 м являются рельефообразующими на большей части территории региона за пределами валдайского оледенения. Они вскрываются в средних и верхних частях разрезов береговых обрывов и многочисленными скважинами. Геологический возраст надежно установлен по залеганию вычегодской морены на датированных образованиях родионовского горизонта и сопоставлены с 6-й ступенью ОСШ (на карте индексируются - П₆).

В верхнем неоплейстоцене в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе по схеме 1986 г. выделены один межледниковый - сулинский, интерстадиальный - бызовский и два ледниковых - лайский и полярный горизонта. Рельефообразующей считалась верхневалдайская морена полярного горизонта, т.к. на уровне нижнего валдая (лайский горизонт) морен здесь не находили, что и отражено было на карте четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1971 г.) и Государственных геологических картах четвертичных образований масштаба 1:1000 000 (новая серия).

При составлении данной карты по этой территории от восточной части Архангельской области (бассейн р. Мезень) до Урала для верхнего неоплейстоцена были использованы результаты многолетних полевых работ и лабораторных исследований международных коллективов в рамках координационной программы Европейского научного фонда QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North), куда входили и совместные работы русско-норвежских экспедиций 1993 - 2006 гг. (Астахов и др., 2007; Демидов и др., 2007, Astakhov et al., 1999; Mangerud et al., 1999; Astakhov, 2004; Svendsen et al., 2004; Demidov I.N. et al, 2006; Larsen E., Kjaer K.H., Demidov I. et al., 2006; J. I., Alexanderson H., Астахов, 2007 и др.). В результате геолого-палеонтологические данные были подкреплены многочисленными (сотнями) геохронометрическими данными, полученными новейшими методами в лабораториях Западной Европы и Америки (отсутствующие в России) такими, как оптически стимулированной люминесценцией (OSL), радиоуглеродным с использованием ускорительной масс-спектрометрии (AMS), космогенным нуклидов (^{10}Be) и др. Изложенный ниже материал по северу Русской равнины согласуется с новыми исследованиями, опубликованные

результаты которых приняты международной научной общественностью.

В верхнем неоплейстоцене главным маркером являются межледниковые морские отложения с богатой фауной моллюсков бореальной трансгрессии (сулинский горизонт). Последние, как правило, перекрыты ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Бореальные морские слои сопоставлены с первой ступенью верхнего неоплейстоцена ОСШ (на карте индексированы - Ш₁). Выходы морских отложений наблюдаются по долинам рек Сев. Двина, Пеза, Мезень, Сула, Колва, Море-Ю и др. Не перекрытые мореной разрезы бореальных отложений надежно ограничивают площадь распространения ледников позднего неоплейстоцена как на р. Сев. Двина и Пинега, так и в Печорском бассейне (р. Сула). Серия уран-ториевых и OSL дат порядка 140 - 100 тыс. лет назад (Астахов и др., 2007) с учетом характерного для этих методов разброса значений близка к общепринятым оценкам возраста земского межледниковья.

Возраст перекрывающих ледниковых и водно-ледниковых отложений поздненеоплейстоценового покровного оледенения восточнее р. Кулой по данным многочисленных OSL датировок на суше и радиоуглеродных дат из перекрывающих морену морских отложений на шельфе оценивается не моложе 50 тыс. лет назад (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007). В бассейне р. Печоры установлены две самостоятельные стадии этого оледенения 90 - 80 (харбейская) и около 60 (мархидская) тыс. лет назад. Мощность этого рельефообразующего ледникового комплекса Заполярья местами достигает 100 м. Он фиксируется поясом краевых ледниковых форм севернее Полярного круга (субширотная линия Мархида), включающим Лайско-Адзвинские и Роговские гряды. Он отражает наиболее устойчивое положение края последнего ледникового покрова. Эта граница по аэроснимкам прослежена на восток к подножью Полярного Урала (Astakhov et al., 1999).

Южнее линии Мархида на абс. отметках около 100 м ледниковые отложения верхне-неоплейстоценового возраста замещаются озерноледниковыми образованиями крупного приледникового палеозера Коми (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007). Сток его осуществлялся либо на северо-запад через Тиманский кряж и далее в Баренцево море через свободный ото льда коридор между Скандинавским и Карским ледниками, либо на юго-запад в Балтийское море. Радиоуглеродные датировки интервале 40 – 27 тыс. л.н. мамонтовых костей из аллювиальных террас, врезанных в дно палеозера Коми, а также из палеолитических стоянок Мамонтова Курья и Бызовая, свидетельствуют о том, что это подпрудное озеро старше 37 тыс. л.н. Многочисленные OSL даты пляжных песков озера Коми дали среднее значение $82 \pm 1,2$ тыс. л.н. (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007).

В бассейне р. Мезень (Архангельская область), по данным русско-норвежских экспедиций (Демидов и др., 2007; Larsen et al., 2006) разработана похожая схема, но с четырьмя

ледниковыми стадиями в первой половине позднего неоплейстоцена. Здесь самый ранний и крупнейший ледник позднего неоплейстоцена наступал с Карского шельфа 100 - 90 тыс. лет назад. Затем были еще две ледниковые подвижки, со стороны Тиманского кряжа и Баренцева моря (75 - 65 тыс. лет назад), сопоставимые с мархидской стадией Печоры. Последний раз ледник наступал с шельфа Карского моря (55 - 45 тыс. лет назад) после мезенской ингрессии (70 - 65 тыс. лет назад), аналогом которой на Печоре могут быть датированные OSL подморенные пески в разрезах у д. Мархиды и на р. Куе (Астахов, Свенсен, 2011).

В пределах всего севера Русской равнины восточнее р. Кулой все образования главного (и единственного) в позднем неоплейстоцене оледенения на карте индексированы второй ступенью - Ш₂, т.к. первая ступень верхнего неоплейстоцена ОСШ квартера (Ш₁), сопоставленная целиком с 5-й МИС, относится к межледниковью. Однако, при этом следует иметь в виду корреляцию не только со второй ступенью ОСШ квартера и с МИС 4-й, но, возможно, и с верхней частью первой ступени ОСШ квартера и с подстадиями 5 d-a (МИС 5).

Ледниковые образования, индексированные четвертой ступенью – Ш₄, в схеме 1986 г. выделены в полярный горизонт. Столь молодые ледниковые образования описаны лишь на дне Баренцева моря, а на суше, восточнее линии р. Кулой - Канин Нос, работами русско-норвежских экспедиций 1993 - 2006 гг. они не обнаружены. На детально датированных отложениях бызовского интерстадиала (40 – 24 тыс. л.н.) во всех случаях залегают не ледниковые, а мелкозернистые отложения аллювия низких II и I надпойменных террас, последниковые озерные пески и глины и субаэральный покровный комплекс. Последний состоит из дюнных и нивейно-эоловых песков, лессовидных алевроитов, а в уральских предгорьях и солифлюкционных плащей (Астахов, Свенсен, 2011). Покровные отложения (за исключением дюнных песков вдоль Баренцева побережья) распространены прерывисто, мощность их не превышает 3-4 м, а потому они не показаны на обзорной карте.

Центральная подзона ранне - среднелепесточеновых оледенений.

Согласно схеме структурно-формационного районирования Центральная часть европейской России по типам разрезов четвертичных отложений отнесена к ледниково-перигляциальной формации ранне - среднелепесточеновых оледенений. Эта территория ограничена с юга границей гляциального лимита квартера (рис. 3.1).

В тектоническом отношении рассматриваемая территория относится к Центральной части Восточно-Европейской платформы (Московская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы). Эти и более мелкие структуры предопределили дочетвертичный облик рельефа. Крупные возвышенности и низменности в целом унаследовали его черты. Однако современный рельеф здесь претерпел значительные

изменения под воздействием неоднократных покровных оледенений. По разным оценкам ледники достигали территории Центра от шести до восьми раз в течение плейстоцена.

Разновозрастные осадки неравномерно распространены по территории и представлены, главным образом, отложениями ледникового ряда (“ледниковые”, горизонты) и водными (“межледниковые” горизонты). Склоновые отложения развиты очень незначительно и представлены элювиально-делювиальными на водоразделах и делювиальными - на склонах долин.

Мощность четвертичных образований зависит от характера древнего рельефа и интенсивности ледниковой аккумуляции. Она возрастает в погребенных долинах и ложбинах выпахивания (до 95 м) и на территории морен напора и конечно-моренных гряд (до 123 м), а минимальные мощности (до 10 м) на Среднерусской и Приволжской возвышенностях.

Преимущественное распространение здесь имеют отложения ранне - и средненеоплейстоценовых оледенений. Они являются и рельефообразующими – ими созданы основные аккумулятивные и эрозионные формы рельефа. Присутствие лессово - почвенных комплексов в верхних частях разрезов является характерной чертой данной формации (на карте они показаны косой штриховкой лессовидных покровов).

При расчленении четвертичных образований использованы палеоботанические, палеонтологические, палеомагнитные и геохронометрические данные. Описание четвертичной системы Центра дается **по унифицированной региональной схеме Центральных районов, утвержденной МСК в 2001 г. с дополнениями по МСК 2010 г., которые касаются введения в средний неоплейстоцен двух горизонтов-вологодского горкинского (табл. 2.1).**

К эоплейстоцену (на карте не выделен) отнесены отложения двух горизонтов: **толучеевского** (нижнее звено) и **криницкого** (верхнее звено), ранее не выделявшиеся. Осадки обоих горизонтов представлены несколькими аллювиальными свитами и распространены на Окско-Донской равнине и в Окско-Москворецкой низине. Аллювий обоих горизонтов различается в основном по составу фауны мелких млекопитающих, принадлежащих одесскому и таманскому комплексам, а также по составу фауны моллюсков и палинологическим данным. Отложения эоплейстоцена в целом имеют обратную намагниченность, однако в осадках дылдинской и ивнягской свит (Окско-Донская равнина) отмечаются магнитозоны прямой полярности. Их, вероятно, можно сопоставлять с субзонами Харамильо и Кобб Маунтин в ортозоне Матуяма (Четвертичная геология..., 1997).

Нижний неоплейстоцен в Центральных районах изучен наиболее полно. Он расчленен на шесть горизонтов, некоторые из них сложно построены и отражают существенные потепления и похолодания (иногда даже оледенения) этого времени. Стратотипическим районом для всех горизонтов нижнего неоплейстоцена (кроме окского) является бассейн

верхнего Дона. В четвертичном разрезе нижнего неоплейстоцена отмечаются следы четырех самостоятельных оледенений.

Морена и водно-ледниковые отложения наиболее древнего из них — ликовского, изучены только в Подмоскovie, видимо это оледенение не продвигалось южнее (на карте оно не отражено). На остальной территории осадки этого времени представлены в основном аллювием с перигляциальными палинологическими комплексами, холодолюбивыми моллюсками и раннетираспольской фауной мелких млекопитающих (Заррина Е.П., 1991; История..., 1998; Шик С.М., 1993).

Следующий ледниковый комплекс достоверно известен в Подмоскovie, в бассейне р. Сетунь. Сетунское оледенение распространялось дальше на юг, возможно до широты г. Липецка на северной окраине Окско-Донской равнины. Морена этого оледенения мощностью в несколько десятков метров распространена фрагментарно. Местами с сетунским оледенением связано формирование крупных ложбин ледникового выпахивания, к которым в дальнейшем были приурочены обширные озера. За пределами сетунского оледенения одновозрастные осадки представлены аллювием и лессоидными образованиями (ростушский лёсс). Сетунский ледниковый комплекс сопоставляется со средней частью ильинского горизонта (на карте индексируется четвертой ступенью нижнего неоплейстоцена (I₄).

Донской горизонт. Ледниковый комплекс донского оледенения, которое было максимальным на Русской равнине, примерно южнее линии Калуга – Серпухов – Москва – Владимир, выходят на поверхность и занимают Мещерскую низину и всю Окско-Донскую равнину вплоть до 52⁰ с. ш. Морена Окско-Донской равнины («Донской ледниковый язык») ранее относилась к первой половине среднего неоплейстоцена и выделялась в составе днепровского горизонта. Но уже в Региональной схеме Центра 1984 г. (МСК, 1986) этот ледниковый комплекс был отнесен к нижнему неоплейстоцену, представляя донской ледниковый горизонт. Нижнелеоплейстоценовый возраст морены в южной части Окско-Донской равнины подтверждается комплексом методов – палеонтологических, литологических и фациально-стратиграфических. Вместе с тем, остаются дискуссионными некоторые вопросы безусловного отнесения всех морен Донского ледникового языка к донскому горизонту нижнего неоплейстоцена.

Ледниковая толща часто состоит из двух-трех моренных горизонтов, разделенных песками, супесями и алевролитами озерного генезиса. Возможно, в этой толще кроме основного горизонта морены, можно выделять ледниковые осадки, относящиеся к другим стратиграфическим уровням (окскому горизонту?). В окраинной области Донского ледникового языка донскому горизонту соответствуют лессовидные суглинки (“донской лёсс”), залегающие между воронским и ржаксинским педокомплексами. Донской ледниковый

горизонт сопоставляют или с 14-ой или 16-ой (История..., 1998; Четвертичная..., 1997; Шик С.М., 1995). На карте отложения донского горизонта индексированы шестой ступенью ОСШ квартера – I₆ (14-й МИС).

Самый верхний ледниковый комплекс относится к окскому горизонту. Граница окского оледенения весьма дискуссионна, и в разные годы проводилась в зависимости от оценки стратиграфического положения и возраста подстилающих и перекрывающих межледниковых осадков. По последним данным (Проблемы...2001) граница распространения осадков окского ледникового комплекса проводится по линии Рославль-Талдом-Ярославль-Пошехонье. Отложения окского горизонта сопоставлены с восьмой ступенью нижнего неоплейстоцена ОСШ квартера и индексируется на карте - I₈. (12-й МИС).

Наиболее древние межледниковые осадки петропавловского горизонта нижнего неоплейстоцена, представлены, главным образом, аллювием в погребенных речных долинах в области Донского ледникового языка и лессово-почвенными образованиями на водоразделах (зорькинская почва). Во многих разрезах петропавловского горизонта отмечается палеомагнитная инверсия ортозон Брюнес-Матуяма. Смена знака обычно наблюдается в верхней части аллювиальной толщи, содержащей фауну мелких млекопитающих раннетираспольского типа (петропавловский педокомплекс). В последнее время его относят к эоплейстоцену (Шик С.М., 2008, 2005). На карте отложения петропавловского горизонта не выделены.

Межледниковые отложения, разделяющие вышеописанные ледниковые комплексы нижнего неоплейстоцена, объединяются в два сложно построенных горизонта (снизу вверх) – ильинский и мучкапский. Стратотипы раннеоплейстоценовых межледниковий находятся в области донского ледникового языка. Составные разрезы, представляющие каждый горизонт, включают отложения не менее двух теплых эпох, разделенных “холодным” этапом. Аллювиальные и озерные осадки межледниковых горизонтов нижнего неоплейстоцена содержат характерные палинологические комплексы, остатки семян и диатомовой флоры, а также фауну теплолюбивых моллюсков и мелких млекопитающих (для ильинского горизонта характерен тираспольский развитый комплекс, а для мучкапского - позднетираспольские формы). В верхнем Поднепровье и Поволжье мучкапскому горизонту соответствует рославльская серия.

Субэральные водораздельные образования межледниковых горизонтов нижнего звена на Окско-Донской равнине представлены ржаксинским лессово-почвенным комплексом (ильинский горизонт) и воронским комплексом (мучкапский горизонт). Восточнее – на территории Среднего Поволжья и Нижней Камы выделяются только лугово-коричневые (черноземовидные) погребенные почвы. По находкам в них микротириофауны они

сопоставляются с ильинским межледниковым горизонтом нижнего неоплейстоцена (Глушанкова Н.И., 1998).

В среднем неоплейстоцене выделено шесть региональных горизонтов по 3 межледниковых и ледниковых (снизу вверх): лихвинский s.s., калужский, чекалинский, вологодский, горкинский и московский (табл. 2.1).

Разрез начинается с лихвинского межледникового горизонта s.s., стратотип которого (важнейшего репера на Русской равнине) всесторонне изучен в естественном обнажении на р. Оке у г. Чекалин Тульской области (показан на карте в разрезе и индексирован - П₁). Отложения представлены, главным образом, аллювием и лимнием. В.П. Гричуком по спорово-пыльцевым комплексам и семенной флоре выделено шесть палинологических зон (L₁ – L₆), отражающих изменение растительности в течение этого межледниковья не только в Центральных, но и на смежных территориях. Диатомовая флора, состав остракод, видовой состав полёвок и лемингов в надлихвинских песках в стратотипе определяют средненеоплейстоценовый возраст лихвинских отложений. В лессово-почвенном разрезе как на Окско-Донской равнине (инжавинская почва), так и в бассейне рек Средней Волги и Камы (нижняя нароватовская почва) лихвинский горизонт представлен в основном черноземовидными прерийными и буроземными, а также лугово-лесными почвенными горизонтами.

Отложения лихвинского горизонта во многих разрезах образуют сложно построенную толщу с двумя климатическими оптимумами (по палинологическим данным и макрофлоре) и обычно сопоставляются, как лихвин s.l, с тремя МИС (11- 9-й).

В настоящее время выделить надежные стратотипы для калужского ледникового горизонта не представляется возможным, т.к. достоверно не установлены собственно ледниковые и водно-ледниковые образования раннего средненеоплейстоценового оледенения.

К чекалинскому горизонту относятся каменная ископаемая почва, орчикский лёсс и роменская почва. Наиболее изученные разрезы озерно-болотных и аллювиальных отложений этого горизонта находятся в Подмосковье и смежных районах и вскрыты, в основном, в естественных обнажениях. Они имеют специфическую палеоботаническую характеристику, отличающуюся от лихвинской, но содержат виды средненеоплейстоценового возраста. Впервые получены данные и по абсолютному возрасту осадков второго средненеоплейстоценового межледниковья. Оптико-люминесцентным методом Г.И. Хютт получены датировки 170 и 196 тыс. лет. $\pm 15\%$ (Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А., 1993; Четвертичная..., 1997).

Выше в схему включены два горизонта – вологодский и горкинский, которые

выделялись в региональной стратиграфической схем Северо-Запада , но не были установлены в Центральном регионе. В принятой в 1983 г. региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Центра в среднем неоплейстоцене выделялось только одно межледниковье – лихвинское и одно оледенение – московское. В интервале между ними стоял вопрос, т.к. развитые севернее отложения вологодского (ледникового) и горкинского (межледникового) горизонтов здесь не были известны, а в схеме 2001 г. они ошибочно сопоставлялись с калужским и чекалинским горизонтами (Шик, 2011) В настоящее время образования вологодского и горкинского горизонтов выявлены в северной части Твертской и Ярославской областей. В 2000 г. на севере Тверской области при проведении среднемасштабного геологического до изучения скважинами у д. Пальниково в 15 км ю-з г. Красный Холм были вскрыты озерные образования горкинского межледниковья, залегающие, как и в стратипическом разрезе у д. Горка близ Вологды, между вологодской и московской моренами. Таким образом, было установлено присутствие этих образований на севере Центрального региона. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Пальникова неоднократно публиковалась (Шик, 2004; Шик, Заррина, Писарева, 2006). В настоящее время установлено развитие маломощной морены (до 1,8 м) на севере Ярославской области, которая отделяется от московской морены ленточными глинами. Южнее эта морена не выделяется, а московская морена лежит непосредственно на отложениях лихвинского горизонта. Скорее всего, вологодское оледенение далеко на юг не продвигалось. Образования вологодского горизонта соотнесены с 8-й МИС и горкинского с 7-й МИС (на карте они не отражены, т.к. образования не выходят на поверхность).

Московский ледниковый горизонт или московское оледенение рассматривается как максимальное в среднем неоплейстоцене, сформировавшее Днепровский ледниковый язык (Шик, 2008,2010,2011). Горизонт подразделен на три подгоризонта, отвечающие двум ледниковым стадиям, разделенными костромским межстадиалом.

Комплекс ледниковых и водно-ледниковых отложений московского оледенения (московский ледниковый горизонт) широко распространен на территории Центра Русской равнины. Московские ледниковые отложения являются рельефообразующими в северной половине этой ледниково-перигляциальной формации.

На севере Окско-Донской равнины и в области Донского ледникового языка московский аллювий слагает надпойменные террасы в бассейнах рек Дона и Оки, а восточнее – на Средней Волге (ниже г. Нижний Новгород) и Нижней Каме. В субаэральных разрезах к московскому горизонту относится железногорский лессово-почвенный комплекс. Для ледниковых осадков московского горизонта получена серия термолюминесцентных дат от 137 до 172 тыс. лет по разрезам в Брянской области (История..., 1998, Четвертичная..., 1997). Эти данные позволяют

надежно сопоставлять московское оледенение с 6-й МИС, а на карте отложения московского горизонта сопоставить с шестой ступенью среднего неоплейстоцена и индексировать - Пб.

Верхний неоплейстоцен представлен отложениями двух ледниковых (калининского и осташковского) и двух межледниковых (микулинского и ленинградского) горизонтов.

Микулинский (межледниковый) горизонт начала позднего неоплейстоцена выделен в этом регионе и наиболее полно изучен. Микулинские озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения известны в многочисленных естественных обнажениях, обладают ярко выраженной индивидуальной палеоботанической и климатической характеристикой (палинологические, палеокарпологические и диатомологические данные). Для многих разрезов имеются радиоуглеродные запредельные (в том числе более 53 тыс. лет) датировки.

В лесово-почвенных разрезах микулинское межледниковье также хорошо изучено и представлено мезинским почвенным комплексом, в котором наиболее характерна салынская почва (в области Донского ледникового языка и на Среднерусской возвышенности). Восточнее, в Среднем Поволжье и на Нижней Каме в это время также происходило интенсивное почвообразование со сложной структурой почвенного покрова в зависимости от ландшафтной позиции – черноземовидные, лесные оподзоленные, буроземовидные почвы (Глушанкова Н.И., 1998). В долине р. Оки для ископаемых почв оптико-люминесцентным методом получены даты – 70, 100, 110 тыс. лет, что указывает на их микулинский возраст (Четвертичная..., 1997).

По кислородно-изотопной шкале микулинский межледниковый горизонт большинством исследователей сопоставляется с началом 5-ой стадии с подстадией 5e. Интервал, отвечающий подстадиям 5d-a и характеризующийся чередованием сильных похолоданий (возможно оледенений) и потеплений межстадиального характера, могут быть выделены в самостоятельный горизонт – черменинский (по разрезу Черменино близ Рыбинска), где он хорошо выражен, объединив его с микулинским в мезенский надгоризонт, названный по мезенскому педокомплексу, отвечающему этому интервалу времени (Шик, 2011). Однако эти подразделения пока не утверждены МСК. Поэтому на карте микулинские образования в целом проиндексированы – Ш₁.и сопоставлены в целом с 5-й МИС. Отложения микулинского межледниковья, подобно лихвинским, являются репером при стратиграфическом расчленении квартера для всех регионов России.

Выделение ледникового комплекса первой половины позднего неоплейстоцена (калининский ледниковый горизонт) для территории Центра до сих пор дискуссионен. Вопрос о наличии или отсутствии ледниковых отложений калининского горизонта на этой территории имеет многолетнюю историю и зависит от трактовки генезиса отложений, перекрывающих слои микулинского межледниковья. Сторонники распространения калининского оледенения в пределы Центральных районов считают вышележащие отложения (над микулинскими)

собственно ледниковыми (мореной). Однако, часто в окраинной зоне оледенения, где были развиты обширные приледниковые озерные водоемы, ледниковые отложения формировались в сильно обводненной обстановке. По этой причине морена представлена в нетипичных и плохо диагностируемых фациях, часто трудно отличима от солифлюкционных осадков.

По данным одних исследователей (Н.Г. Судаковой и др.) покровная морена калининского оледенения установлена в Верхнем Поволжье в районах г.г. Ржев, Рыбинск, Тутаев в Ростовской низине и северном Подмоскowie. Учитывая палеогеоморфологические критерии пределы распространения калининского ледникового покрова можно обозначить до подножья Клинско-Дмитровской гряды (Проблемы стратиграфии..., 2001). Термолюминесцентные датировки позволяют определить возрастные пределы калининского ледникового горизонта в пределах 80-110, 120 тыс. лет, что соответствует 4-ой и частично 5-ой стадиям кислородно-изотопной шкалы (Проблемы стратиграфии..., 2001).

Тем не менее, многие исследователи (С.М. Шик, В.Б. Козлов, И.П. Бирюков и др.), используя данные геологической съемки, считают, что за границей осташковского оледенения в Центре Русской равнины микулинские межледниковые отложения не перекрыты мореной, а залегающие на них делювиально-солифлюкционные образования, иногда принимаются за морену. На карте отражена последняя точка зрения. Основная площадь региона занята перигляциальным аллювием и озерными отложениями калининского и осташковского возрастов. В долинах многих рек калининский аллювий и залегающие в основании микулинские межледниковые отложения образуют II-ю надпойменную террасу.

Второе позднеплейстоценовое межледниковье (мегаинтерстадиал – ленинградский горизонт) в ледниково-перигляциальной формации Центра представлен озерными и аллювиальными отложениями в разрезах речных террас. Климатические условия в это время не были типично межледниковыми, поэтому распознавание этих осадков часто затруднительно. Стратотипом второго межледникового горизонта (ленинградского) в Центральных районах считается разрез карьера у с. Мончалово Ржевского района Тверской области. Но поскольку в Северо-Западном регионе стратотип этого горизонта значительно полнее и лучше изучен, то в целях унификации стратиграфических схем в региональной схеме Центра мончаловский горизонт заменен на ленинградский. В водораздельных разрезах субэральской толщи Окско-Донского района ленинградскому горизонту отвечает брянская почва и коррелируемые с ней по времени буроцветные иллювиально-карбонатные почвы в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы. По многочисленным радиоуглеродным датировкам общая продолжительность ленинградского мегаинтерстадиала оценивается от 24 до 50 тыс. лет (Заррина Е.П., 1991).

Осташковский горизонт. Ледниковый комплекс самого молодого осташковского оледенения распространен лишь на крайнем северо-западе Центральных районов.

Осташковские ледниковые и водно-ледниковые отложения здесь являются рельефообразующими, ими сформированы многочисленные моренные гряды, озы, часто образующие пояса краевых образований и фиксирующие стадии отступления ледников. Аллювием осташковского и ленинградского горизонтов образована I-я надпойменная терраса в долинах всех крупных рек и их притоков. В водораздельных разрезах осташковскому горизонту соответствует гололобовский лессово – почвенный комплекс. Осташковский ледниковый горизонт сопоставляется со 2-й МИС (на карте индексирован - Ш₄).

Голоцен. Для горизонта, отвечающего голоцену, предложено название шуваловский – по хорошо изученному Шуваловскому болоту в Ленинградской области (Постановления МСК..., 2008; Шик, 2011). В это время на всей территории Центрального региона продолжали накапливаться аллювий в долинах и лимний в озерных впадинах. В низинах на поверхностях террас и, частично, водоразделов формировались болотные отложения и современные почвы.

4.1.2 Восточно-Европейская внеледниковая зона

Восточно-Европейская внеледниковая зона включает Внеледниковую лессовую подзону и Каспийско-Черноморскую подзону морских равнин.

Внеледниковая лессовая подзона. Согласно схеме структурно-формационного районирования территория европейского юга и юго-востока отнесена к внеледниковой лессово-почвенной формации, включающей Южную и Предкавказскую подзоны лессовых равнин (рис. 3.1). Она расположена южнее границы гляциального лимита донского оледенения и в течение всего квартера не покрывалась оледенениями. На карте в изображении лессово-почвенной формации в данной зоне отчетливо выделяется две широтные области: одна, южнее границы донского оледенения - с комплексом неоплейстоценовых лессово-почвенных серий (на карте индексировается - LNP); другая, южнее, приблизительно с 48 градуса с.ш. – с комплексом плейстоценовых лессово-почвенных серий, включая эоплейстоценовые (на карте индексировается – LP). Сюда же входит и Предкавказская лессово-почвенная серия с мощностью более 100 м с наиболее полным разрезом от эоплейстоцена до верхнего неоплейстоцена, что , вероятно, связано с близостью гор и предгорного прогиба.

Для этой подзоны характерным является плащеобразное залегание мощной толщи, состоящей из ритмичного чередования в вертикальном разрезе лессовых пород и ископаемых почв, которая по возрасту охватывает практически весь квартал. Ископаемые почвы (или лессово-почвенные комплексы) прослеживаются на значительных площадях и служат главными реперными горизонтами (маркерами) при дальних стратиграфических корреляциях.

Гипсометрически лессово-почвенная формация имеет широкий диапазон распространения. Так у побережья Черного и Азовского морей лессы уходят под уровень моря,

распространяясь в пределах мелководья, в Предкавказье они поднимаются до 400-500 м, а на Кавказе – до 1000-1500 м абс. высоты (Лессовые..., 1986). Максимальные мощности ее приурочены к водоразделам Восточного Маныча и Мокрой Буйволы 180-220 м, в районе Ергеней и Кума-Манычской впадины она достигает 100 м, на западе Терско-Кумской впадины – 70 м, на Общем и Зауральском Сыртах – до 45 м.

Несмотря на значительные мощности и широкое распространение изучена лессово-почвенная формация все еще недостаточно. Слабо изучена лессово-почвенная формация в Среднем и Нижнем Поволжье, в Прикамье, в Пермском и Башкирском Предуралье. Несколько лучше она стратифицируется на Нижнем и Среднем Дону, в Оренбургском Предуралье и в Предкавказье.

Особенно интенсивные стратиграфические исследования в последние годы были проведены в Предкавказье. Здесь впервые на принципах ритмостратиграфии с использованием термолюминесцентных датировок и палеомагнитных апробаций стратифицирована мощная лессово-почвенная формация с выделением горизонтов лессов и ископаемых почв или педокомплексов.

Главный опорный разрез для лессово-почвенной формации Предкавказья является 136 м разрез у с. Отказное (скв. 1, 18) в Терско-Кумском районе, первоначально описанный Ю.Б.Файнером и Р.Н.Лизогубовой в 1987. Затем он был комплексно изучен разными методами (палеопедологическим, микротериофаунистическим, палинологическим, палеомагнитным и т.д.) большим межведомственным коллективом под руководством А.А.Величко. Позже были изучены разрезы в районе городов Буденновска и Благодарного (скв. 2, 4) и составлен обобщенный с Отказненским первый опорный магниостратиграфический разрез лессово-почвенной формации Предкавказья. Поэтому для этого района лессово-почвенная формация стратифицирована наиболее подробно и четко, а ископаемые почвы и лессово-почвенные комплексы имеют местные названия (Болиховская Н.С., 1995; Величко А.А. и др., 2002; Молостовский Э.А. и др., 2001).

Эоплейстоценовая “матуямская” часть этого разреза, представлена мощной толщей пестроцветных глин с горизонтами красноцветных и болотных почв нижнескифских слоев.

В нижнем неоплейстоцене в ортозоне прямой намагниченности Брюнес, выделены три красно-коричневых малкинских ископаемых почвы и разделяющие их три лессовые горизонта, общей мощностью до 60 м. Верхний из них, мощностью до 45 м – буерлинский лесс, возможный аналог окскому горизонту.

Средний неоплейстоцен (ортозона Брюнес) начинается ископаемыми почвами калаусского педокомплекса, состоящего из двух-четырех красно-коричневых почвенных горизонтов - чограйский лесс, мощностью до 20 м, отделяет калаусский педокомплекс от выше

лежащего айгурского, состоящего из двух, реже трех почвенных горизонтов буро- и темно-коричневых тонов, мощностью до 16 м. Последний перекрывается зурмутинским лессом, мощностью до 32 м, возможным аналогом московского горизонта.

Верхний неоплейстоцен начинается с отказненского педокомплекса, представленного двумя почвенными шоколадно-коричневого или буро-серого цвета горизонтами, разделенными лессовыми суглинками. Термолюминесцентные датировки из почв (120-130 тыс.л.н.), позволяют коррелировать их с микулинским межледниковым горизонтом Центра. Отказненский педокомплекс маркирует границу среднего и верхнего неоплейстоцена. Зеленокумский лесс, мощностью до 48 м, отделяющий отказненский педокомплекс от вышележащего манычского, представлен двумя-тремя сближенными темно-коричневого цвета горизонтами ископаемых почв с возрастом по термолюминесцентному методу 48-51 тыс.л.н. Завершает разрез верхнего неоплейстоцена прикумский лесс со следами эмбриональных почв, мощностью до 50 м.

Однако, несмотря на чрезвычайную полноту лессовых и почвенных профилей и уникальную для субаэральных разрезов детальность полученных палинологических, палеомагнитных и других характеристик, до последнего времени были существенные разногласия в стратификации положения главного маркера - эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена - инверсии Брюнес-Матуяма, а отсюда и разногласия в возрастных характеристиках некоторых педокомплексов Предкавказья и корреляции их с таковыми Центра европейской России.

Второй опорный разрез лессово-почвенной формации, получивший известность в последние годы в экстрагляциальной внеледниковой части России - Подгородняя Покровка в Оренбургском Предуралье. Разрез находится в 15 км к северо-западу от г. Оренбурга, на р. Каргалке. Разрез впервые описан В.К.Шкатовой в 1988 г. (Главнейшие..., 1998) имеет палеомагнитную, микротериофаунистическую и другие характеристики.

Разрез глиняного карьера Подгородняя Покровка представлен разноцветными палеопочвами и разделяющими их лессовыми породами (силтами), часто тех же оттенков, общей мощностью около 50 м. Лессово-почвенная формация с размывом перекрывает морские отложения акчагыла. В разрезе Подгородняя Покровка выделяются два комплекса. Нижний комплекс представлен четырьмя почвами буро-коричневых оттенков, разделенными красновато-коричневыми силтами, мощностью около 15 м; он находится в ортозоне обратной намагниченности Матуяма. Все почвы, кроме подгороднепокровской, отнесены к эоплейстоцену. Подгороднепокровская почва является маркирующей, стратиграфическое положение которой определяется по фауне мелких млекопитающих переходного от таманского к тираспольскому комплексу, и контролируется палеомагнитной инверсией Матуяма-Брюнес,

зафиксированной в выше лежащих суглинках. Верхний комплекс мощностью около 40 м находится в ортоzone прямой намагниченности Брюнес, отнесен к неоплейстоцену и включает десять ископаемых почв. Маркирующий границу среднего и верхнего неоплейстоцена предуральский педокомплекс включает две сближенные почвы: нижнюю – буро-черную черноотрожскую и верхнюю – красновато-коричневую пьяненскую, которые разделены маломощным лессовидным суглинком. Стратиграфическое положение черноотрожской почвы, соответствующее микулинскому времени, определяется по фауне мелких млекопитающих.

При корреляции лессово-почвенной внеледниковой формации с ледниковой выделяются несколько реперных уровней, наиболее надежные - в верхнем неоплейстоцене. Особенно четко коррелируются отложения ошашковского (ледникового) горизонта верхнего неоплейстоцена ледниковой зоны с лессом или лессово-почвенным комплексом внеледниковой зоны.

Каспийско-Черноморская подзона морских равнин. В пределах внеледниковой экстрагляциальной области, вокруг Каспийского и Черного морей в течение всего квартера накапливалась морская формация, образование которой связано с последовательным чередованием крупных трансгрессивно-регрессивных циклов (рис. 3.1). Наиболее существенные изменения, определившие тип строения разреза квартера, связаны со структурно-геоморфологическими условиями, физико-географической зональностью, характером седиментации бассейна.

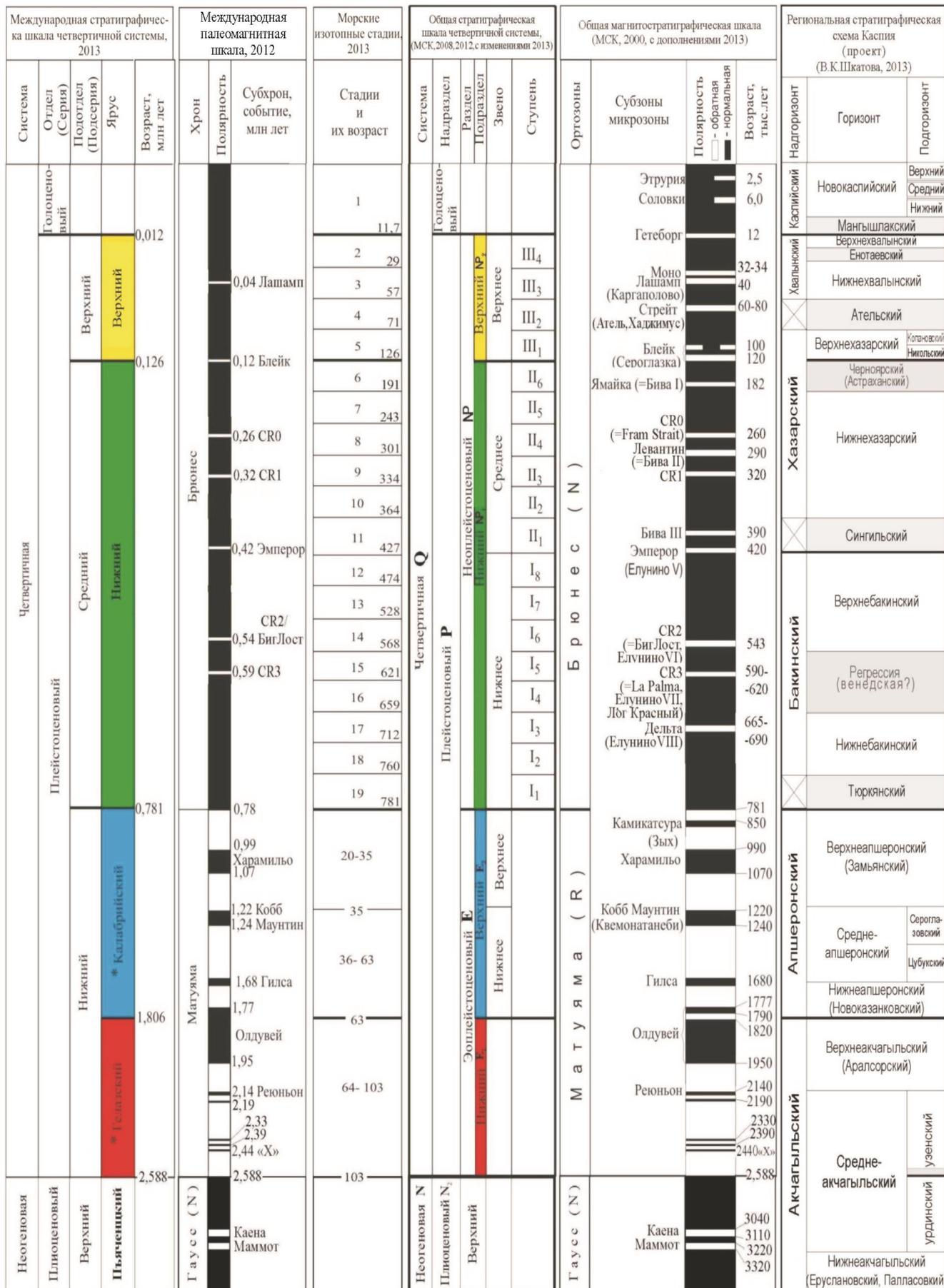
Морская формация Каспийского моря занимает обширные территории Дагестана, Калмыкии, Нижнего Поволжья, Маныча и частично Волго-Уральского региона. Выделяют два основных типа разреза: западный и северный, совпадающие с крупными геоструктурными и геоморфологическими элементами территории – горными системами альпийской складчатости и низменностью Прикаспийской впадины (третий - восточный, связанный с системой плато и впадин Туранской плиты, находится за пределами России). Общими чертами этих двух разрезов являются: нормальная последовательность залегания в условиях устойчивого опускания, а также полнота и разнообразие фациально-генетического строения разреза. Наряду с морскими разновозрастными отложениями присутствуют дельтовые, озерные, аллювиальные и другие генетические типы.

Западный тип разреза включает западно-прикаспийский и кавказский вариант разрезов. Для первого (это - низменные районы Дагестана, Калмыкии, Манычский пролив), характерна полнота и повышенная мощность разреза, превышающая по данным бурения 200 м, нахождение осадков и палеонтологических остатков, связанных с “открытием” Манычского пролива в Черное море. Второй (кавказский) разрез развит вдоль Кавказского побережья, южнее устья р. Сулак. Для кавказского разреза характерным является обратный порядок стратификации отложений, слагающих маломощные аккумулятивные покровы, лестницы

морских террас предгорий, высокая стратиграфическая полнота разрезов с преобладанием грубых прибрежных осадков в морских фациях.

Северный тип разрезов включает нижеволжский и волго-уральский варианты (большая часть последнего находится вне территории России). Нижеволжский – типичный разрез устья крупной долины, периодически затоплявшейся морем и потому имеющий сложное фациально-генетическое строение – чередование морских, дельтовых и аллювиальных отложений в течение всего квартера. Содержащиеся в отложениях разнообразные флора и фауна позволяют подробно их стратифицировать и проводить дальние корреляции с более северными районами Русской равнины. Волго-уральский разрез представлен нормально стратифицированными в исторической последовательности осадками всех морских трансгрессий квартера – от апшеронской до новокаспийской, разделенные разнообразными (преимущественно водными) континентальными образованиями. Мощность отложений редко превышает несколько десятков метров. Иногда нормальное строение разреза нарушается солянокупольной тектоникой, когда мощность на сводах куполов резко сокращается, но увеличивается в компенсационных мульдах до 1000 м.

При создании серийных легенд к ГГК-200, для этой территории были пересмотрены, принятые ранее (МСК, 1986) стратиграфические схемы. В итоге только для Нижнего Поволжья и Прикаспия была принята уточненная региональная стратиграфическая схема (РМСК, 1998), а для Дагестана, Манычского пролива, Западного Маныча (РМСК, 1995) – только местные колонки (табл. 2.1), что свидетельствует о необходимости серьезных геологических исследований последних. Существенным отличием региональной стратиграфической схемы Нижнего Поволжья и Прикаспия 1998 г. от предыдущего варианта является отсутствие “ледниковых” горизонтов. В новой схеме все региональные подразделения (надгоризонты, горизонты и подгоризонты) стали иметь собственно “каспийские” названия с каспийскими стратотипами. Однако и эта схема устарела, т.к. по сути отражала стратиграфию 80-х годов. На карте при отображении возраста, особенно верхнеплейстоценовых отложений Каспия, использована региональная авторская схема (Шкатова, 2006, 2007, рис. 4.1а и 4.1б).



* ярусы, ратифицированные МСГН

Рис.4.1а Региональная стратиграфическая схема Каспия (проект).



Рис. 4.16 Региональная стратиграфическая схема среднего и верхнего неоплейстоцена и голоцена Каспия (проект).

Эоплейстоцен. Апшерон в ранге надгоризонта объединяет четыре морских горизонта: новоказанковский, цубукский, сероглазовский, замьянский. Стратотипы всех четырех региональных горизонтов находятся в Прикаспии. В Нижнем Поволжье им отвечают соответственно – томилинский аллювий, логиновский мариноаллювий (бывшие подсыртовые пески), алтатинский и новорепнинский мариноаллювий (бывшая сыртовая толща). Они хорошо коррелируются между собой, а сероглазовский мариний и алтатинский мариноаллювий, в верхах которых зафиксирована субзона прямой полярности (Харамилья), считаются маркирующими для этих территорий.

Апшеронские морские отложения распространены на всей территории Прикаспийской низменности и в Восточном Предкавказье. Мощность отложений - от десятков до 400 м, а в Астраханском своде до 745 м, в южных районах Восточного Предкавказья до 900 м, а в компенсационных мульдах до 2 тыс. м. Они залегают согласно, реже с размывом, в основном на породах акчагыльского возраста, а в отдельных пунктах на более древних – от миоценовых до пермских и почти везде перекрыты неоплейстоценовыми образованиями. Сложены глинами, алевритами, алевролитами, песками, мергелями, известняками-ракушечниками. На карте морской апшерон как нерасчлененный (индексирован - mE) показан на Восточном Кавказе на Дагестанской абразионной равнине и в Терско-Сунженской складчатой зоне.

Эоплейстоценовая так называемая «сыртовая толща» Заволжья, получила детальное расчленение с определением генезиса и возраста еще в схеме 1986 г. Сыртовая толща Заволжья мощностью до 60 м ранее датируемая акчагыл-плейстоценом традиционно подразделялась по окраске на красно-бурые, коричнево-бурые и желто-бурые горизонты глин. Граница

эоплейстоцена и неоплейстоцена (а ранее это граница квартера и неогена) была проблематичной и проводилась на разных уровнях внутри сыртовых глин. Позже в красно-бурых (алтатинские слои) и коричнево-бурых (новорепновские слои) глинах были обнаружены прибрежно-морские остракоды и моллюски апшеронского возраста, а палеомагнитные исследования показали обратную их намагниченность. В то же время самые верхи коричнево-бурых и в полном объеме желто-бурые глины показали прямую остаточную намагниченность. Выделенные, таким образом, в сыртовой толще интервалы обратной и прямой полярности однозначно теперь соотносятся с ортозонами Матуяма и Брюнес, а субзона прямой полярности на границе красно-бурого и коричнево-бурого горизонтов сопоставлена с эпизодом Харамильо. Инверсия Матуяма-Брюнес установлена в верхах коричнево-бурых глин и фиксирует границу эоплейстоцена и неоплейстоцена.

На карте «матуямская» часть разреза в пределах Сыртов показана как – озерные и аллювиально-морские - 1,amE. Севернее р. Бол. Иргица они фациально переходят в континентальные и на карте показаны как озерные и аллювиальные - 1,а Е. Те и другие покрыты косой штриховкой более молодых лессовых покровных образований.

Нижний неоплейстоцен подразделен на тюркянский горизонт и бакинский надгоризонт с нижнебакинским и верхнебакинским горизонтами. Тюркянская регрессия была длительная и глубокая, уровень моря снижался до отметок минус 150-200 м, осушив Северный и частично Средний Каспий. В Прикаспийской низменности отложения этого времени приурочены к линейно вытянутым древним понижениям в рельефе сложены песками и глинами тюркянского аллювия. На Нижней Волге к тюркяескому горизонту условно отнесен шабинирский аллювий в разрезе скважины 123 в 70 км севернее г. Астрахани. На карте они не выделены.

Бакинский надгоризонт подразделяется на горизонты, как правило, только в обнажениях. Нижнебакинский горизонт состоит из нижнебакинских морских, грачевских лиманных и шабинирских аллювиальных отложений; верхнебакинский горизонт – из верхнебакинских морских, волгоградских аллювиально-морских и федоровских аллювиальных отложений. Нерасчлененный аллювий бакинского надгоризонта (венедская свита, венедская регрессия?) погребенной долины Пра-Волги лежит в глубоких эрозионных врезках. Название последней используется сейчас в стратиграфических схемах Среднего Поволжья. Долина Пра-Волги располагалась восточнее современной долины и только ниже Енотаевки перемещалась на правобережье современной Волги.

Отложения бакинской трансгрессии широко развиты в Прикаспийской низменности, Маныче, на Западном побережье Каспи. Выходы на поверхность - редки (с. Черный Яр, Никольское и др.), в основном изучены по скважинам. Мощность отложений от нескольких

метров до 100 м, в долине Маныча до 60 м. Они с размывом залегают на морских апшеронских образованиях и перекрываются средненеоплейстоценовыми образованиями. Представлены глинами, алевролитами, с мелкими прослоями песков с моллюсками, остракодами и спорово-пыльцевыми комплексами. По периферии распространения – пески, гравий, галечники с пресноводной фауной. Стратотип бакинских отложений Гора Бакинского яруса на Апшеронском полуострове находится за пределами России. Лектостратотипами являются разрезы Шор-Дере (Дагестан) и балки Горький Ерик (оз. Баскунчак). В отложениях установлена прямая намагниченность (ортозона Брюнес). Возраст пород по данным трекового анализа около 0,6 млн. лет, по ТЛ анализу 378-480 тыс. лет (на карте проиндексирован – mI).

Средний неоплейстоцен включает три (два - по Постановления МСК ..., 1999) горизонта (здесь и ниже выделение горизонтов дано по В.К. Шкатовой, 2006, 2007, 2013, рис. 4.1а): сингильский, нижнехазарский и черноморский (астраханский).

Сингильская регрессия, произошедшая в начале среднего неоплейстоцена, по мнению одних исследователей по глубине была довольно значительной (Рычанов, 1997), по мнению других, сопровождалась незначительным понижением уровня моря, на что указывает отсутствие резко расчлененного рельефа в подошве хазарских образований в акватории Каспия. На суше в это время в понижениях дохазарского рельефа на морских бакинских формировались сингильские озерно-аллювиальные отложения. Они вскрыты бурением и обнажаются в нижних частях обрывов вдоль правого берега Волги, южнее г. Волгограда (на карте индексируются как I,а II). Мощность сингильских отложений не превышает 10–15 м. Лектостратотипом сингильского горизонта (сингильский лимноаллювий) являются разрезы (пп. Райгород, Никольское) на Нижней Волге (Шкатова В.К., 1973). Отложения охарактеризованы пресноводной малакофауной, остракодами, криофильной энтомофауной, лесостепными палинологическими спектрами, криофильной “сингильской Палеомагнитными исследованиями установлена аномальная намагниченность. Аналог нижневолжского сингильского лимноаллювия на Средней Волге выделен в погребенную аллювиальную кривичскую свиту.

Нижнехазарский горизонт включает нижнехазарский мариний (лектостратотип п. Копановка), волжский мариноаллювий (лектостратотип п. Никольское) и замьянский аллювий (стратотип п.п.Н.Займище-Черный Яр) с черноморским педокомплексом в кровле, соотнесенный с черноморским (астраханским) регрессивным горизонтом (на карте эти образования индексируются вместе – П₂₋₆). Лектостратотипы их установлены В.К.Шкатовой по разрезам вдоль долины Волги ниже г. Волгограда (Шкатова В.К., 1973; Решение..., 1986). Отложения нижнехазарского горизонта залегают на бакинских, реже на более древних, и перекрыты более молодыми отложениями. Мощность отложений изменяется от первых метров

на Кавказских террасах и Северном Прикаспии до несколько сот метров в Терско-Кумской впадине; максимальные мощности до 600 м отмечаются в Куринской депрессии. По периферии горных структур Кавказа отложения нижнехазарского горизонта дислоцированы, подняты на различную высоту и слагают маломощный разорванный чехол морских террас на абс. отметках от 160 до 105 м высотой.

В нижнехазарских отложениях установлены разнообразные комплексы остракод, фораминифер, малакофауны, крупных и мелких (хазарский или волжский комплекс) млекопитающих, спорово-пыльцевые спектры. Палеомагнитные исследования этих отложений показали, что они имеют прямую полярность (Брюнес) и одну-две субзоны обратной полярности. Есть результаты датирования нижнехазарских отложений ионий-урановым (более 300 и более 250 тыс.лет) и термолюминисцентным (148-174 и 144-340 тыс.лет) методами (Shkatova V.K., 2010; Шкатова В.К., Арсланов Х.А., 2004; Shlukov A.I. et al., 1999).

Верхний неоплейстоцен начинается снизу верхнехазарским горизонтом с никольским трансгрессивным и копановским регрессивным подгоризонтами, затем идут ательский регрессивный, нижнехвалынский трансгрессивный, енотаевский регрессивный и верхнехвалынский трансгрессивный горизонты.

Верхнехазарский горизонт включает верхнехазарские мариний с лектостратотипом у п. Сероглазка, цаган-аманский мариноаллювий с лектостратотипом у п.п.Копановка-Цаган-Аман и никольский аллювий с лектостратотипом у п.Никольское (лектостратотипы описаны В.К.Шкатовой в 1973 г.). Отложения верхнехазарского горизонта в Прикаспии залегают на размытой поверхности нижнего хазара и перекрыты более молодыми отложениями, вскрываются, как правило, в скважинах, а вдоль долины р.Волги образуют сплошные видимые разрезы. На остальной территории – весьма ограниченное распространение. На карте индексируется первой ступенью верхнего неоплейстоцена (Ш₁). Видимая мощность отложений меняется в пределах 12 м.

Из верхнехазарских отложений определен богатый верхнехазарский оритокомплекс с солоноватоводными и теплолюбивыми пресноводными моллюсками; в них установлен “никольский” териокомплекс мелких и крупных млекопитающих, более молодой, чем известная “хазарская” (волжская) фауна (Барышников Г.Ф., Шкатова В.К., Шадрухин А.В., 1991; Решение..., 1986). Выделены палинокомплексы с несколькими фазами изменения растительности и климата. В отличие от нижнехазарских среднеплейстоценовых отложений при сходном широком распространении степных полынно-маревых ландшафтов в верхнем хазаре наблюдаются лесные группировки (сосны, ели, пихты, березы, ольхи). Эти отложения продатированы торий-урановым и термолюминисцентным методами и получены, соответственно, датировки в диапазоне 122-87 и 127-(130)-84 тыс. лет. Они же изучены

палеомагнитным методом, что позволило на фоне прямонамагниченной ортозоны Брюнес выделить обратную двойную субзону (Сероглазка), идентифицированную с субзоной Блейк и датировать ее в диапазоне 117-89 тыс.лет (Дорофеева Л.А., Прилуцкий, Шкатова В.К., 1996; Дополнения к Стратиграфическому..., 2000; Шкатова В.К., Арсланов Х.А., 2004).

По геолого-палеонтологическим данным с учетом полученных датировок можно уверенно сопоставить трансгрессивную фазу позднехазарского бассейна (никольский подгоризонт), датированную 127(130)-114 тыс. л. с термическим оптимумом плейстоцена и считать ее эквивалентом подстадии 5e кислородно-изотопной океанической шкалы. Для трансгрессивной фазы впервые получены количественные характеристики палеотемпературы 21-22⁰С, которая была на 2-3⁰С теплее современной; палеосолености 8-10 ‰, которая соответствует средним сезонным изменениям в открытой зоне современного Каспия, и изотопный состав кислорода от -3 до -5 ‰, который весной и летом был 2-3 ‰ легче современного в Северном Каспии. Регрессивная фаза позднехазарского бассейна (копановский подгоризонт) приходилась на ранние этапы последнего материкового оледенения севера Европы подстадий 5 d-а кислородно-изотопной океанической шкалы. В это время имели место осцилляции климата и изменения объемов материковых льдов Северного Ледовитого океана. Граница между подстадиями 5e и 5d датирована на Волге в 117-114 тыс.лет, что совпадает с началом обратномагниченной субзоной Сероглазка (Блейк), и она является переходной к новым холодным климатическим условиям подстадии 5d. Установлено, что палеотемпература в это время в позднехазарском бассейне понизилась на 5⁰С, возросли сезонные вариации солености 5-6 до 11 ‰ (весна-лето), а изотопный состав кислорода воды изменялся от -6 ‰ (весной) до -2,5 ‰ (летом). В подстадию 5d, датированную 115-106 тыс.л., температура палеоводы составляла 6-8⁰С (весной) и 16-17⁰С (летом), палеосоленость летом составляла 3-6 ‰, а изотопный состав кислорода “облегчался” до -10 ‰ (весной). Полученные палеоклиматические количественные оценки позволили соотнести отложения трансгрессивной фазы позднехазарского бассейна с возрастом 127(130)-117 тыс.л. с теплым межледниковьем (микулинским, земским) и подстадией 5e, а регрессивной фазы 117-106 тыс.л. с началом валдайского оледенения и с подстадией 5d океанической кислородно-изотопной шкалы (Shkatova V.K., 2010).

Образования ательского горизонта представлены лессовидными озерно-аллювиальными суглинками, с наземными и пресноводными моллюсками, со следами погребенных почв в кровле и мощными криотурбациями в основании, мощностью до 15 м. Лежащие в их основании пески названы А.И.Москвитиным ахтубинскими (1962 г.). Ательские образования выходят в верхних частях разрезов под шоколадными глинами нижней хвалыни, вдоль правого и левого берегов р. Волги. Лектостратотип горизонта – разрез п. Райгород и

парастратотип – разрез п. Никольское, пр. берег Волги. Для морской формации Прикаспия это важный реперный регрессивный горизонт между верхнехазарским и нижнехвалынским морскими горизонтами. Из ательских отложений в овраге г. Волгограда известна мустьерская стоянка палеолитического человека (Верещагин, Колбутов, 1957 г.), содержащая многочисленные костные остатки верхнепалеолитического фаунистического комплекса и спорово-пыльцевые спектры степного типа. Палеомагнитное изучение ательских отложений показало наличие в них аномальной намагниченности, идентифицировать которую, вероятно, можно с норвежско-гренландским экскурсом Стрейт, возраст которого оценивается в интервале 60 – 80 тыс лет. Термолюминесцентные датировки получены в интервале 80-28 тыс.л. (Shkatova V.K.,1999). Возрастные и генетические аналоги ательских отложений отмечаются и на других каспийских побережьях, где они представлены грубообломочным аллювием, пролювием и склоновыми образованиями, вскрываемые современными речными долинами. В целом ательские отложения и их аналоги отвечают весьма длительному континентальному этапу развития каспийских побережий и глубокой регрессии Каспия до -70 м от современного уровня (Безродных Ю.П. и др., 2004). На карте выходят только в разрезах по долине Нижней Волги и индексируются второй ступенью верхнего неоплейстоцена – Ш₂ (4-я МИС).

В хвалынский надгоризонт (выше ательского) включены нижнехвалынский и верхнехвалынский горизонты с морскими отложениями и разделяющий их регрессивный енотаевский горизонт.

Нижне- и верхнехвалынские морские отложения широко распространены в Каспийском регионе, залегают прямо на поверхности, слагают обширные пространства в Северном Прикаспии и Терско-Кумской низменности и образуют лестницу средних и нижних террас в предгорьях Кавказа. Отложения двух уровней нижнехвалынской трансгрессии на абс.отметках до + 45-50 м (граница максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии) и +20 м отражены на карте и индексируются по ОСШ соответственно - m²Ш₃₋₄ и m¹Ш₃₋₄ (3-я и 2-я МИС). Отложения верхнехвалынской трансгрессии, расположенной ниже абсолютной отметки 0 м индексируется по ОСШ - mШ₄ (2-я МИС). Их разделяет енотаевская регрессия с падением уровня моря до -20 м от современного (Безродных Ю.П. и др., 2004). Хорошо сохранившиеся береговые линии хвалынского моря позволяют четко оконтуривать распространение хвалынских образований. На нижележащих хазарских, ательских, реже более древних отложениях они залегают с размывом. На большей части территории отложения представлены песками и супесями с тонкими прослоями шоколадных и голубых глин. Близ береговой линии появляются галечники, на водоразделе Маныча и Кумы отложения характеризуются пестрым литологическим составом: чередованием серых песков, суглинков с присыпками гипса и

карбонатными стяжениями. Пески значительно переработаны эоловыми процессами. Мощность до 30 м.

Дельтовые (аллювиально-морские) отложения ранне- и позднехвалынской трансгрессий преобладают вдоль долины р. Волги и ее притоков, р. Кумы и других рек.

Дельтовыми верхнехвалынскими отложениями (бугровой толщей) сложены характерные формы рельефа, названные здесь бэровскими буграми. Для всех бэровских бугров характерны однообразие формы и упорядоченность ориентировки, которая, как было замечено многими исследователями, начиная с К.М.Бэра, близка к широтной. Бугры образуют несколько крупных полей, которые располагаются на северо-западе, севере и северо-востоке Прикаспийской низменности. Самая большая бугровая зона на территории России приходится на дельту Волги, Калмыкию и продолжается она по берегу Каспия до устья Терека. Большинство исследователей считает, что бугровая зона простиралась от Закаспия до подножья Ергеней. Другая точка зрения, что эта зона пересекает Ергени и на запад через Манычскую ложбину открывается к Азовскому морю (Гросвальд М.Г., 1999). И, таким образом, к уже традиционным точкам зрения на происхождение этих форм рельефа таким, как эоловая, флювиальная или дельтовая, неотектоническая, прибавляется новая – флювиально-катастрофическая (“потопная”). Последняя, связана, по мнению М.Г.Гросвальда, с эффектом крупномасштабных гидросферных катастроф - катастрофических потоков, которые начинались в Арктике под покровом льда (ледниковое озеро) и через Транссибирскую систему стока выходили на Каспий и в Черное море.

Отложения хвалынского надгоризонта являются наиболее диагностируемыми и стратифицированными. Это обусловлено характером содержания в них палеонтологических остатков (моллюсков, остракод и т.д.) и четким геоморфологическим положением. Для хвалынских террас (в отличие от более древних уровней) характерна хорошая сохранность и практически их недислоцированность. Но до недавнего времени представлялось не совсем ясным временное положение хвалынских отложений, особенно раннехвалынских. Разными методами датирования возраст отложений определяется от 7 (^{14}C) до 76 (ТЛ) тыс. лет (Рычагов Г.И., 1997; Свиточ А.А. и др., 1998; Свиточ А.А., 2002; Свиточ А.А. и др., 2010). Наиболее близко согласуются даты радиоуглеродные и иониево-урановые 7-31 тыс. лет, а основной массив датировок располагается в интервале 30 (больше 30) – 9 тыс. лет. (Безродных и др., 2004; Янина Т.А., Хомченко Д.С., 2011). Серия новых радиоуглеродных датировок полученных для нижне - верхне- хвалынских отложений, вскрытых бурением в акватории Северного Каспия, 17000 - больше 30000 лет назад и 9000-16000 лет назад соответственно позволяют соотнести время существования раннехвалынского бассейна с 3-2-й МИС (со второй половиной 3-й и первой половиной 4-й ступенями ОСШ). Существование позднехвалынского

бассейна с учетом новых датировок происходило, вероятно, во время таяния поздневалдайского оледенения на севере европейской России во 2-й МИС (во второй ее половине).

Палеомагнитное изучение хвалынских отложений показало, что в целом для них характерна прямая полярность с участками аномальной. Достоверно доказано наличие монополярной аномальной зоны (Гетеборг) в верхнехвалынских отложениях.

Результаты исследований по определению трех основных параметров (температуры, солености и изотопному составу кислорода) показали, что в целом в хвалынском бассейне, особенно в его максимальной фазе, температура воды и соленость были близки к современным, но по сравнению с трансгрессивной фазой позднехазарского бассейна, наблюдалось значительное, более чем в 3 раза, “облегчение” изотопного состава кислорода воды. Сравнение значений изотопного состава воды регрессивной фазы позднехазарского и трансгрессивной фазы раннехвалынского бассейнов оказались довольно близкими. Последнее позволяет с определенной долей уверенности говорить о том, что ледниковые воды с севера европейской России вряд ли поступали в трансгрессивную фазу раннехвалынского бассейна (Shkatova V.K., 2010; Шкатова В.К., Арсланов Х.А., 2004).

Голоцен, несмотря на свою непродолжительность (~ 11 тыс. л.), является важнейшим этапом в формировании основных черт современных морей и их побережий. В начале голоцена произошла вторая по величине в позднем неоплейстоцене (после ательской) мангышлакская регрессия с возрастом по ^{14}C 9000-7000 тыс. лет (Безродных Ю.П., 2004). В это время уровень моря снижался до отметок минус 73-75 м (около минус 45 м от современного уровня). В акватории на глубине моря 8-13 м зафиксирована наземная дельта с серией русловых потоков и озерных образований, а на глубине 15-17 м она переходит в авндельту. На суше в это время аридные климатические условия способствовали широкому развитию эоловых образований. Морские отложения голоценовой новокаспийской трансгрессии повсеместно развиты на побережье Каспия в приморской полосе шириной 30-40 км. По геоморфологической ситуации и возможностям выделения по площади новокаспийский горизонт достаточно уверенно разделяются на нижние, средние и верхние новокаспийские подгоризонты, слагающие уровенные поверхности на абс.отметках около -20(-22) , -22(-25) м и -26(-28) м и индексируются на карте как части голоцена - Н¹, Н² и Н³ соответственно. Они залегают на хвалынских отложениях и представлены буро-серыми тонкозернистыми глинистыми песками с линзами ракушника, состоящего из раковин моллюсков. Отложения охарактеризованы многочисленной малакофауной и остракодами. Мощность их достигает 10 м. Установлено, что новокаспийские образования отлагались в интервале от 0 до ~7000 лет, мангышлакская регрессия длилась от 7000 до 9000 лет назад. Палеомагнитное изучение этих отложений

показало неоднородность магнитного поля в голоцене. По крайней мере, два раза на фоне прямой полярности (Брюнес) происходили геомагнитные инверсии. Одна – датирована ^{14}C и ЭПР методами по археологическим объектам в диапазоне 2.5-3.0 тыс.л. (возможный аналог Этрурия), вторая имеет возраст 5.5-6.0 тыс.лет, названа Жекалган (возможный аналог Соловков) (Дополнения к Стратиграфическому..., 2000). Разнообразны голоценовые континентальные образования побережий. Вдоль древних береговых линий новокаспийских трансгрессий располагаются дельтовые образования, которые переходят вверх по течению р. Волги в пойменные. Мощность пойменных образований Волго-Ахтубинской поймы до 50 м. В озерных депрессиях вдоль побережья Каспия развиты сильно засоленные илистые озерно-аллювиальные образования мощностью 3-5 м. Озерные и озерно-аллювиальные образования пестрого литологического состава приурочены к межбугровым понижениям (ильменям) к зонам разлива паводковых вод западнее и восточнее дельты Волги, Терека, вдоль сухого русла Кумы, мощность этих образований 3-5 м. По хвалынским и новокаспийским морским пескам широко развиты эоловые образования. Особенно значительное их развитие имеется на правобережье Волги, Терско-Кумском междуречье и др. Мощность их до 20 м.

Черноморская морская формация на территории европейской части России занимает ограниченные площади – это Таманский полуостров, узкие полосы Черноморского и Азовского побережья. Четвертичный период в истории развития Черного моря – наименее ясен, а его стратиграфия до сих пор еще слабо разработана (отсутствует региональная схема). В общих чертах четвертичный разрез Черноморской морской формации представляет следующую последовательность залегания отложений: гурийские (апшеронские), чаудинские, древнеэвксинские, узунларские, карангатские, новозэвксинские и черноморские (8,10,26,27,29).

К эоплейстоцену предположительно относятся конгломераты и пески прибрежного и дельтового типа разрезов Таманского полуострова (Тузла, Пекла). Гурийский бассейн был замкнутым солоноватоводным с соленостью 10-15‰, в котором отмечена эндемичная фауна Каспийского типа (Динамика...,2002; Свиточ и др. 1998; Четвертичная...,1997). Нижненеоплейстоценовые чаудинские отложения распространены практически на всех черноморских побережьях. Они представлены мелководными карбонатными образованиями с обильной разнообразной фауной, состоящей из черноморских эндемиков, пресноводных элементов и средиземноморских моллюсков, а также солоноватоводных и морских бентосных фораминифер и остракод. На Кавказском побережье они слагают чехол низкой (50-60 м) чаудинской террасы и обычно представлены грубообломочными прибрежно-морскими образованиями. Чаудинский бассейн был не менее соленый, чем современное Черное море. Уровень моря превышал современный, создавая возможность проникновения в него средиземноморских вод и фауны. Древнеэвксинские отложения на Таманском побережье

представлены песками и алевроитами с многочисленными раковинами дидакн, а на Кавказском побережье они слагают маломощный покров морских террас (выделяется разное количество террас). По составу это песчано-галечные отложения прибрежной среды. Древнеэвксинский бассейн имел ограниченную связь со Средиземным морем. Некоторые исследователи относят отложения древнеэвксинского бассейна к лихвинскому межледниковью.

Среднеэоценовые узунларские отложения установлены на многих черноморских побережьях. Отмечается двучленная стратификация разреза, о чем свидетельствует состав содержащейся в них малакофауны. В нижней части разреза эвригалинная средиземноморская, солоноватоводная и азовско-пресноводная фауна находятся примерно в близких соотношениях, в верхней части - средиземноморская фауна резко доминирует. Двучленное строение узунларских отложений отмечается и на Кавказском побережье, где они слагают покров (конгломераты, известковистый песок) пшадской и ашейской террас. Узунларский бассейн был полуморским с соленостью, близкой к солености современного Черного моря и уровень его не намного превышал современный. Присутствие теплолюбивых видов пресноводных моллюсков наравне с элементами хазарского комплекса млекопитающих указывает на то, что трансгрессия происходила в теплое время, соответствующее послелихвинскому межледниковью среднего эоцена.

К верхнему эоцену отнесены карангатские с сочинскими (тарханкутскими) и новоэвксинские отложения. Карангатские отложения распространены в пределах всей Черноморской формации. На Таманском полуострове это мелководные песчаные образования с обедненной карангатской малакофауной, отражающие прибрежную обстановку максимума трансгрессии; а на Кавказском побережье они слагают аккумулятивные покровы террас (Свиточ и др. 1998; Свиточ, 2002). Карангатские отложения содержат самую богатую и наиболее полигалинную фауну моллюсков с видами, ныне не обитающими в Черном море. Кроме того, в них обнаружен комплекс бентосных и планктонных фораминифер и наннопланктона, свидетельствующий о высоком уровне моря (8-10 м), наибольшей солености (до 30‰) и теплом климате (микулинское, эемское межледниковье). Об этом же свидетельствуют фауна млекопитающих шкурлатовского комплекса, палеомагнитный эпизод Блейк и серия торий-урановых датировок в интервале 70-125(140) тыс. лет (Динамика...,2002). Надкарангатские отложения (тарханкутские, сочинские, сурожские) представлены фациями прибрежных галечников и песков и содержат обильную фауну эвригалинных средиземноморских и каспийских моллюсков с более редкими пресноводными элементами. Важным моментом для диагностики представляется присутствие хвалыньских иммигрантов (Свиточ,2002). Они отражают этап низкого стояния уровня моря и достоверно установлены только в прибрежных участках современной акватории моря на глубинах от - 20 м и ниже.

Несмотря на сравнительно низкий уровень этого бассейна, по-видимому, он имел двустороннюю связь со Средиземным морем. Новоэвксинские отложения известны только на шельфе Черного моря, на глубине от 30 м и ниже (береговая линия установлена на глубине около 80 м). Они содержат очень обедненный комплекс солоноватоводных моллюсков (без дидакн). Это отражает условия изолированного полупресноводного бассейна с соленостью не выше 5-6 ‰ и сбросом вод в Мраморное море, а оттуда – в Средиземное. В эпоху наибольшего снижения его уровень достигал –90-110 м (Динамика...,2002; Четвертичная...,1997).

Морские отложения голоценовой (черноморской, фландрской) трансгрессии Черного моря повсеместно распространены среди донных осадков акватории моря, а на побережье образуют уровни одной-двух самых низких террас: около 6000-3800 лет назад, высотой 3-5 м, известная под названием древнечерноморской, с наиболее богатой голоценовой фауной моллюсков и 3500-3000 лет назад, новочерноморской. Представлены весьма разнообразно – от песков и галечников пляжа, ракушняка мелководий шельфа, илов лагун до зараженных сероводородом глубоководных глин. Массовое датирование голоценовых отложений Черного моря показывает, что хронологический объем их располагается в интервале от 7-8 тыс. лет и моложе. Максимальная трансгрессия происходила около 3.5 тыс. лет назад, когда уровень моря поднимался на 18 м выше современного и поступала большая масса тяжелых соленых средиземноморских вод, богатых сульфатами, что привело к затруднению вертикального водообмена и образованию мощного слоя сероводородного заражения черноморской котловины (Николаев, 1995).

Черное море было проточным, сточным и бессточным на разных временных отрезках квартала. В трансгрессивные эпохи площадь Черного моря увеличивалась незначительно, а уровень моря превышал современный на несколько метров. Понижения уровня моря во время регрессий в 10-15 раз превышал его подъем при трансгрессиях, а в целом размах колебаний за квартал составлял 100 м. Высота трансгрессий контролировалась положением порога Босфора и уровнем Средиземного моря. Каспий большую часть четвертичного периода был бессточным бассейном. Только иногда и в короткие отрезки времени возникал односторонний сток по Манычу в Азовское и Черное море (Свиточ и др.,2010). В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась более чем в два раза, а уровень повышался до +50 м абсолютных отметок (почти на 80 м), во время регрессий - опускался до 50м абсолютных отметок, т.е. размах колебаний Каспия в четвертичное время превышал 100 м. Максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча.

4.1.3. Кавказ

В пределы России входят Южный склон Западного Кавказа, Северный склон Кавказа на

всем протяжении Большого Кавказского хребта и его предгорья, а также Минераловодская эрозионно-аккумулятивная равнина и Дагестанская аккумулятивно-абразионная равнина. К русской части Кавказа относятся и основные вулканические центры – Чегемский, Эльбрусский и Казбекский.

Кавказ и его предгорья являются уникальной областью, где на небольшом пространстве присутствуют все генетические типы четвертичных отложений – от морских Черноморского и Каспийского побережий с их асинхронными по времени трансгрессивно-регрессивными уровнями, о которых сказано выше, до вулканогенных и ледниковых в высокогорных зонах Центрального и Восточного Кавказа. Аллювиальные комплексы террас в бассейнах р.р. Кубани и Терека, а также террасовый аллювий многочисленных малых рек Западного Кавказа и Северного склона Центрального и Восточного Кавказа, совершенно несопоставимы по возрасту, т.к. аллювий распространен фрагментарно и не содержит палеонтологических остатков.

Отличительной особенностью четвертичной толщи в Кавказском регионе являются значительный разброс мощности осадков – от полного их отсутствия на крутых скальных склонах, составляющих большую площадь в пределах высокогорья, до 300-450 м в экзарационных переуглубленных речных долинах, и достигающих 1000-1500 м в зонах погружений.

Ледниковые эпохи на Кавказе в течение четвертичного периода в высокогорье отражены в виде ледниковых образований, главным образом, поздненеоплейстоценового возраста. Самым мощным на Северном Кавказе считается среднеоплейстоценовое оледенение, но сохранность морен этого возраста, а тем более еще более древних, вызывает большие сомнения. Более или менее достоверными ледниковыми образованиями среднеоплейстоценового возраста могут считаться остатки морен, в виде крупных глыб, сохранившиеся на значительном удалении от дистальных частей позднеоплейстоценовых трогов. Не исключено, что глыбы и валунный материал этого происхождения рассеян по Осетинской равнине, склонам и перевалам Терского и Сунженского хребтов, а также включен в виде валунных пластов в отложения террас и аллювиально-флювиогляциальных толщ.

Позднеоплейстоценовые ледники (несколько фаз) распространялись из высокогорных областей питания по долинам на многие десятки километров и в областях накопления отложения их достигали 700-900 м. и до 1300 м (Черных В.Н., 1995). По сохранности ледниковых форм и образований, выделяется две главные фазы оледенения гор Кавказа в позднем неоплейстоцене.. При этом конечные и боковые морены ранней фазы часто размыты, а в трогах сохранились флювиогляциальные и пролювиально-селевые осадки.

Вулканогенные отложения на Кавказе по площади распространения тесно связаны с

ледниковыми центрами в высокогорье. Наиболее древние переотложенные продукты вулканических извержений по возрасту относятся к концу верхнего плиоцена – эоплейстоцену (свита рухс-дзуар) – распространены на территориях Кабардинской, Осетинской, частично Чеченской равнин и в области Терско-Сунженских хребтов. Эоплейстоценовые туфы и лавы, а также продукты их разрушения известны на Чегемском вулканическом нагорье (возраст по трекам – 1.8 - 2.2 млн. лет). Из центров образования вулканогенных пород (Казбекский, Эльбрусский и Чегемский) лавовые потоки спускались по долинам. Стратиграфические границы образования лав чаще всего не подтверждены конкретными данными. Поэтому возраст вулканогенных пород условно отнесен к различным звеньям неоплейстоцена в зависимости от высотного положения.

Для лакколитов Пятигорья (Минераловодская равнина) характерно обширное распространение химических отложений – травертинов или известковых туфов. Эти породы образуют несколько уровней, в них известны находки фауны крупных млекопитающих и датировки абсолютного возраста. Судя по этим данным, травертины образовывались, начиная с эоплейстоцена и в течение всего неоплейстоцена.

Как упоминалось выше, в долинах кавказских рек насчитывается до восемнадцати уровней надпойменных террас, но стратиграфическое расчленение их аллювия, отнесение к той или иной палеоклиматической эпохе – весьма условно. Также неопределенно и сопоставление по возрасту террас и в различных долинах. Это же относится и к склоновым отложениям, которые относительно расчленяются на генетические группы в зависимости от морфологии рельефа и вещественного состава отложений.

4.2. Урал

Урал простирается на 2500 км по меридиану, имеет сейчас, как и в прошлом, четко выраженную зональность, с чем связано большое разнообразие генетических типов и литологии пород. На Урале в квартере происходило формирование территории современного морфоструктурного плана. Это время характеризуется прерывистыми подвижками преимущественно положительного знака, обновлением рельефа, заложением новой речной сети, формированием карстовых форм рельефа. Основные морфоструктуры Урала это плато с остатками древних поверхностей выравнивания, хребты и горные массивы, межгорные депрессии, представляющие собой полосы поверхностей выравнивания, вдающиеся вдоль древних долин в горную область.

Четвертичные отложения распространены в пределах всей описываемой территории в виде почти сплошного чехла, как правило, небольшой мощности, и только в отдельных межгорных впадинах достигающего 100 и более метров.

По высоте и формам эрозионного расчленения Урал делится на три продольные

структурно-формационные зоны: центральную (Горный Урал), западную (Предуралье) и восточные увалистые предгорья (Зауралье) (рис.1.1). В центральной зоне Горного Урала находятся самые высокие абс. отм. 500 – 1800 м, а обрамляющие их с запада и востока увалистые предгорья имеют абс. отм. 200 - 400 м.

Центральная Уральская структурно-формационная зона (Горный Урал) обычно делится на ледниковую область с горно-склоновой криогенной формацией Полярного (севернее 66° с.ш.) и Приполярного Урала (66° – 64° с.ш.), и Северного Урала (64° – $58^{\circ} 30'$ с.ш.), и внеледниковую область Среднего ($58^{\circ}30' - 56^{\circ}$ с.ш.) и Южного Урала (южнее 56° с.ш.).

Высокая горная группа Южного Урала состоит из плосковерхих параллельных хребтов, разделенных широкими древними долинами с аллювиальными террасами и мощными плащами субэральных отложений по выположенным склонам. Увалистые предгорья со скальными выходами по речным долинам максимально расширяются на Среднем Урале, где сильно сниженная горная полоса почти выклинивается за исключением останцовых гор. Одновременно снижается и мощность плащей склоновых отложений.

В ледниковой области предгорья резко сужаются, а выраженность горной полосы в рельефе к северу постепенно растет. На Северном Урале появляются широкие древнеледниковые трог, разделяющие плосковерхие хребты с криопланационными лестницами гольцовых террас. Особенно велик контраст расширенной горной полосы с прилегающими равнинами на Приполярном Урале с максимальными отметками вершин (более 1800 м), а также на северной оконечности Полярного Урала. Облик гор здесь совершенно иной по сравнению с древним сполженным рельефом внеледниковой области. Возраст рельефа заметно снижается из-за интенсивной ледниковой обработки долин, в которых склоновые плащи часто замещаются ледниковыми толщами. Особенно резко выделяется западный склон Центрального Урала за счет появления форм альпинотипной скульптуры, таких как скалистые вершины-карлинги (г. Сабля), ледниковые цирки и трог, а иногда и миниатюрные современные леднички. Этим западная часть горной полосы заметно отличается от более мягкого водно-эрозионного рельефа восточного склона с перигляциальной скульптурой. Горно-ледниковые формы – кары, морены и короткие трог иногда встречаются и на самых высоких вершинах Южного Урала (хр. Зигальга, г. Ирмель), но их нет на Среднем Урале и на большей части Северного Урала.

Пьедесталом Полярного Урала, суженного до 25 - 30 км хребта, на крайнем северо-западе служит относительно слабо расчлененный продольными грядами увалистый хр. Пай-Хой с отметками не более 300 - 400 м. Мощность плаща ледниковых отложений здесь местами достигает 100 м.

Чрезвычайно важным фактором, определяющим литологию и мощности склоновых

отложений гольцовой зоны (десерпция, солифлюксия и коллювия) является многолетняя мерзлота, которая охватывает Полярный, Приполярный и Северный Урал. В соответствии с климатической зональностью на Урале выделяются три подзоны распространения многолетнемерзлых пород: сплошная, прерывистая и островная. Первая и вторая охватывают с севера территорию горного Урала по 64⁰ с. ш., включая средне- и низкогорные районы, а третья – характерна для склонов Приполярного и Полярного Урала и для всего Северного Урала; спорадически мерзлые породы встречаются на самых высоких вершинах Южного Урала.

Не менее выражена высотная поясность, особенно отчетливо проявляющаяся на склонах Приполярного Урала, где от водораздельной части к подножию хребта перечисленные выше зоны многолетней мерзлоты сменяют друг друга в том же порядке. Гольцовый ландшафт сменяется вниз по склону полосой крупноглыбовых образований – курумов (криогенный десерпций). Средние и нижние части склонов заняты солифлюкционными террасами. Солифлюкция – наиболее распространенный склоновый процесс. Она типична для склонов от 2 до 25⁰ с ледниковыми и с элювиальными и делювиальными образованиями. Избыточное увлажнение всех склонов в пределах Уральского региона предопределяет широкое развитие солифлюкции.

Четвертичные отложения распространены в пределах всей описываемой территории в виде почти сплошного чехла, как правило, небольшой мощности, и только в отдельных межгорных впадинах достигающего 100 и более метров.

При стратификации отложений использованы региональные горизонты Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Урала, принятой на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою Урала в 1990 г., утвержденной МСК в 1995 г. и опубликованной в 1997 г. (табл.2.1.). Региональные горизонты Урала скоррелированы с Общей стратиграфической шкалой квартера (МСК, 2007)

К эоплейстоцену отнесены образования увельского (нижнее звено), чумлякского (верхнее звено) горизонтов (Объяснительная ..., 1997) и сарыкульского (верхнее звено) горизонта (Стефановский В.В., 2006).

Увельский горизонт представлен аллювием эрозионно-аккумулятивной надпойменной террасы собственно увельской свиты (стратотип горизонта – р. Увелька у п. Красногорского, Южный Урал). На Южном, Среднем и Северном Урале им коррелируют полимиктовые галечники и красно-бурые глины, мощностью до 5 м, а на Полярном и Приполярном Урале – преимущественно кварцевые светло-серые галечники и пески, мощностью 3 - 5 м, в долинах рек Лозьва, Сосьва – это старосамская свита аллювиальных кварцевых галечников с

валунниками, мощностью до 8 м.

Чумлякский горизонт представлен аллювием степных рек, который выполняет погребенные эрозионные ложбины (стратотип чумлякской свиты описан в Батурином карьере, Южный Урал). На Южном Урале ему соответствуют аллювиальные пески с гравием и галькой нижней части миасской террасы, мощностью до 3 м, на Среднем и Северном Урале - делювиальные и ложковые красноцветные суглинки со щебнем и галькой, выполняющие эрозионные врезы древней ложковой сети, мощностью 2 - 3 м. Породы чумлякской свиты имеют обратную намагниченность (ортозона Матуяма) с чумлякским экскурсом прямой полярности в нижней части разреза.

Сарыкульский горизонт выделен по стратотипу сарыкульской свиты (стратотип свиты – карьер Батурино, Южный Урал). Нижняя и средняя части свиты представлены аллювием эрозионных ложбин на междуречьях Южного Урала. По фауне грызунов, сопоставимой с фауной таманского комплекса Восточной Европы, по фауне пресноводных моллюсков и остракод нижняя и средняя обратно намагниченные части свиты отнесены к эоплейстоцену (В.В. Стефановский, 2006).

На карте в пределах Южного Урала показаны озерные, озерные и аллювиальные образования эоплейстоцена – континентальные аналоги бывшей «сыртовой» толщи Заволжья со штриховкой покровных лессовидных образований (1Е и 1,аЕ).

Неоплейстоцен. Нижнее звено неоплейстоцена включает отложения трех межледниковых (сарыкульского (по МСК 1995) или миасского (по В.В. Стефановскому, 2006), батуриного и чернореченского) и трех ледниковых (тыньинского, лозьвинского и карпийского) горизонтов. Пять последних объединяются в кундравинский надгоризонт.

Миасский (вместо сарыкульского) горизонт выделен впервые (В.В. Стефановский, 2006). Стратотипический разрез нижнемиасских сдвоенных почв описан на восточном склоне Южного Урала в бассейне р. Миасс, на северной окраине кирпичного карьера, у г. Миасс. Представлен нижней – дерново-подзолистой, лесной (чернозем выщелоченный) и верхней – бурой, лесной (чернозем выщелоченный), отделенные друг от друга коричневато-бурыми с розовым оттенком известковистыми суглинками, мощностью до 2 м. Из сдвоенных погребенных почв выделены спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Нижнемиасский сдвоенный педокомплекс залегает на миасском аллювии и на сарыкульской свите верхнего эоплейстоцена; образования прямо намагничены (ортозона Брюнес).

Батуриный горизонт (стратотип батуриной свиты описан в угольном карьере Батурино, Южный Урал). Батуриная свита выполняет на междуречьях погребенные долины и древние озерные ванны. Фауна грызунов, собранная из образований батуриной свиты сопоставляется с раннетираспольской фауной Восточной Европы (В.В. Стефановский, 2006). О

нижнелепесточеновом возрасте свидетельствуют батуринская ассоциация остракод и фауна пресноводных моллюсков. В средней части в целом прямо намагниченной батуринской свиты отмечен Батуринский экскурс обратной намагниченности.

Чернореченский горизонт (стратотип чернореченской свиты описан в скважине в долине р. Черная, правый приток р. Уй, у пос. Черноречье, Южный Урал). Чернореченская свита выполняет переуглубленные долины и представляет нижнюю часть V-й черноскутовской надпойменной террасы. Это аллювиальные пески и глины с фауной мелких млекопитающих тираспольского комплекса. Свита перекрыта делювиальными глинами и супесями или перигляциальным аллювием более позднего цикла. Фауна пресноводных моллюсков представлена относительно термофильной ассоциацией неоплейстоценового возраста, для фауны остракод характерны транзитные виды плиоцен-плейстоценового и плейстоценового возраста. Изотопный возраст определен по аутигенной урановой минерализации и составляет 400 - 500 тыс. лет назад (В.В. Стефановский, 2006).

Тыньинский, лозьвинский и карпийский горизонты и соответствующие им морены установлены по скважинам в Ивдельской и Бурмантовской гляциодепрессиях на восточном склоне Северного Урала. Стратотипы горизонтов и соответствующих им морен: тыньинской - в скважине близ р. Тынья, приток Лозьвы; лозьвинской – в скважинах Ивдельской и Бурмантовской гляциодепрессиях; карпийской – в Бурмантовской гляциодепрессии в долине р. Карпия. Морены представлены валунными суглинками и песчанистыми глинами с галькой и щебнем местных палеозойских пород. Мощность от 3 - 5 м до 180 м.

Нижнелепесточеновыми надо считать самые южные выходы глинистой основной морены на р. Чусовой, 58^{0'}, Средний Урал, в прошлом веке отнесенные к днепровскому оледенению (Верещагина, 1965). Возможно, эти морены отмечают крайне восточный поток донского ледника. Впервые следы раннелепесточенового оледенения – морен (тилл) установлены в Южно-Горно-Уральском районе сначала при составлении ГГК-200/2, а затем ГГК -1000/3 листа N-40 (Уфа) (в печати). Морена представлена валунами, галькой, гравием с глинистым заполнителем, мощностью до 22 м и вероятно имеет местное происхождение. Она перекрыта покровными образованиями и сопоставлена с лозьвинским ледниковым горизонтом. На карте из-за ее мелкого масштаба и ограниченности выходов нижнелепесточеновые морены не показаны.

Во внеледниковой зоне этим ледниковым горизонтам соответствуют перигляциальные образования, слагающие верхнюю часть межгорных депрессий и перигляциальный аллювий V-й черноскутовской террасы (на карте аллювий черноскутовской террасы, соответствующий по возрасту чернореченскому и карпийскому горизонтам, индексирован аI₇₋₈).

Среднее звено неоплейстоцена включает четыре горизонта – два межледниковых и два

ледниковых соответственно: сылвицкий и ницинский, вильгортовский и леплинский, из которых три последних объединяются в среднеуральский надгоризонт.

Сылвицкий межледниковый горизонт (стратотип сылвицкой свиты описан И.И. Красновым по разрезу на р. Сылвица, в 4-х км ниже д. Старопечкино, Средний Урал) установлен по опорным разрезам нижней части аллювия эрозионно-аккумулятивной IV (уфимской) надпойменной террасы, изученной по долинам многих крупных рек – Сылвицы, Сосьвы, Лозьвы, Ниццы, Миасса, Уя и др. Высота террасы до 40 м, а высота цоколя до 30 м. Нижняя часть разреза, соответствующая сылвицкому горизонту, представлена полимиктовыми гравийными песками с линзами глин, с растительным детритом и линзами торфа, мощностью до 4 м. На водоразделах перекрываются погребенной бурой сылвицкой почвой или делювиальными песчаными глинами.

Во внеледниковой зоне Южного Урала нижняя часть аллювия эрозионно-аккумулятивной IV (уфимской) надпойменной террасы перекрывается перигляциальным аллювием вильгортовского горизонта. Спорово-пыльцевые спектры – лесного и лесостепного типа (Объяснительная..., 1997). Во внеледниковой зоне Предуралья – это нижняя часть бельской свиты IV надпойменной террасы с хазарским комплексом крупных млекопитающих и лесным спорово-пыльцевым комплексом. В ледниковой зоне Северного, Полярного и Приполярного Урала – это погребенный аллювий санавожских слоев, мощностью до 17 м, со спорово-пыльцевым комплексом смешанных лесов, в Предуралье – ему коррелятны аллювий погребенных долин (чирвинские слои) с лесным спорово-пыльцевым спектром.

Вильгортовский горизонт. Его стратотип (вильгортовской свиты) описан на р. Колва у с. Вильгорт, Пермское Предуралье. Вильгортовская свита в ледниковом Предуралье (в Пермском и в среднем течении р. Печора) включает валунные суглинки основных морен ледниковых (вильгортовская и печорская) и ленточные глины водно-ледниковых образований, мощностью до 60 м. В бассейне р. Сосьвы это волчанская свита ледниковых валунных суглинков и водно-ледниковых гравийных галечников и песков мощностью до 15 м. В горной полосе Полярного и Приполярного Урала коррелятная вильгортовскому горизонту – санаизская толща ледниковых светло-серых и светло-коричневых суглинков и супесей с валунами и щебнем коренных пород мощностью до 12 м изредка сохранилась в долинах под ханмейскими моренами, а на вершинных плато высотой 1000–1200 м к следам среднеледниковой оледенения относятся лишь единичные эрратические валуны. К этому же горизонту возможно относится и глинистая, явно транзитная морена г. Качканар на 58°40' с.ш., отмечающая крайнее юго-западное продвижение ледникового покрова Западной Сибири.

Во внеледниковой области к вильгортовскому горизонту Предуралья и Зауралья отнесены верхние части разреза IV (уфимской) надпойменной террасы, а в горной части

Среднего и Южного Урала на склонах и в междуречьях широко развиты щебнисто-глыбовые делювиальные и коллювиальные образования до 20 м мощности.

Ницинский горизонт (стратотип ницинской свиты описан в карьере на западной окраине п. Ницинское, на р. Ница, Зауралье) выделен по разрезу нижней части аллювия III (исетской) надпойменной террасы р. Ница. Относительная высота террасы 16 - 18 м, высота цоколя 13 - 15 м. Представлен косослоистыми песками, песками с линзами глин, в основании с галечниками и гравием, с раковинами теплолюбивых моллюсков и с остатками костей мамонта раннего типа, мелкими млекопитающими (вторая половина среднего неоплейстоцена) и спорово-пыльцевыми спектрами лесостепного типа (Объяснительная..., 1997; В.В. Стефановский, 2006). В горной части Полярного и Приполярного Урала ницинскому горизонту отвечают бадьюские слои погребенного аллювия (галечники с валунами, пески с линзами глин до 6 м мощности).

Леплинский горизонт (стратотип леплинской свиты описан по разрезу на правом берегу р. Лепля, в 30 км к востоку от горного Урала) включает леплинскую морену, представленную валунными суглинками, супесями и песками, мощностью до 10 м, развитую в ледниковой области Зауралья. В ледниковой области горного Урала (Полярный и Приполярный Урал) ему отвечает лемваизская толща ледниковых и водно-ледниковых коричневых и черных суглинков с валунами и галькой.

На восточном склоне Северного Урала к концу среднего неоплейстоцена относится - верхняя галечно-валунная морена мощностью 8 - 10 м, облекающая горные склоны до высоты 400 - 500 м в бассейне р. Манья. В бассейне Верхней Печоры и Илыча (западная увалистая полоса) это бурый песчанистый диамиктон верхней морены с занесенными с запада валунами, аналог вычегодской морены.

В горной полосе Северного Урала средне-неоплейстоценовые морены вместе с камовыми песками и ленточными глинами прерывисто распространены на платообразных возвышенностях и в широких межгорных депрессиях на отметках до 600 м, где они имеют мощность до 90 м (подножье г. Тельпос-Из). Здесь они содержат обломки каменноугольных известняков, занесенные из западных предгорий мощным транзитным льдом (Астахов, 1984).

Во внеледниковой области Уральского региона с леплинским горизонтом сопоставляется перигляциальный аллювий верхней части III надпойменной (исетской) террасы. Представлен пылеватыми суглинками и супесями с рассеянной галькой и гравием, с остатками фауны мамонтового комплекса (раннего мамонта), со спорово-пыльцевым комплексом степного типа, мощностью до 15 м.

На карте ледниковые и водноледниковые образования этого времени проиндексированы 6-й ступенью ОСШ (П₆), а аллювий III (исетской) надпойменной террасы, соотнесенный с

ницинским и леплинским горизонтами, проиндексирован 5 - 6-й ступенями ОСШ (П₅₋₆).

Среднеуральский надгоризонт объединяет вильгортовский, ницинский и леплинский горизонты. Ему отвечают нерасчлененные ледниковые и водноледниковые образования среднелепленстоценовых оледенений в ледниковой зоне. Они проиндексированы 4 - 6-й ступенями ОСШ (П₄₋₆). В горной зоне выделяются делювиальные глины и суглинки со щебенисто-глыбовыми прослоями среднеуральского горизонта, но они, как правило, перекрыты более поздним североуральским делювием, поэтому отдельно на карте не показаны (dII-III).

Верхнее звено неоплейстоцена включает четыре горизонта: стрелецкий, ханмейский, невьянский и полярноуральский, из которых три последних объединены в североуральский надгоризонт.

Стрелецкий горизонт (стратотипический разрез стрелецкой свиты изучен на р. Уй, п. Стрелецкое, Зауралье). Отложения стрелецкой свиты формируют нижнюю часть II надпойменной камышловской террасы и представлены полимиктовыми гравийными песками с линзами галечников и серых глин. Они залегают с размывом на коренных палеозойских породах, обычно ниже уреза реки и перекрываются перигляциальным аллювием ханмейского горизонта (на Карте показаны в целом отложения второй камышловской террасы с индексом аШ₁₋₂). Из нижней части II надпойменной камышловской террасы известны многочисленные находки фауны крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, моллюсков, остракод, флоры. Для Северного Урала установлены СПК таежные, для Среднего Урала – светло-хвойных лесов, для Южного Урала и Зауралья – лесостепные. В горной части Полярного и Приполярного Урала к стрелецкому горизонту отнесен погребенный аллювий сэлэмьюских слоев со спорово-пыльцевыми спектрами мелколиственных смешанных лесов, мощностью до 20 м. Радиологический возраст свиты, определенный методом неравновесного урана по аутигенной минерализации из старичной фации глин с растительным детритом (долина р. Кабанка у пос. Кочкарь) составляет 80 - 100 тыс. лет назад (В.В. Стефановский, 2006).

Ханмейский горизонт. Ледниковые образования в долине р. Ханмей (Полярный Урал), которыми сформированы моренные холмы и гряды горно-долинного оледенения, можно считать стратотипическими. Ханмейский горизонт включает собственно ханмейскую свиту в ледниковой области Полярного, Приполярного и Северного Урала и ее аналог во внеледниковой области горного Урала – патрушихинскую свиту. Оледенение этого времени было горно-долинным и далеко не выходило за пределы горного Урала.

Южной точкой распространения морены горно-долинного ханмейского оледенения являются северные отроги г. Конжаковский Камень, в верховьях долин речек Иов и Буртымка

(Северный Урал). Максимальная площадь ханмейских морен намечается в западной увалистой полосе, где альпийские ледники Приполярного Урала в бассейнах рр. Сыня, Бол. Паток, Мал. Паток сливались в предгорный покров типа Маласпина. Зато на более сухом восточном склоне Приполярного Урала ханмейские морены встречаются только в горной полосе.

Возраст ханмейских морен, соответствующий 2-й ступени ОСШ (Ш₂) или МИС 4, уверенно устанавливается по вложению в них в долинах рек Кара, Мал. и Бол. Уса двух аллювиальных надпойменных террас с палеолитическими стоянками и серией ¹⁴С дат в интервале от 40 до 13 тыс. лет назад (Астахов и др., 2007). Кроме того, методом оптически стимулированной люминесценции (OSL-метод) датированы (среднее значение 73 тыс. лет назад) в верховьях р. Бол. Кара водно-ледниковые образования, окаймляющие конечную морену максимального продвижения ледника вглубь Уральских гор (Хенриксен М., Назаров Д.В., 2009). Этот результат хорошо согласуется с возрастом экспонированных валунов отступавших горно-долинных ледников Полярного Урала, полученным по измерениям содержания космогенного изотопа ¹⁰Ве. По этим данным валуны на дне трогов Полярного Урала лежали без движения в течение 50 - 60 тыс. лет назад, что дает минимальный возраст последнего горного оледенения (Mangerud J. et al., 2008).

На Полярном, Приполярном и Северном Урале горизонт представлен гляциальными (на карте индексируются gШ₂), флювиогляциальными (на карте индексируются fШ₂) и гляциолимническими (на карте индексируются lgШ₂) образованиями.

Горно-долинные морены (gШ₂) Полярного и Приполярного Урала широко развиты к югу от Хойлинского перевала в верхних отрезках большинства долин крупных водотоков при выходе их в зону высоких предгорий. Они формируют серию конечных и основных морен, хорошо выраженных в современном рельефе. Гипсометрический интервал распространения морены 160 – 620 м. Сложены серовато-бурыми суглинками и супесями с валунами (размером до 0,8 м) и щебнисто-глыбовым местным материалом, мощностью от 8 - 10 м до 40 м в краевых грядах. Петрографический состав обломочного материала полностью соответствует таковому в областях питания ледников (М.А. Шишкин, 2007). На Северном Урале, на г. Конжаковский Камень, в верховьях р. Иов, крутосклонные холмы высотой до 15 - 20 м сложены щебнисто-глыбовым материалом, в глинистых песках и суглинках мощностью до 15 м.

Флювиогляциальные образования ханмейского горно-долинного оледенения (fШ₂) широко развиты по периферии ханмейских конечных морен на Полярном и Приполярном Урале. Они слагают зандры, наклоненные от конечно-моренных валов, а также образуют гряды типа озов и предгорные шлейфы. Флювиогляциальные образования сложены песчано-гравийно-галечным материалом с валунами, песками и дресвяником с характерной горизонтальной ритмичностью, выраженной в смене крупности обломочного материала, имеет

буровато-серый цвет. Мощность образований до 11 м.

Гляциолимнические ($IgIII_2$) образования встречаются у выхода из гор на р. Мал. Уса (Полярный Урал). В результате перегораживания стока долины конечно-моренными валами образовалось небольшое подпрудное озеро. Представлены слоистыми песками с гравием, прослоями суглинков и с прослоями торфа в верхней части. Мощность до 5 м. Озерные глины этого возраста развиты вдоль р. Усы у Полярного круга (пос. Мескашор).

Во внеледниковой области Горного Урала отложения, коррелятные ханмейскому горизонту, представлены перигляциальным аллювием верхней части II надпойменной камышловской террасы (на Среднем Урале это - патрушихинская свита). Сложен перигляциальный аллювий пылеватыми песками, супесями и суглинками с сингенетическими криогенными клиньями, мощностью до 10 м. Руководящими видами для этих отложений являются поздний мамонт и вид копытного лемминга, который ниже валдайского надгоризонта верхнего неоплейстоцена на Русской равнине не встречен. Криотермная малакофауна и спорово-пыльцевые комплексы степей перигляциального типа свидетельствуют о холодных условиях осадконакопления в это время. Палеомагнитные исследования перигляциального аллювия патрушихинской свиты показали (Е.С. Синицких), что породы обладают, в целом, прямой намагниченностью с интервалом обратной полярности в нижней части, названным Меркушинским экскурсом (по карьере Меркушино, р. Пышма). На карте перигляциальный аллювий 2-й надпойменной (камышловской) террасы показан вместе с межледниковым аллювием стрелецкого горизонта ($aШ_{1-2}$).

Невьянский горизонт. Ареальный стратотипический разрез невьянского горизонта находится во внеледниковой области Зауралья (г. Невьянск, р. Нейва). Ему соответствует невьянская свита, формирующая нижнюю часть разреза аллювия 1-й надпойменной режевской террасы на всех реках Урала и сложена полимиктовыми галечниками, песками и серыми иловатыми глинами с растительным детритом, мощностью до 15 м. Остатки крупных и мелких млекопитающих являются типичными представителями верхнепалеолитического комплекса, а по прогрессивным видам полевок относится к поздней его стадии. Радиоуглеродный возраст по части берцовой кости мамонта и по карпологическим остаткам составляет соответственно 34070 ± 1830 лет (БашГИ+ЛУ 1838) и 41250 ± 450 лет (Тпн 1012) (Стефановский В.В., 2006). На карте показан аллювий объединенный нижней и верхней частями 1-й надпойменной (режевской) террасы (проиндексирован $aШ_{3-4}$).

В ледниковой области горного Урала к невьянскому горизонту отнесены манарагские слои, которые представлены аллювием 2-й надпойменной террасы – песками, супесями, галечником с валунами, с лесостепными спорово-пыльцевыми спектрами, мощностью 6 м (на карте из-за масштаба они не показаны)

Полярноуральский горизонт. Ареальный стратотип горизонта располагается в верховьях рек Полярного Урала, где включает собственно полярноуральскую свиту – морены карового и горно-долинного оледенения на отметках 500 - 1000 м. Они закартированы в виде дугообразных гряд и холмов, сложенных местным глыбово-щебнистым материалом мощностью до 30 м с валунами до 1,5 м в поперечнике. На карте морены полярноуральского горизонта индексируются gШ₄ по ОСШ 4-ой ступенью (МИС 2).

На Северном Урале к этому горизонту условно отнесены морены карового оледенения, располагающиеся, на южных отрогах островных гор Чистоп, Отортен, Денежкин Камень, Конжаковский Камень на абс. отм. 800 - 1200 м. Морены представлены хаотическим скоплением глыб местных пород с супесчаным заполнителем, мощностью до 15 м.

В горной части Южного Урала этому горизонту отвечает морена горно-долинного оледенения евлахтинской свиты, описанная В.В. Стефановским на юго-восточных отрогах хр. Зигальга, г. Ямантау, в 6 км выше устья р. Евлахты. Дугообразный вал конечной морены высотой до 20 м сложен грубыми песчаными глинами, переполненными щебнем и глыбами кварцитов. Выше по долине прослеживается типичный моренный холмисто-западинный рельеф с мелкими блюдцеобразными озерами и болотами. Аналогичная морена отмечается в долине р. Тыгын (южные отроги хр. Иремель) и в верховьях нескольких ручьев. Краевые формы морен приурочены к абс. отм. 1200 - 1300 м, мощность морен - до 20 м. Вполне возможно, что все молодые морены южнее Приполярного Урала относятся к ханмейскому оледенению.

Гляциофлювиальные образования полярноуральского горизонта (на карте проиндексированы – fШ₄) выделены в Полярном и Приполярном Урале. Они развиты по периферии конечно-моренных гряд полярноуральского оледенения и обычно слагают наклонные зандровые конуса. Наиболее типичны зандровые конусы в долинах крупных рек – в верховьях р. Мал. Усы и р. Б. Лемва. Состав и строение их зависит от масштаба и положения питающего ледника. Сложены в основном буровато-серыми песчано-гравийно-галечными образованиями с валунами. Содержание гальки и валунов в породе до 70 %. Петрографический состав отвечает области питания ледника. В основном это кварцитопесчаники и габброиды. Характерной особенностью этих гляциофлювиальных зандров является их ритмичность, связанная с сезонными таяниями ледников. Мощность образований до 8 м, которая уменьшается по мере удаления от конечно-моренных гряд.

Во внеледниковой области Горного Урала в речных долинах коррелятным морене полярноуральского горизонта является перигляциальный аллювий верхней части I надпойменной (режевской) террасы. Аллювий включает остатки костей и зубов крупных млекопитающих мамонтового комплекса позднего типа. Карпологические флоры представлены

холоднолюбивыми растениями, а спорово-пыльцевые спектры говорят о тундрово-степных ландшафтах с березовыми колками. На карте перигляциальный аллювий 1-й надпойменной террасы показан вместе с межледниковым аллювием невянского горизонта (аШ_{3,4}).

Голоцен представлен горбуновским горизонтом. Горбуновский горизонт со стратотипом в разрезе горбуновских болот в 5 км к югу от г. Тагил (Зауралье) включает аллювий промежуточных террас (борово́й, сосновской, тури́нской), высоких и низких пойм, озерные, озерно-болотные и болотные образования, коллювий в горном Южном Урале (на карте индексируются как аН, lН, l,pН, pН и aIII-Н, где масштаб карты не позволяет отобразить аллювиальные террасы отдельно, и сН). Голоценовые отложения практически имеют повсеместное распространение. Разрезы пойменных террас вскрываются разветвленной гидросетью, а в горах Северного и Полярного горного Урала небольшие по размерам ледники карового типа формируют моренные валы.

В настоящее время накоплен огромный фактический материал по геологии голоцена, а по спорово-пыльцевым спектрам в голоцене Урала выделяются все растительные зоны схемы Блитта-Сернандера. Радиоуглеродные датировки нижней части сосновского аллювия – 8800 - 10150 лет, верхней – 4400 - 5100 лет. Аллювий высокой (луговой) и низкой пойм имеет радиоуглеродное датирование 1500 - 2180 лет. Мощность аллювия до 12 м.

Болотные и озерно-болотные (pН и l,pН) отложения встречаются в долинах рек, на горных плато, террасах, в седловинах перевалов, на днищах межгорных впадин. Заболоченность резко уменьшается при переходе от западной половины гор на восточную. Болота крупнобугристые и плоскобугристые, в гольцовой зоне преобладают травяные с маломощным слоем торфа. Радиоуглеродное датирование по торфу (нижние части) дает возрастной диапазон в 10000 - 9780 лет.

Нерасчлененные верхнеплейстоценовые (преимущественно полярноуральского горизонта) и голоценовые образования горной формации Урала представлены на карте в основном парагенезисами двучленными и многочленными.

Элювий и делювий (e,dIII-Н) широко развит на уплощенных поверхностях и склонах низких и высоких предгорий Урала. Сложен уплотненным глыбово-щебнистым материалом с дресвяно-суглинистым заполнителем, мощностью до 2 м.

Делювий и солифлюкций (d,sIII-Н) широко развит на склонах крутизной от 2 до 25 градусов на Полярном, Приполярном и Северном Урале. Характерны солифлюкционные террасы протяженностью вдоль склона от 5 до 300 м с высотой фронтального уступа 0,1-2 м, а также пятнисто-солифлюкционный рельеф, представленный ориентированными по склону полосами шириной до 1 м и длиной 3 - 15 м со следами течения дресвяно-щебнисто-суглинистого материала.

Коллювий и десерпций (с,drIII-H) является основным типом склоновых образований в самой высокой горной части Южного Урала, где распространены криогенные склоновые процессы. Они тесно связаны с глыбово-щебнистыми развалами коренных пород и образуют на склонах хребтов и горных вершин (Иремель, Ямантау и др.) каменные реки (курумы) и шлейфы, опускающиеся до абс. отм. 800 - 1000 м. Курумные потоки имеют ширину от 3 - 5 до 30 - 500 м. На склонах гольцовых хребтов каменные россыпи слагают нагорные террасы, которые отчетливо выражены в рельефе. Мощность от 2-5 до 10 м.

Элювий, десерпций и солифлюкций (EIII-H) повсеместно развит на субгоризонтальных и полого наклонных участках водоразделов зоны кряжа на Полярном, Приполярном и Северном Урале, где происходят процессы нивальной планации. В гольцовой зоне элювиальные образования даже при минимальных углах наклона медленно сдвигаются, если сложены щебнисто-глыбовым материалом, образуя десерпций, или оплывают с образованием солифлюкционных террас, если сложены дресвяно-щебнистым материалом с суглинистым заполнителем. Мощность образований до 4 м. Формирование данных образований началось после деградации позднеплейстоценовых ледников и продолжается в настоящее время.

Коллювий, десерпций и солифлюкций (DRIII-H) является основным типом склоновых образований в горной части Полярного, Приполярного и частично Северного Урала. Нижняя граница этих образований практически совпадает с границей распространения островной и прерывистой мерзлоты. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, в результате чего происходит перемещение щебнисто-глыбового материала вниз по склону. Мощность образований от 1, 5 м до 6 м и более у подножий склонов.

Четвертичные образования нерасчлененные. Элювий, делювий и солифлюкций (ES) широко распространен в пределах холмогорий, в меньшей степени в пределах гор Полярного Урала, в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, на относительно плоских водоразделах, осложненных мелкими неровностями, что обеспечивает локальные скопления смываемых с них продуктов элювиальной переработки субстрата. Характер этих образований зависит от состава материнских пород. На крепких массивных породах образуются грубый элювий с большим содержанием крупнообломочного материала; на слабых (сланцы и др.) - суглинисто-щебнисто-дресвяный. Мощность обычно не более 2 - 3 м, у подножий склонов местами до 10 - 15 м.

4.3. Западно-Сибирская равнина

По схеме структурно-формационного районирования Западно-Сибирская равнина подразделяется на четыре субширотные зоны палеогеографической природы, связанной с покровными оледенениями и их деградацией. На севере региона выделяются две крупные

разновозрастные ледниковые зоны – Заполярная (или Ямальско-Нижне-Енисейская) зона оледенений позднего неоплейстоцена и Северная зона оледенений среднего неоплейстоцена. Перигляциальная область делится на Центральную приледниковую зону и Южную внеледниковую зону с преобладанием лессово-почвенного комплекса (рис. 3.1).

Региональные особенности. С юга на север к Карскому морю наблюдается закономерное увеличение мощности четвертичного покрова от 20 - 50 до 300 - 400 м с одновременным погружением его подошвы до отметок 200 - 300 ниже уровня моря. Наиболее резкое увеличение мощности к северу происходит на широте низовьев Иртыша, когда в разрезе появляются грубокластические толщи с мощными диамиктовыми свитами. Только на самом юге четвертичные отложения ложатся на верхний плиоцен с минимальным перерывом. К северу растет объем стратиграфического перерыва между подошвой плейстоцена и кровлей дочетвертичных пород: в центре равнины дочетвертичный субстрат представлен миоценовыми отложениями, а в Заполярье плейстоцен ложится уже на палеоценовые и меловые породы.

Последовательное увеличение стратиграфического хиатуса к северу по мере погружения подошвы четвертичного покрова обусловлено интенсивной эрозионной деятельностью плейстоценовых ледников. По мере развития каждого из крупных покровных оледенений, которым подверглась равнина в плейстоцене, центры ледниковых щитов смещались с окружающих горных возвышений на осушенный океанический шельф, и дальнейшее течение льда происходило в меридиональном направлении. Это привело к заносу на континент большого объема материала морских четвертичных и более древних отложений вместе с содержащимися в них фаунистическими остатками. Во многих случаях катакластическая переработка морских отложений была неполной, они слагают множество отторженцев, блоков и мегакластов или участвуют в диамиктовых толщах в виде не полностью перетертой брекчии. Ледниковые щиты наступали здесь на многолетнемерзлый субстрат, с увеличением мощности льда мерзлота подтаивала снизу и нередко происходил срыв пород по ее нижней границе. Так возникали мощные гляциодислокации, крупные отторженцы рыхлых пород, а морены еще более обогащались материалом подстилающих слоев, в том числе осадков морских межледниковых трансгрессий.

Наследование западносибирскими моренами гранулометрии, химизма поровых вод и палеонтологических остатков от морских отложений послужило в 1960 - 70-х годах поводом для возрождения дрейфовых гипотез и отрицания покровных оледенений на Западно-Сибирской равнине. Однако, специальные исследования опорных разрезов на Енисее, Оби и Иртыше, а также инспекция обских разрезов западноевропейскими и канадскими геологами в рамках Международной программы геологической корреляции не обнаружили каких-либо признаков морской седиментации в диамиктовых толщах и полностью подтвердили

ледниковую природу грубокластических толщ плейстоцена (Каплянская, Тарноградский, 1974, 1975; Резолюция..., 1981). Антигляциалистические гипотезы не использовались ни для настоящей карты, ни в предыдущих изданиях обзорных карт России.

Строение четвертичного покрова внеледниковой части Западно-Сибирской равнины в значительной мере обусловлено общим уклоном ее поверхности к северу. Все ее реки принадлежат бассейну Северного Ледовитого океана, поэтому, когда в ледниковые фазы плейстоцена север равнины был занят ледниковыми покровами, южнее все долины затапливались, а в подпрудных озерах отлагались ритмично слоистые алевроглинистые осадки. Одновременно на междуречьях накапливались субэральные плащи, состоящие из лессов, погребенных почв с мерзлотными деформациями и алеврито-песчаных линз, оставленных мелкими просадочными озерами перигляциальной тундростепи. В целом отложения внеледниковой зоны более тонкозернисты и имеют меньшие мощности по сравнению с толщами ледниковой зоны. В образованиях холодных эпох квартера повсеместны следы многолетней мерзлоты вплоть до 55 - 56° с.ш., т.е. на 1200 км южнее предела ее современного распространения.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины утверждена МСК в 2000 г. (табл.2.1). Нижняя граница эоплейстоцена (ранее квартера, Постановления МСК..., 1991,1998) на уровне 1,8 млн. лет назад установлена на юго-востоке Западной Сибири (Новосибирская область) в подошве кочковского горизонта (кочковской свиты). В стратотипическом разрезе свиты, в скважине, в селе Кочки она залегает на павлодарской свите верхнего миоцена. На остальной территории Западно-Сибирской равнины на этом уровне наблюдается значительный эрозионный перерыв и только на юго-востоке равнины в лессово-почвенной серии он минимален.

Эоплейстоценовые и нижненеоплейстоценовые образования для Западной Сибири не являются релефообразующими. Они вскрываются скважинами и в береговых обрывах перекрыты более молодыми образованиями.

Эоплейстоцен отвечает кочковскому горизонту, который подразделяется на два подгоризонта: нижний и верхний (Унифицированная...,2010).

Во внеледниковой зоне нижнекочковский подгоризонт представлен аллювиальными песками каргатской и барнаульской свит; верхний подгоризонт - озерными глинами убинской и качирской свит и кубанкинских и ерестнинских слоев. На юго-востоке внеледниковой зоны к кочковскому горизонту отнесены аллювиальные пески и озерные глины абаульской толщи. Верхнекочковский подгоризонт охарактеризован таманской мегафауной и раздольинским комплексом мелких млекопитающих. Флористические данные из убинской свиты и ерестнинских слоев свидетельствуют о сильном похолодании климата и развитии

лесотундровых ландшафтов в позднекочковское время (Унифицированная..., 2000).

В Центральной приледниковой зоне эоплейстоценовые (кочковский горизонт) озерные и аллювиальные образования, перекрытые нижнеэоплейстоценовыми образованиями такого же генезиса и лессоидом, показаны на карте индексом I,аЕ-I с лессовой штриховкой по ним. Они занимают значительные площади в этой зоне.

В Северной зоне в глубоких скважинах к верхнекочковскому подгоризонту условно отнесены диамиктовые и грубопесчаные образования мансийской (Сосьвинско-Белогорский район) и пуровской (Среднеобский район) толщ, а в Центральной зоне - коррелятная им яглинская (Тобольско-Прииртышский район) толща.

В Заполярной зоне на Ямале скважинами вскрыта глубоко залегающая песчаная мыскаменская свита с лесными пыльцевыми спектрами, которая сопоставляется с нижнекочковским подгоризонтом.

К верхнекочковскому подгоризонту в Заполярной зоне отнесена тиутейяхская свита, залегающая с размывом на мыскаменской свите (Унифицированная..., 2000).

Нижний неоплейстоцен объединяет два горизонта - талагайкинский и шайтанский.

Во внеледниковой зоне на юге равнины нижний неоплейстоцен представлен преимущественно алевроглинистыми озерными, аллювиальными и лессовыми осадками федосовской, сладководской и краснодубровской свит, низы которых сформировались еще в эоплейстоцене (на карте, как было отмечено выше, показаны индексом I,аЕ-I с лессовидной штриховкой по ним). К нижнему неоплейстоцену отнесены и вяткинские аллювиальные слои с мощной погребенной почвой и фауной тираспольского типа (индекс на карте - аI).

На юго-востоке внеледниковой зоны в Приобском и Предалтайском районе, в Восточно- и Западно-Барабинских районах по новым данным (Унифицированная ... Средней Сибири, приложение, 2010) нижний неоплейстоцен представлен лессово-почвенным комплексом с четырьмя педокомплексами - евсинским, беловским, володарским и чарышским и четырьмя разделяющими их лессами - салаирским, вяткинским, даниловским и морозовским. В евсинском педокомплексе лессово-почвенного комплекса, который считается основанием нижнего неоплейстоцена, на уровне МИС 19 установлен палеомагнитный рубеж Брюнес - Матуяма. Для карт обзорного масштаба использовать погоризонтное расчленение лессово-почвенного покрова пока невозможно. Поэтому во внеледниковой зоне мощный лессово-почвенный комплекс, начинающий свое образование с эоплейстоцена (два лессовых горизонта, разделенные малиновским педокомплексом) и заканчивающийся современной почвой, на карте обозначен плейстоценовым возрастом с индексом LP (Унифицированная..., 2000; Унифицированная...Средней Сибири, приложение, 2010).

В Центральной приледниковой зоне равнины опорный разрез нижнего неоплейстоцена

вскрывается в правобережных обрывах Нижнего Иртыша. Талагайкинский горизонт представлен межледниковыми аллювиальными песками мощностью до 40 м с палеоботанической характеристикой умеренного климата современного типа (aI). Он перекрыт семейкинской свитой ледниково-озерных глинистых ритмитов (lgI) со скелетом трогонтериевого слона в подошве.

В Тым-Васюганском районе этим образованиям соответствуют аллювиальные пески и суглинки кривошеинской свиты (aI).

В Северной ледниковой зоне, к северу от 60⁰ с.ш., аллювиальные и озерные образования талагайкинского горизонта перекрыты мощными диамиктонами шайтанского горизонта. Последний имеет трехчленное строение: нижняя и верхняя морены разделены интерстадиальными слоями с редкими арктическими фораминиферами. Верхи шайтанского горизонта выходят в обрывах Белогорской Оби, где описаны в качестве низямской морены, мощностью до 50 м и показаны на карте (gI).

Севернее 64⁰ с.ш., в Заполярной зоне к талагайкинскому и шайтанскому горизонтам относят глубоко залегающие морские алевриты и глины казымской и шайтанской свит.

Средний неоплейстоцен.

Во внеледниковой и Центральной зонах к среднему неоплейстоцену относятся лессы (шибаевский, чулымский и сузунский) с погребенными почвами (шадрухинской, шипуновской и койнихинской) верхов федосовской, сладководской и красnodубровской свит общей мощностью до 70 м (индексы LP; I,aE-I с наложенной лессовой штриховкой).

В Центральной приледниковой зоне в речных долинах выходит аллювий (aII₁₋₃ или aI-II₁₋₃) и пачки ледниковых и ледниково-озерных алевроглинистых ритмитов (g,lgII₄, lgII₄), а междуручья покрыты лессовидными породами суммарной мощностью до 50 м. Наибольшую мощность лессовые образования имеют в придолинных понижениях. Они здесь прослоены отложениями мелководных непостоянных озер и водотоков и, как правило, содержат три погребенные почвы и линзы болотных отложений. На карте они обозначены индексом LAII-III, а в стратиграфических схемах именуется сузгунской свитой (Каплянская, Тарноградский, 1974).

В Северной зоне ледниковый средний неоплейстоцен большой мощности распространен повсеместно почти с поверхности и прикрыт лишь тонким плащом верхнеплейстоценовых перигляциальных образований.

В Заполярной зоне отложения ледникового ряда среднего неоплейстоцена мощностью до 200 м, большей частью перекрыты образованиями верхнего неоплейстоцена значительной мощности, но часто выходят и в основании эрозионных обрывов по долинам рек.

Тобольский горизонт составляет основание среднего неоплейстоцена и включает толщу

диагональных песков (до 40 м) с типично межледниковой флорой и раковинами теплолюбивых моллюсков *Corbicula tibetensis*. Они имеют ЭПР возраст около 300 тыс. лет. На карте показан индекс $a\Pi_{1-3}$, соответствующий тобольскому горизонту s.l., или объединенный с нижненеоплейстоценовым аллювием с индексом $aI-\Pi_{1-3}$). Тобольский аллювий слагает приречную равнину шириной в десятки километров вдоль Иртыша и широтной Оби Центральной приледниковой зоны и прослежен севернее в основании обрывов Белогорской Оби Северной ледниковой зоны. На Енисее на этом уровне описан аллювий пантелеевской свиты мощностью до 60 м. К северу от 65° с.ш. в Заполярной зоне аналогами тобольского аллювия считаются обская и туруханская свиты с морскими фораминиферами (Унифицированная..., 2000).

Тобольский горизонт повсеместно перекрыт мощностью до 50 м ледниковыми, ледниково-гляциофлювиальными, гляциофлювиальными и ледниково-озерными осадками самаровского горизонта, сопоставленного с четвертой ступенью ОСШ, коррелируемой с МИС 8 ($g\Pi_4$; $g,f\Pi_4$; $f\Pi_4$; $lg\Pi_4$). Самаровское оледенение было максимальным и доходило до 59° с.ш. На юге к этому времени относятся чулымский лесс верхов федосовской свиты, а также шибяевский лесс.

Тазовский горизонт (6-я ступень ОСШ, МИС 6) широко распространен на поверхности Северной зоны центра равнины в виде моренных диамиктонов ($g\Pi_6$), флювиогляциальных песков ($f\Pi_6$), ледниково-озерных глин и алевритов ($lg\Pi_6$), камовых песков ($g,lgf\Pi_6$), нерасчлененных водноледниковых отложений ($f,lg\Pi_6$) и подпрудно-озерных и аллювиальных отложений ($l,a\Pi_6$). Граница тазовского оледенения среднего неоплейстоцена проходит севернее самаровского, по Сибирским Увалам.

Самостоятельность тазовского оледенения подвергалась сомнению, так как типично межледниковая флора в разделяющих самаровскую и тазовскую морены континентальных песках ширтинского горизонта ($l,a\Pi_5$) не найдена. Однако в скважинах приполярной Оби между мощными моренами на отрицательных отметках описаны морские пески и алевриты с казанцевской (бореальной) микрофауной и термолюминесцентной датой 153 тыс. л.н., которые ранее относились к первому межледниковью позднего неоплейстоцена на уровне МИС 5 (Унифицированная..., 2000). В местном разрезе они отделены мореной от поверхностных торфяников последнего (эмского, микулинского) межледниковья и поэтому должны относиться к самаровско-тазовскому межледниковью времени МИС 7 (Астахов, 2009).

Эти морские слои сопоставляются с подморенными самбургскими слоями в нижнем течении Пура и пупковскими слоями на Нижнем Енисее (Зубаков, 1972). Морская трансгрессия между двумя оледенениями среднего неоплейстоцена по долинам Оби и Енисея распространялась далеко на юг – до 65-й параллели, почти до пределов

ранненеоплейстоценовой трансгрессии.

Верхний неоплейстоцен. Отложения верхнего неоплейстоцена в формационном отношении образуют две принципиально различные зоны: ледниковую в Заполярье и перигляциальную к югу от 67 - 69⁰ с.ш. В Заполярной зоне ледниковая толща верхнего неоплейстоцена мощностью до 100 м содержит крупные залежи не растаявшего реликтового глетчерного льда. Подстилающие межледниковые морские слои и более древние четвертичные породы также находятся в вечномерзлом состоянии.

В перигляциальной зоне ледниковые и морские отложения замещены менее мощными аллювиальными песками, торфяниками, ритмитами подпрудных озер и лессами с погребенными почвами. Предполагается, что сток подпруженных вод происходил на юг по Убаган-Тургайской ложбине в бассейн Аральского моря (Astakhov, 2006).

Главным стратиграфическим репером на севере является толща прибрежно-морских песков и алевроитов с бореальной фауной мощностью до 40 м (m III₁), отмечающая вторжение теплых атлантических вод в позднеатазовский гляциоизостатический прогиб. Эти межледниковые отложения, в Заполярье местами вскрытые эрозионными обрывами, обычно перекрыты моренами последнего (ермаковского, раннезырянского) оледенения. Лишь на севере Тазовского п-ова они залегают с поверхности: нямсинская толща Д.В. Назарова (Астахов, Назаров, 2010). Эти наиболее теплопроводные прибрежно-морские отложения имеют наименьшее площадное распространение среди всех плейстоценовых морских толщ: к югу от 69⁰ с.ш. они замещаются аллювием III террасы. Это вполне понятно в связи с гляциоизостатической природой плейстоценовых трансгрессий: тазовское оледенение было наименьшим в среднем неоплейстоцене и соответственно оставило менее глубокий изостатический прогиб.

В региональных стратиграфических схемах отложения послетазовские морские отложения относились к казанцевскому горизонту 1-й ступени ОСШ (МИС 5), а отложения следующей бореальной трансгрессии и синхронные ей торфяники всегда выделялись в каргинский горизонт 3-й ступени верхнего неоплейстоцена (МИС 3), который считался залегающим поверх морен первого позднеоплейстоценового оледенения (Унифицированная..., 2000).

Однако, современные геохронологические исследования показали, что: а) отложения с казанцевским комплексом фораминифер на Нижней Оби залегают гораздо ниже верхнеоплейстоценовых межледниковых торфяников, датированных уран-ториевым методом, б) каргинские отложения с наиболее теплопроводной микрофауной и синхронные мощные торфяники дали многочисленные OSL, U/Th и ЭПР даты в интервале 100 - 150 тыс. лет как в стратотипических разрезах Нижнего Енисея, так и на Оби (Астахов, Мангеруд, 2005;

Астахов, 2009). Поэтому каргинские отложения, которые имеют наиболее «теплую» палеонтологическую характеристику, можно коррелировать только с 1-й ступенью и МИС 5. Понятно, что отложения последнего оледенения должны залегать поверх каргинских слоев, а подстилающие морены могли отлагаться лишь в среднем неоплейстоцене.

Ошибочной корреляцией каргинского горизонта с МИС 3 обусловлено прежнее датирование верхнего ледникового комплекса Арктики верхнезырянским (сартанским) горизонтом 4-й ступени ОСШ (Унифицированная..., 2000). На отчетной карте он отнесен к ермаковскому (нижнезырянскому) горизонту 2-й ступени ОСШ ($gIII_2$, $fIII_2$, $lgIII_2$), что надежно подтверждено многочисленными датами в интервале от 50 тыс. лет и моложе из перекрывающих неледниковых отложений и трупов мамонтов (Астахов, 2009).

В приенисейской части равнины геохронометрическими исследованиями установлено двукратное наступание ермаковского оледенения аналогично Тимано-Печорскому и Таймырскому регионам (Астахов, Мангеруд, 2007). В первом случае ледник наступал с севера и перегораживал Енисей. Это событие происходило около 80 - 90 тыс. лет назад, т.е. во время, примерно отвечающее концу МИС 5 и началу МИС 4. Во время второго наступания (около 60 тыс. лет назад, в конце МИС 4) ледник распространялся в долину Енисея со стороны Средне-Сибирского плоскогорья. Западнее его следов не обнаружено, хотя на севере Гыданского п-ова в разрезе водноледниковых отложений получена серия из 6 OSL дат в интервале 69 – 55 тыс. л.н. (Астахов, Назаров, 2010).

Этих данных все же недостаточно для уверенного определения площади возможного вторжения позднеермаковских ледников с Карского шельфа на п-ов Гыдан. В любом случае, раздельный показ двух подгоризонтов ермаковского криомера на обзорной карте пока неосуществим. Поэтому, на карте все отложения ермаковского горизонта – моренные диамиктоны, флювиогляциальные и ледниково-озерные пески, подпрудно-ледниковые ритмиты – все имеют один возрастной индекс (III_2).

Из ермаковского комплекса наименее изучены морские глины с высокоарктической фауной ($mIII_2$), которые ограниченными пятнами встречаются на Ямале и Гыдане, нередко залегая прямо на погребенных глетчерных льдах. Эти «портландиевые» глины никак не связаны с современной береговой линией и, по всей видимости, отмечают вторжение Ледовитого океана в изостатический прогиб на месте развалившегося ледника ермаковского времени.

Характернейшими для Западной Сибири образованиями ермаковского горизонта являются толщи подпрудно-озерных алевро-глинистых ритмитов и ленточных глин ($lgIII_2$), выполняющих долины всех крупных рек к югу от Полярного круга на уровне III речной террасы, примерно на 60 м выше уровня моря. По Оби эта плоская озерная равнина прослежена

на 1200 км к югу в низовья Иртыша (Astakhov, 2006), а в ее разрезе большую роль приобретает подстилающий интерстадиальный или межледниковый аллювий (I, aIII₁₋₂). Многочисленные OSL даты определяют возраст этих ледниково-озерных осадков (и тем самым возраст ледниковой плотины в Заполярье) около 80 тыс. лет (Астахов и др. 2007; Астахов, Мангеруд, 2007).

Никаких морских доголоценовых террас вдоль современных берегов Карского моря не обнаружено. Вместо них на восточном Ямале и на севере Гыдана с поверхности плащеобразно залегает 20-метровая толща лессовидных алевроитов с многоярусными сингенетическими ледяными жилами, так называемая «едома» (L_{ed}, III), с датами до 37 тыс. радиоуглеродных лет, уходящая под урез Карского моря (Астахов, 2009; Астахов, Назаров, 2010).

В Заполярье их корреляция обеспечена многочисленными радиоуглеродными и люминесцентными датами в интервале 50 – 11 тыс. л.н. Особенно важны находки мороженных трупов мамонтов у поверхности с датами до 42 тыс. радиоуглеродных лет, которые однозначно показывают, что в последние 45 - 50 тыс. лет на равнине никаких ледниковых событий не происходило (Астахов, Назаров, 2010). Аналогичные осадки, но без жильных льдов, распространены в Северной и Центральной зонах на всех элементах рельефа, где они местами латерально замещаются скоплениями мощных дюнных песков (vIII-H). Эоловые пески малой мощности показаны крапом.

Перигляциальные образования верхнего неоплейстоцена еще шире распространены на юго-востоке равнины в виде лессового покрова мощностью от 7 до 20 м, залегающего поверх мощной межледниковой сдвоенной почвы бердского комплекса (наложенная лессовая штриховка). В этом покрове выделяются снизу вверх лессы тулинский, ельцовский и баганский, разделенные искитимской и суминской погребенными почвами (Унифицированная..., 2000; Унифицированная...Средней Сибири, 2010). На юго-западе равнины, в Ишимском районе и в Зауралье, где наблюдается максимальное количество эоловых грив и дефляционных форм, мощность верхнеплейстоценовых лессовых покровов резко сокращена, они часто ложатся прямо на дочетвертичный субстрат, индексируется на карте верхним неоплейстоценом (LIII).

Верхнеплейстоценовый покров лессовидных отложений с криотурбациями является составной частью разреза III надпойменной террасы, которая в основании обычно сложена межледниковым аллювием (aIII₁₋₂), например, мирновская терраса на Енисее по В.А. Зубакову (1972). Кроме того, в ермаковские отложения вложен аллювий II и I надпойменных террас (aIII₃₋₄ и aIII-H). Аллювий II террасы богат растительными остатками и костями мамонтовой фауны. Он дает радиоуглеродные даты порядка 40 – 25 тыс. л.н., характерные для среднезырянского (каргинского) интерстадиала, и перекрыт лессовидными плащами и

оловыми песками верхнезырянского возраста. Финальный плейстоцен регистрируется аллювием I террасы с радиоуглеродными датами в интервале 15 – 10 тыс. лет.

Общая перигляциальная обстановка с преобладанием безлесных вечномерзлых ландшафтов преобладала на равнине в течение всего зырянского времени, соответствующего 2-й – 4-й ступеням ОСШ (МИС 4 – МИС 2). Во время среднезырянского интерстадиала (МИС 3) отмечено небольшое смягчение климата, но вечная мерзлота сохранялась даже на 58-й параллели (разрез Липовка на р. Тобол, Каплянская, Тарноградский, 1974). Высокая аридность перигляциальной обстановки позднего неоплейстоцена отмечена не только значительной мощностью лессовых плащей, но и многочисленными песчаными гривами, очевидно эолового происхождения, т. к. по всей внеледниковой зоне они имеют единообразную ЗЮЗ - ВСВ ориентировку.

Голоценовые образования малой мощности на карте не показаны. Цветом показан аллювий пойменных террас (аН) и морские илы современных лайд (mН). Торфяники современных болот, мощность которых в Центральной зоне может достигать 10 м, показаны зеленой штриховкой поверх остальных цветowych и штриховых полигонов.

4.4. Средняя Сибирь

Регион занимает центральную часть Сибири. Ее границами на западе служит р. Енисей, на востоке – рр. Лена и Алдан, на юге – горы Прибайкалья, Забайкалья и Восточного Саяна. Характерной особенностью этой территории является почти повсеместное, за исключением юго-западного (предсаянского) района, распространение многолетней мерзлоты. На склонах преобладают процессы солифлюкции, десерпции, сопровождающиеся образованием специфических форм криогенного рельефа – натечных, нагорных террас, курумов, деллей. В депрессиях более активно проявляется пучение и термокарст.

Наиболее крупными морфоструктурами региона являются горы Бырранга, Северо-Сибирская низменность, Среднесибирское плоскогорье, Центральноякутская равнина и предгорный прогиб с рядом впадин у северного подножья Восточного Саяна. Расположенные на севере Таймырского полуострова горы Бырранга с максимальной высотой 1146 м представляют собой систему сближенных горных гряд со следами ледниковой обработки и «сквозными» долинами. В наиболее приподнятой восточной части гор наблюдаются небольшие современные долинные ледники и ледники плоских вершин. На горных склонах доминируют парагенезы солифлюкционных, десерпционных и коллювиальных отложений. Северо-Сибирская низменность наследует Хатангский прогиб, выполненный мощной толщей мезозойских и более молодых отложений, среди которых в четвертичном покрове доминируют ледниковые, водноледниковые, морские и аллювиальные образования.

Основную территорию региона занимает Среднесибирское плоскогорье, ограниченное

от Северо-Сибирской низменности морфологически четко выраженным уступом. По геологическому строению эта морфоструктура относится к Сибирской платформе, докембрийский складчатый фундамент которой перекрыт осадочными породами в основном палеозойского возраста и отчасти траппами позднего палеозоя - триаса. Среднесибирское плоскогорье характеризуется в целом относительно выровненным и однообразным рельефом с преобладающими отметками 500 – 600 м. Наибольшие высоты и горный облик рельеф приобретает лишь в пределах лавовых плато Путорана (до 1701 м) и Сыверма (1133 м), характеризующихся глубоко врезаемыми троговыми долинами и другими формами экзарационно-нивального рельефа. На уплощенных водоразделах перигляциальной зоны плоскогорья преобладают парагенезы элювия с солифлюксием, десерпцием, местами с озерно-палюстринными и палюстринными отложениями, а на склонах долин, в зависимости от их крутизны, - парагенезы солифлюксия и делювия; солифлюксия и десерпция, десерпция и коллювия.

Центральная якутская равнина соответствует Вилюйской синеклизе, выполненной мощной толщей мезозойских и более молодых отложений, из которых четвертичные представлены озерными, аллювиальными, озерно-аллювиальными, лессовыми едомными, болотными и эоловыми. Эоловые отложения, развитые в основном на песчаных террасах древних и современных долин Вилюя и Лены, образуют дюны, бугристые скопления, в том числе развеваемые («тукуланы»). Характерными элементами микро- и мезорельефа являются также термокарстовые котловины, аласы с буграми пучения. Безледные лессоиды широко распространены во впадинах предсаянского прогиба.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра утверждена МСК России в 2009 году. Соответствие ступеней стадиям МИС в Средней Сибири более или менее надежно установлено только для верхнего неоплейстоцена (Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010). Все горизонты стратиграфической схемы обоснованы фауной крупных и мелких млекопитающих и палинологическими данными. Палеомагнитными исследованиями установлены две важные стратиграфические границы: Брюнес - Матуяма в основании талагайкинского горизонта и эпизод Блейк в разрезах казанцевского горизонта. Нижняя граница квартера в Средней Сибири не установлена, видимо из-за регионального перерыва осадконакопления на этом стратиграфическом уровне.

В целом, в Средней Сибири установлено шесть ледниковых комплексов отложений, из которых четыре – сартанский, муруктинский (ермаковский), тазовский и самаровский находят отражение в рельефе. В ряде районов региона каждый ледниковый комплекс имеет трехчленное строение и состоит из двух морен, разделенных межморенными толщами

(Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010).

Отложения нижнего эоплейстоцена (1,8 – 1,24 млн. лет) (аллювиальные, аллювиально-озерные галечники) имеют ограниченное распространение в Алдано-Амгинском и Приленско-Вилуйском районах. Верхнеэоплейстоценовые (1,24 – 0,8 млн. лет) аллювиальные и ледниковые отложения вскрыты скважинами в переуглубленных палеодолинах в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок, где они залегают под осадками талагайкинских горизонтов с ТЛ датой 790 ± 85 тыс. лет. В некоторых скважинах ледниковый комплекс состоит из двух морен, разделенных водно-ледниковыми песками (Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010).

Нижнее звено неоплейстоцена включает два горизонта – талагайкинский межледниковый и лебедский ледниковый. К первому из них в более северных районах относятся морские, дельтовые отложения и аллювий VI террасы, а в Алдано-Амгинском районе – аллювий VII террасы. На Северо-Сибирской низменности горизонт представлен болгохтохской толщей, состоящей из двух морен, разделенных межморенными морскими и ледово-морскими слоями. Трехчленное строение горизонта сохраняется в Приленском районе и в бассейне Нижней Тунгуски, где из нижней валунной морены имеется ТЛ дата 413 ± 5 2 тыс. лет (Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010). По Б.А.Борисову в раннем неоплейстоцене льды Карского щита, по-видимому, сливались со льдами Путоранского и Анабарского центров и продвигались далее в южном, юго-восточном направлении по Среднесибирскому плоскогорью, где оставили свои следы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и верхнем течении р. Вилуя. Льды Лаптевоморского щита вероятно достигали низовой р. Лены, в дельте которой установлены эрратические валуны пород с гор Бырранга.

Средний неоплейстоцен включает четыре горизонта. Тобольский горизонт среднего неоплейстоцена (11 - 9 стадии МИС) представлен морскими, аллювиально-морскими отложениями с ТЛ датой 330 ± 39 тыс. лет и аллювием V террасы. Образования самаровского ледникового горизонта широко распространены в регионе. В пределах Северо-Сибирской низменности и в Предверхоянском прогибе они установлены в разрезах, на Среднесибирском плоскогорье в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок отложения ледникового комплекса залегают на поверхности. В самаровскую эпоху слившиеся льды Карского щита, Путоранского, Анабарского ледниковых центров и возможно Лаптевоморского щита сформировали краевые образования и оставили эрратические валуны на левобережье р. Подкаменной Тунгуски в ее нижнем течении, а также в верховьях рек Вилуя и Оленёка. На правобережье р. Лены в эту эпоху вероятно существовали предгорные ледники у западного подножия Верхоянского хребта, которые возможно распространялись и на левый берег р. Лены.

Ширтинский межледниковый горизонт представлен морскими, аллювиальными и

озерно-аллювиальными осадками. Возраст их подтвержден ТЛ датой 176 тыс. лет (Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010). В составе тазовского ледникового горизонта присутствуют ледниковые, озерно-ледниковые, флювиогляциальные, озерные и озерно-аллювиальные отложения. В эту эпоху оледенение, связанное с теми же ледниковыми центрами, что и в самаровскую эпоху, было меньше по размерам. Тазовские ледники оставили краевые образования и эрратические валуны на правом берегу Подкаменной Тунгуски и в верхнем течении р. Оленёк. Верхоянские ледники видимо пересекали долину р. Лены и достигали р. Оленёк в ее среднем течении.

Верхнее звено неоплейстоцена представлено четырьмя горизонтами – казанцевским, муруктинским, каргинским и сартанским. Казанцевский горизонт включает морские отложения и аллювий IV террасы. Муруктинский горизонт представлен преимущественно ледниковыми валунными суглинками. В горах Бырранга на полуострове Таймыр на основании геохронометрических данных муруктинское оледенение подразделено на два этапа – около 80 - 90 и 60 тыс. лет назад. Во время первого из них – в максимум ермаковского оледенения – льды распространялись с севера, со стороны шельфа через горы Бырранга далеко на юг в пределы Северо-Сибирской низменности. Во время второго этапа, последовавшего за полным или почти полным отступлением льда с континента, ледниковый щит занимал только узкую прибрежную полосу, где на широте около 75–76° с.ш. оставил т.н. Северо-Таймырскую зону краевых образований. Здесь присутствуют и отложения приледниковых озер имеющие возраст 80 и 60 тыс. лет.

В Северо-Сибирской низменности отчетливы следы только первой фазы ермаковского оледенения. Более древние ледниковые отложения обнаруживаются лишь единично в речных врезках. Ледниковый покров муруктинского времени надвигался здесь в основном с севера – со стороны арктического шельфа и гор Бырранга и только на самом юге он, очевидно, соприкасался со льдом, происходившем из центра на Среднесибирском плоскогорье. На западе он, очевидно, смыкался с льдами, занимавшими север Западной Сибири. Крайний юго-восток Северо-Сибирской низменности оледенению не подвергался.

Первому этапу предшествовала более 100 тыс. лет назад трансгрессия с бореальной фауной (mШ₁). Разрозненные участки с выходами ее отложений расположены главным образом в долинах и вблизи побережья, но при среднемасштабной геологической съемке они также выявлены на склонах на отметках 100 – 200 м, возможно, что в последнем случае это крупные отторженцы.

С отступлением льдов первой фазы муруктинского оледенения произошла следующая гляциоизостатически обусловленная морская трансгрессия. Ее отложения были выявлены в результате большого числа геохронометрических определений (Möller et al., 1999, Svendsen et

al., 2004, Möller et al., 2008). По данным ЭПР и OSL определений трансгрессия происходила 90 – 70 тыс. лет назад, ее отложения приурочены к депрессиям рельефа. По сообщению Г.В.Шнейдера среди моллюсков в них наиболее часто встречаются виды: *Astarte (Tridonta) borealis arctica* Grey, *A. (Tridonta) borealis borealis* (Schum), *A. (Nicania) montaggi striata* Leach, *A. Borealis placenta* Morch, *Hiatella arctica* (L.), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Mya truncata truncata* (L.), а в долине р.Таймыра - виды *Balanus hameri* (Ascanius) и *Propeamussium groenlandicus* (Sow). В комплексе фораминифер доминантами являются арктические и бореально-арктические виды. В западной Сибири их аналогом, по-видимому, являются морские глины с арктической фауной, лежащие на Ямале на отложениях первого оледенения позднего плейстоцена (Астахов, Мангеруд, Свенсон, 2007).

Отступление края муруктинского покрова было прерывистым. Его отдельные стадии создали серию краевых гряд, состоящих из множества лопастных моренных структур с озерными впадинами в центре.

Под муруктинскими отложениями почти повсеместны выходы морских отложений гляциоизостатически обусловленной межледниковой трансгрессии с остатками бореальной фауны.

В муруктинское ледниковье покровные ледники Карского щита обтекали ледники Путоранского центра с запада по долине р. Енисей и с востока, где они проникали на Среднесибирское плоскогорье по долине р. Котуя между Путоранским и Анабарским плато, оставив в Муруктинской впадине краевые образования. Льды Путоранского центра подходили близко к правобережью р. Нижняя Тунгуска, где также сформировались краевые образования этого возраста. Верхоянские ледники достигали долины Лены и частично распространялись на ее левобережье.

К Каргинскому горизонту в Средней Сибири относятся преимущественно озерные, аллювиальные и частично морские отложения, радиоуглеродный возраст которых изменяется от 23 до 59 (или 55) тыс. лет. Они соответствуют стадии МИС 3 (Объяснительная записка к унифицированной ..., 2010)

В пределах южной внеледниковой области региона в ряде геoarхеологических разрезов Лено-Ангарского плато и Иркутско-Черемховской впадины в бассейне р. Ангара в последнее время вскрыты каргинские отложения, представленные в нижней части разрезов лессоидами с 2 – 3 уровнями криоаридного почвообразования, накапливавшихся в интервале предположительно от 57 до 42 т.л.н., а в верхней ненарушенной части разрезов – сдвоенным осинским педокомплексом или продуктом их переотложения.

Нижнеосинская (^{14}C 33 – 37 тыс.л.н.) и верхнеосинская (^{14}C 22,5 – 31 тыс.л.н.) почвы сопоставляются хронологически соответственно с малохетским и липовско-новоселовским

потеплениями каргинской эпохи. В разрезах они разобщены зоной криогенных деформаций коношельского похолодания. Климатический оптимум каргинской эпохи на юге внеледниковой зоны региона зафиксирован в серой лесной нижеосинской почве с максимальным содержанием пыльцы ели.

Стратиграфически выше осинского педокомплекса на юге внеледниковой области региона залегают сартанские лессовидные отложения и пылеватые пески (Арсланов, Безрукова, Бердникова и др., 2011 г.).

Отложения последнего сартанского оледенения имеют ограниченное распространение. На Таймыре близ устья р. Н.Таймыры сохранились ледниковые образования, связанные с распространением лопасти ледникового щита карского шельфа, льды которого в сартанскую эпоху уже не пересекали Северо-Сибирскую низменность.

На юге низменности вдоль уступа Средне-Сибирского плоскогорья имеются моренные лопастные структуры ледников, выходящих из долин плато Путорана во время последнего в плейстоцене сартанского оледенения (Ш₄). Их возраст установлен на основании радиоуглеродного датирования (33 – 39 тыс. лет) подстилающих отложений (Исаева, Кинд, Крауш, Сулержицкий, 1976). С ледниками Путоранского центра связан еще ряд стадийных морен сартанского возраста, расположенных на его периферии.

4.5. Алтай-Саянская горная страна

Алтай-Саянская горная страна входит в состав горного пояса юга Сибири, простирающегося от Алтая до Станового хребта включительно. Она представляет собой сложную систему хребтов, нагорий, плато и впадин с отчетливо выраженной географической зональностью. Наиболее высокогорной частью региона является Горный Алтай с Южно-Чуйским, Северо-Чуйским и Катунским хребтами. К последнему приурочена высочайшая вершина этой горной страны – г. Белуха (4506 м).

Снеговая граница располагается в регионе на высотах от 2300 – 2400 м на западе до 3500 м на юго-востоке. В районах наиболее высоких горных массивов региона - Белуха, Монгун-Тайга (3970 м), Мунку-Сардык (3491 м) и др. развито современное каровое и карово-долинное оледенение. Горный рельеф региона создан новейшими сводово-глыбовыми деформациями, наложившимися на древний складчатый субстрат. Сводообразные изгибы происходили одновременно с движением блоков, ограниченных разломами, которые преимущественно и определили новейший морфоструктурный план горной страны.

Наиболее распространенным типом межгорных и внутригорных впадин являются ассиметричные приразломные грабены и грабен-синклинали, мощность четвертичных отложений в которых достигает первых сотен метров. Около 70% площади региона занято склоновыми отложениями, из которых во внеледниковых зонах предгорий, низкогорий

преобладают делювиальные и коллювиальные образования, а в ледниковых средне-высокогорных зонах преимущественно парагенезы солифлюксия, десерпция и коллювия.

Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Алтае-Саянской области была принята на пленуме МРСС в 1979 г. в качестве унифицированной и утверждена МСК в 1981 г. За последние три десятилетия по 8 районам региона: 1 – Горный Алтай, 2 – низовья рек Катунь и Бии, 3 – Предсалаирье и Салаир, 4 – Колывань–Томская зона и Кузбасс, 5 – Кузнецкий Алатау, 6 – Назаровская, Рыбинская, Емба-Сыдинская и Минусинская впадины, 7 – Западный Саян и хребет Танну-Ола, 8 – Восточный Саян, Тоджинская впадина, хребты Академика Обручева и Сангилен – получены новые данные, опубликованные в многочисленных работах (Глобальные и региональные изменения климата..., 2008; Минина, Борисов, 2009), в целом подтвердившие и дополнительно обосновавшие правильность выделения и корреляции местных стратонів этих районов с региональными горизонтами и общей шкалой.

В связи с понижением границы квартала в 1995 г. в региональную стратиграфическую схему Алтае-Саянской области в 2001 г. был введен эоплейстоценовый бережковский горизонт (вместо березовского, стратотип которого находится теперь на территории Казахстана). Отложения бережковского горизонта выделены в опорном разрезе Куртакского археологического района, где они представлены аллювием, охарактеризованным фауной мелких млекопитающих раздольинского и кизихинского комплексов (Круковер, 1998).

В основе построения региональной стратиграфической схемы региона лежит чередование ледниковых и межледниковых горизонтов. В пределах Алтае-Саянской горной страны зафиксированы следы проявления по крайней мере 7 оледенений, получивших отражение на региональной стратиграфической схеме (снизу вверх: усть-чуйское, куюское, кубадринское, ештыккольское, чуйское, чибитское, аккемское), размеры которых прогрессивно сокращались от древних к молодым. Вместе с тем следует отметить, что многие вопросы ледниковой истории региона продолжают оставаться дискуссионными вплоть до настоящего времени. Отражение в рельефе получили ледниковые образования двух позднеэоплейстоценовых оледенений (аккемского, чибитского) и двух среднеэоплейстоценовых (чуйского, ештыккольского). Главным опорным разрезом ледниковой зоны региона является разрез Чаган в Чуйской впадине Горного Алтая, расположенный близ слияния рек Чаган и Чаган-Узун, описанный впервые Б.Ф.Сперанским, Е.Н.Щукиной, а позднее детально изученный коллективом сотрудников МГУ (Разрез новейших отложений Алтая..., 1978), включающий морены пяти (из семи вышеперечисленных ледниковых горизонтов), возраст которых частично подтвержден хронометрическими (ТЛ, ^{14}C) и палеомагнитными данными. Нижняя чуйская морена залегает с размывом на толще

буроцветных песчано-гравийных, галечно-валунных полифациальных отложений, относящихся (сверху вниз) к башкаусской свите раннечетвертичного возраста, в низах которой зафиксирована палеомагнитная инверсия Брюнес – Матуяма, и бекенской свите нижнего – верхнего эоплейстоцена, возраст которой подтвержден хронометрическими, биостратиграфическими и палеомагнитными данными (зона Матуяма с субзонами Харамильо и Гилса) (Разрез новейших отложений Алтая...1978). В кровле галечников башкаусской свиты присутствуют следы наложенных криогенных процессов в виде мерзлотных котлов, вертикально ориентированных обломков, колотой гальки со следами смещения по сколам (Девяткин, 1965). Возможно они близки по возрасту проявлениям криогенеза, представленным инволюциями, первичными грунтовыми и песчаными жилами, зафиксированным в озерных отложениях нижнетелецкой подсветы с ГЛ датой 630 ± 27 тыс. лет разреза Беле на Телецком озере (Разрез новейших отложений Алтая...1978; Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2), 1984).

В последнее десятилетие хронометрическое обоснование множественности ледниковых горизонтов в разрезе четвертичного покрова Алтае-Саянского региона было получено в результате детального изучения Восточно-Тувинского ареала новейшего вулканизма, входящего в состав Южно-Байкальской вулканической области (Ярмлюк, Лебедев, Сугоракова, 2001). В процессе этих исследований в разрезах вулканических массивов были установлены чередующиеся с базальтовыми лавами гиалокластитовые толщи, формирующиеся при вулканических извержениях исландского типа под ледниковыми покровами, датированные калий-аргоновым методом. Эти толщи были скоррелированы с рядом ледниковых горизонтов Тувы, получившими в результате хронометрическое обоснование своего возраста (Ярмлюк, Лебедев, Сугоракова, 2001; Борисов, Минина, 2002): азасский (чибитский) – 60 ± 40 , 75 ± 40 тыс. лет; кахемский (чуйский) – 110 ± 40 , 130 ± 40 , 150 ± 50 тыс. лет; улугхемский (ештыккольский) – 225 ± 50 , 195 ± 50 , 210 ± 50 тыс. лет). Стратиграфически ниже в разрезах Восточно-Тувинского вулканического ареала установлены также: лаво-гиалокластитовые толщи эпохи кадырсугского оледенения (К-Аг 660 ± 80 , 565 ± 80 тыс. лет), сопоставленного с усть-чуйским Алтае-Саянского региона (донским Восточной Европы); гиалокластитовые толщи вулкана Дербит-Тайга (К-Аг 760 ± 50 , 725 ± 50 тыс. лет) эпохи дербитайгинского оледенения, предположительно соотнесенного во времени с мансийским Западной Сибири, и лаво-гиалокластитовая толща древней долины Бий-Хема (К-Аг 1750 ± 150 , 1730 ± 150 , 1650 ± 130 тыс. лет) эпохи карабалыкского оледенения, пока наиболее древнего из всех установленных в разрезах квартала Алтае-Саянского региона.

Стратотипическими районами развития древних оледенений являются долины р.р. Катунь и Чуя в Горном Алтае и долины р.р. Улуг-Хем, Ка-Хем, Бий-Хем в Туве.

Нижнечетвертичные оледенения в Горном Алтае были, вероятно, крупнее последующих. Как предполагали ранние исследователи Алтая И.Г.Гране, Б.Ф.Сперанский, позднее В.П.Нехорошев, Е.Н.Щукина, О.А.Раковец и др. в это время – в крупных впадинах существовали ледоемы, а на плоскогорьях и плато – мощные ледниковые покровы, разгружавшиеся по долинам рек. Долинные ледники частично выходили за пределы гор на прилегающие равнины. Вероятно, к последнему раннечетвертичному оледенению относится впервые описанная в 40-х годах В.В.Шарковым в долине реки Оби в районе г. Бийска (у с. Сростки) грубообломочная морена с крупными валунами гранитов и катунскими глинистыми породами, залегающая на глинах кочковской свиты и перекрытая палеонтологически охарактеризованными отложениями тобольского горизонта. Наиболее крупное из среднечетвертичных оледенений региона – ештыккольское (II₄) также носило сетчато-долинный (полупокровный) характер. Катунский долинный ледник, оставивший серию стадийных морен с характерным ребристым рельефом между с. Сростки и р. Яломан, достигал, по-видимому, места слияния рек Бии и Катунь. В эпоху последнего среднечетвертичного чуйского (II₆) оледенения, которое существенно уступало по размерам предыдущему, катунский ледник заканчивался в районе устья р. Ини, где его береговые морены, перегородив эту реку, создали озерный подпрудный бассейн, из отложений которых получены ТЛ датировки 109 ± 30 , 90 ± 25 тыс. лет. (Борисов, Чернышева, 1987). Значительно более крупные подпрудные озерно-ледниковые бассейны существовали в это время в Уймонской, Чуйской и Курайской впадинах. Позднечетвертичные оледенения уступали по размерам среднечетвертичным. Долина Катунь не заполнялась льдом. Долинные ледники формировались в ее притоках на более высоком гипсометрическом уровне. Конечно-моренный комплекс чибитского оледенения (III₂) находится в долине Чуи в районе устья р. Бельгебаш, а конечно-моренный комплекс аккемского оледенения – в долине р. Чаган-Узун (левом притоке р. Чуи, близ устья р. Чаган).

На территории Тувы раннечетвертичные оледенения, как и в Горном Алтае, носили полупокровный характер. Наиболее крупный ледниковый покров, питавший долинными ледниками Бий-Хема, Ка-Хема и образовавшийся за счет их слияния Улуг-Хемский, сформировался в Восточно-Тувинском нагорье. Долинными ледниками получали дополнительное питание из гипсометрически низко расположенных денудированных к настоящему времени цирков и каров, фиксирующих существенное понижение снеговой границы в ту эпоху. Валунно-глыбовая морена последнего раннечетвертичного оледенения Тувы (ондумского), вскрыта в разрезе на правом берегу р. Ка-Хем в 8,6 км выше его слияния с р. Бий-Хем. Она залегает на межледниковой аллювии, сопоставляющимся по палинологической характеристике и стратиграфическому положению с устьининской свитой Горного Алтая. (Борисов, Минина,

1989).

Первое среднелепистоценовое оледенение Тувы (улулхемское) (ештыккольское) по типу было близко к ондумскому, но центры оледенения в основном уже располагались за пределами Тувинской котловины в окружающих его горных хребтах. В это время существовал обширный ледниковый покров в Восточно-Тувинском нагорье. Крупнейший долинный улулхемский ледник достигал Западно-Саянского ущелья, при входе в которое оставил морену, в составе крупнообломочного материала которой преобладают кайнотипного облика базальты, видимо ассимилированные ледником из долинных базальтов, наиболее крупной «лавовой реки» Ка-Хема с К-Аг датировками 280 ± 60 , 260 ± 60 тыс. лет (Ярмолук, Козловский, Кудряшова, 2004). В целом же, в пределах Тувинской котловины улулхемская морена имеет вещественный состав близкий к подстилающему ее мелковалунно-галечниковому межледниковому (эрбекскому) (тобольскому) аллювию. Деградация улулхемского ледника носила четко выраженный стадильный характер. Сохранилось 13 стадильных комплексов с участием основной морены с характерным для чешуйчатых тиллов ребристым рельефом (Борисов, Минина, 2009). В трансгрессивную фазу развития этого ледника в результате подпруды стока ряда притоков возникали обширные озерно-ледниковые бассейны, где откладывались осадки существенно песчаного состава. Второе среднелепистоценовое оледенение – кахемское (чуйское) было значительно меньше предыдущего. Хотя в эту эпоху вновь в Тоджинской котловине существовал крупный ледниковый покров, вытекающие из него долинные ледники не достигали Тувинской впадины. Кахемский ледник сформировал конечно-моренный пояс в районе устья р. Шуя, а бийхемский заканчивался между устьями рек Хут и Сейба.

Первое позднелепистоценовое оледенение азасское (чибитское) имело сетчато-долинный характер. Значительный покровный ледник существовал только в Восточно-Тувинском нагорье. Конечно-моренные комплексы этого оледенения сохранились в долинах притоков Бий-Хема – р.р. Хамсара, Азасс (в районе одноименного озера), а также в верхнем течении р. Бий-Хем (в районе устья р. Харал). Последнее верхнелепистоценовое оледенение – башхемское (аккемское) имело наименьшие размеры. Ледники формировали конечно-моренные комплексы преимущественно в зоне высокогорного и среднегорного рельефа, в основном в пределах Западно-Саянского и Восточно-Саянского хребтов.

Стратификация четвертичного покрова ледниковых областей региона хорошо согласуется с результатами изучения наиболее полных (опорных) почвенно-лессовых разрезов перигляциальной зоны – Куртак и Бачатский. Первый из них расположен в Сыдо-Ербинской впадине Минусинского прогиба на западном берегу Красноярского водохранилища, а второй – в Кузнецкой впадине в районе сел. Белово. В обоих разрезах выделено 10 педокомплексов, разделенных лессами (Глобальные и региональные изменения..., 2008). Граница

палеомагнитной инверсии Матуяма - Брюнес проходит внутри десятого евсинского педокомплекса (ПК). Возраст лессово-почвенных горизонтов обоснован териофауной, ТЛ и ^{14}C датировками, палеомагнитными данными. Лессовые горизонты, формировавшиеся в периоды похолодания климата соответствуют четным стадиям изотопно-кислородной шкалы, а педокомплексы – теплым нечетным стадиям. Установленная в этих и других близко расположенных разрезах структура лессово-почвенной последовательности дополнительно обосновывает множественность холодных климатических фаз, неоднократно сопровождавшихся в горах региона оледенениями и их возраст.

Важная информация, подтверждающая возраст региональных стратиграфических горизонтов региона, множественность оледенений и особенности эволюции природной среды Алтая в квартере, содержится в материалах детального разностороннего изучения разрезов археологических стоянок внеледниковой зоны низкогогорья Северо-Западного Алтая в бассейне р. Ануй: Денисова пещера, Усть-Каракол – 1, Ануй – 1, Каменная пещера и др., изложенная А.П. Деревянко, М.В. Шуньковым, С.В. Маркиным в монографии «Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири (2008)».

Наиболее древние слои разреза Денисова пещера с ТЛ 282 ± 56 тыс.л.н., близкие по возрасту к заключительному этапу соусканихинского межледниковья (9 MIS), накапливались в условиях теплого, умеренно-влажного климата. В кровле их с признаками похолодания, установлена обратномагнитная микрозона Бива II (или Чаган в одноименном опорном разрезе Горного Алтая). Из отложений заключительного этапа ештыккольского ледниковья (8 MIS) разреза Усть-Каракол I получена ТЛ $207 - 210$ тыс. л.н. Следующая фаза развития ландшафтно-климатических условий, соответствующая Чаганузузунскому межледниковью (7 MIS) в разрезе Денисова пещера имеет ТЛ дату 182 ± 45 тыс. л.н. и 171 ± 43 тыс. л.н. К заключительному этапу среднего неоплейстоцена в Денисовой пещере относятся отложения чуйского ледниковья (6 MIS) с ТЛ 155 ± 31 тыс. л.н.

Стратиграфически выше в разрезе предвходовой площадки Денисовой пещеры залегают отложения куэхтанарского межледниковья (5 MIS), в которых зафиксирован эпизод обратной намагнитности Блейк. Климатический оптимум установлен в отложениях изотопного подъяруса 5 e, выше которого зафиксировано несколько потеплений и похолоданий климата. Следующая фаза в развитии ландшафтно-климатических условий, установленная в разрезах Денисовой пещеры в слое с ТЛ 69 тыс. л.н. и Каракол – 1, относится к чибитскому ледниковью (4 MIS). В отложениях бельтирской палеогеографической фазы (3 MIS) из разреза Денисовой пещеры получена ^{14}C дата 37235, а из разреза Усть-Каракол серия ^{14}C дат (от 35100 ± 2850 до 26305 ± 280) и ТЛ 50 ± 12 тыс. л.н. Климат бельтирской фазы был в целом относительно прохладным и влажным с проявлениями отдельных фаз более теплых и менее влажных. К

заключительному этапу позднего неоплейстоцена в Денисовой пещере относятся отложения аккемского (сартанского) ледникового (2 MIS). В эту аномально суровую климатическую эпоху прерывается палеогеографическая летопись стоянки Денисова пещера. В аккемских отложениях стоянки Усть-Каракол зафиксирован геомагнитный экскурс Гетеборг (11 – 13 тыс. л.н.).

Межледниковые эпохи плейстоцена, включая время изотопного подъяруса 5 е, характеризовались благоприятными климатическими условиями, доминированием древесной растительности, представленной сосново-березовыми лесами с участием темнохвойных и широколиственных пород. В ледниковые эпохи происходило расширение площадей травянистых растений и обеднение состава лесных ассоциаций. В эпоху чуйского ледникового (6 MIS) экспансия нивальной и степной биоты усиливается, в чибитское ледниковье появились признаки глубокого промерзания почвы. Максимальное распространение нивальных и степных биоценозов зафиксировано в сартанскую (аккемскую) эпоху (термический минимум квартала по А.А. Величко, 1973), что опровергает представления о значительных масштабах последнего (аккемского) оледенения Алтая, развиваемые в последнее время рядом исследователей (Рудый, Русанов и др., 2010).

В целом же, палеоклиматическая событийная летопись неоплейстоцена, восстановленная по данным изучения археологических стоянок Северо-Западного Алтая хорошо согласуется с Байкальской палеоклиматической записью и событийной палеоклиматической летописью, зафиксированной в лессово-почвенных разрезах Западной Сибири («Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего Кайнозоя в Сибири», 2008).

Межледниковые горизонты Алтае-Саянского региона представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, ледниково-озерными (цунговых бассейнов) отложениями. Все они охарактеризованы палинологически. Возраст их обоснован геохронологическими (ТЛ, ^{14}C датировки), палеомагнитными данными, а также стратиграфическим положением в разрезах.

Наибольшее влияние на характер осадконакопления в речных долинах региона оказали активные проявления дифференцированных новейших тектонических движений, неоднократные оледенения и периодические изменения палеогеографических условий. Количество и строение террас на разных участках долин неодинаково и они трудно сопоставимы по высоте. Долины региона, близкие по морфологии и глубине вреза к современным, сформировались в позднеплиоцен – эоплейстоценовую фазу новейшего орогенеза, зафиксированную в разрезах депрессий накоплением грубообломочных буроватых моласс (Девяткин, 1965).

Наиболее сложное строение обнаруживают долины крупнейших рек региона бассейнов

р.р. Оби (Катунь, Чуя) и Енисея (Улуг-Хем, Ка-Хем, Бий-Хем), неоднократно подвергавшиеся воздействию крупных ледников. В долинах Катунь и Чуя предметом острых дискуссий остается генезис отложений «высоких террас» (до 500 – 850 м), сложенных преимущественно нетипичными для аллювия галечно-валунными фациями с участием специфических промытых горизонтальнослоистых дресвянистых песков. Ряд исследователей до настоящего времени, вслед за Н.А. Ефимцевым (1961), рассматривают эти формы рельефа как эрозионные террасы, выработанные в толще древнего (Q I-II) ининского аллювия; другие – И.Д. Зольников, А.А. Мистрюков, С.В. Парначев, Г.Г. Русанов, вслед за В.В. Бутвиловским (1993) и А.Н. Рудым (1995), как катафлювиальные (дилювиальные) образования, связанные с (неоднократными) катастрофическими прорывами подпрудных ледниковых озер. По (Зольников, Мистрюков, 2008) фладстримы, сформировавшие «высокие» и «средние» террасы Катунь и Чуя, имели место в ледниковые эпохи среднего неоплейстоцена и первое (чибитское) оледенение позднего неоплейстоцена, а по (Рудой, Русанов, 2010) отложения всех террасовых комплексов этих рек (кроме поймы) связаны с фладстримами последнего аккемского оледенения (Ш₄).

На карте отражены представления о преимущественно ледниковом генезисе ининской толщи, развиваемые Е.Н. Щукиной, Г.Ф. Лунгерсгаузен, О.А. Раковец, Г.А. Шмидт, Б.М. Богачкиным, П.А. Окишевым, Б.А. Борисовым, Е.А. Мининой. Рельеф «высоких террас» с этих позиций интерпретируется как сочетание различных форм ледникового происхождения: основных морен, в том числе «ребристых»; береговых морен, камовых террас, озерно-ледниковых равнин (чаще приуроченных к приустьевым частям долин притоков).

Таким образом, гипсометрическое положение ледниковых аккумулятивных образований «высоких террас» обусловлено не тектоникой или аномальной глубиной фладстримов, а значительной мощностью сформировавшего их Катунского ледника эпохи максимального среднечетвертичного (ештыккольского –Ш₄) оледенения (Богачкин, 1981), отложившего свои осадки как на коренных склонах долины Катунь и прилегающих к ним элементах древнего денудационного (в том числе экзарационного) рельефа, так и на днище долины Катунь, где в единичных разрезах Ининской впадины под ештыккольской мореной вскрывается сложнопостроенная преимущественно грубообломочная полифациальная толща нижнеоплейстоценовых отложений, вероятно в основном ледникового генезиса (Борисов, Чернышова, 1987).

Формирование комплекса «высоких террас» происходило в течение длительного времени в процессе неравномерной деградации Катунского ледника. В целом этот «террасовый» уровень постепенно снижается к северному тектоническому фасу Алтайского орогена. В подгорной равнине у сел. Платово ребристые морены ештыккольского оледенения фиксируются на высоте около 20 - 25 м. Над руслом р. Катунь, а севернее в 30 – 35 км в районе

сел. Шульгин Лог эти отложения «уходят» под русло.

Последующее, чуйское оледенение (Π_6), было значительно меньше. Ледник, спускавшийся в долину Катуня по Чуе, заканчивался непосредственно ниже устья р. Ини. Практически все низкие (от 20 – 30 до 60 – 70 м) позднеоплейстоценовые террасы Катуня и Бии внеледниковой зоны Алтайского орогена, характеризуются наличием цоколя, выработанного в основном в более древних ледниковых отложениях, перекрытого маломощным «молодым» русловым галечно-песчано-мелковалунным аллювием.

Сопоставимым по размерам с Катунским ледником ештыккольской эпохи (Π_4) в Тувинском регионе был Улугхемский (бассейн р. Енисей), сформировавшийся при деградации в Тувинской котловине 12 стадийных комплексов, имеющих сходное строение с «Катунским», включающих ребристые тиллы, береговые морены, камовые террасы, сложенные промытыми дресвянистыми песками.

Долины внеледниковой низкогорной зоны региона большей частью узкие и развитые в них террасовые комплексы из-за масштаба карты не могли получить на ней отражение, вследствие чего в основном на днищах долин показаны с преувеличением лишь поймы (аН) и нерасчлененные комплексы пойменных и низких позднеоплейстоценовых террас (аШ – Н). Низкие террасы довольно часто обнаруживают цоколь, русловые галечно-валунные фации с редуцированными пойменными песчано-глинистыми, обычно перекрыты лессовидными отложениями, нередко нарушенными криогенными деформациями. Наиболее мощные, переотложенные склоновыми процессами покровы лессоидов наблюдаются на низких террасах рек бассейна Оби Горного Алтая (р. Ануй, Песчаная и др.), где они существенно превышают мощность руслового аллювия, вследствие чего террасы приобретают вид террасоувалов (Деревянко, Ульянов, Шуньков, 1999). Наибольшие площади аккумулятивные позднеоплейстоценовые террасы занимают в долине р. Енисей на юге Минусинского прогиба. В прилегающей к Красноярскому водохранилищу береговой зоне сохранились лишь фрагменты высоких (от 60 – 80 до 120 – 135 м) цокольных террас, сформировавшиеся в основном при пересечении рекой отрогов хр. Восточный Саян. Стратотипическим районом их развития является отрезок долины в пределах Солгонского кряжа (район г. Красноярска) где выделены Собакинская (60 – 80 м), Торгашинская (80 – 120 м) и Худоноговская (120 – 135) террасы, возраст сложно построенных аккумулятивных чехлов которых остается дискуссионным. На карте показаны обедненные из-за масштаба отложения двух наиболее высоких террас ($a N_2^3 - I$).

4.6. Прибайкалье и Забайкалье

Регион занимает восточную часть горного пояса Южной Сибири. От Алтае-Саянской горной страны он отделен Тункинским грабеном, на западе и севере ограничен крутым

высоким уступом к Среднесибирскому плоскогорью. На востоке в состав его входит Становой хребет.

Байкальская горная страна представляет собой сложную систему хребтов, преимущественно северо-восточного простирания, нагорий и межгорных впадин. Преобладает среднегорный рельеф. Наивысшая вершина в хр. Кодар 2999 м. Широкое распространение имеет многолетняя мерзлота и обусловленные ею процессы гольцовой денудации, морфологически проявляющиеся на горных склонах и уплощенных водоразделах хребтов в виде курумов, каменных морей, нагорных и солифлюкционных террас.

Рельеф региона сформировался в процессе новейшего орогенеза на разновозрастных складчатых структурах: байкальских (Прибайкалье, Становое нагорье, Становой хребет), каледонских и герцинских (хр. Центрального Забайкалья), мезозойских (Восточное Забайкалье). Основной тип новейших дислокаций – сводово-глыбовый, морфоструктурный план контролируется разрывными дислокациями длительного развития. Регион характеризуется высокой неотектонической, сейсмической активностью (до 9 - 10 баллов) и проявлениями новейшего вулканизма (рис.1.1).

До 80% площади региона заняты склоновыми образованиями. В низкогорье преобладают делювиальные отложения и парагенетические комплексы делювия с коллювием, на водоразделах – парагенезы элювия с делювием и элювия с солифлюкцией или десерпцией. В среднегорной и высокогорной зоне на склонах наиболее широко распространены десерпционные, солифлюкционные и коллювиальные образования, а на водоразделах – парагенезы криогенного элювия с десерпцией и солифлюкцией.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибайкалья и Забайкалья была утверждена МСК в 1981 году и с тех пор до настоящего времени сохранилась без дополнений и уточнений. В целом, как видно из этой схемы (табл. 2.1), строение четвертичного покрова Байкальской горной страны изучено значительно менее детально по сравнению с соседними Западно-Сибирским и Алтае-Саянским регионами.

Нижняя граница отложений квартера выражена неотчетливо. Она проходит в толще среднеплиоцен – эоплейстоценовых красноцветно-буроцветных осадков преимущественно делювиального, пролювиального и аллювиального генезиса, выполняющих депрессии рельефа и нередко вскрывающихся в разрезах цоколей террас. Низы толщи, выделенные в тологойскую свиту среднего - верхнего плиоцена, охарактеризованы тремя фаунистическими комплексами, из которых нижние два с фауной раннего виллафранка расположены в хроне Гаусса, а верхний – итанцинский поздневиллафранский, сопоставляющийся с хапровским, - внизу хрона Матуяма, т.е. в границах гелазия (Алексеева, 2005; Ербаева, Карасев, Алексеева, 2005; Зудин, 1980). В Западном Забайкалье разрез тологойской свиты надстаривается отложениями нижнего

эоплейстоцена с додогольским и усть-обнорским фаунистическими комплексами, сопоставляющимися с одесским, и отложениями верхнего эоплейстоцена с кудунским комплексом, соответствующим таманскому (Ербаева, Карасев, Алексеева, 2005). В Восточном Забайкалье на протяжении гелазия и всего эоплейстоцена формировались полигенетические отложения цасучейской свиты.

Таким образом, нижняя граница квартера в регионе проходит внутри толщи литологически и фациально сходных красноцветно-буроцветных отложений, мощность которых во впадинах достигает 150 – 200 м. Действовавшая в период составления КЧО 1 : 2 500 000 граница на уровне 1,8 млн.л. фиксируется в них сменой итанцинского фаунистического комплекса додогольским и субзоной Олдувей в палеомагнитных разрезах (Ербаева, Карасев, Алексеева, 2005). Принятая в настоящее время нижняя граница квартера на уровне 2,6 млн.л. (Постановление МСК, вып.41, 2012) устанавливается по смене чикойского фаунистического комплекса млекопитающих итанцинским (хапровским), а также фиксируется палеомагнитной инверсией на границе ортозон Гаусс (N) и Матуяма (R).

В целом в развитии фаунистических комплексов на протяжении плиоцена – эоплейстоцена отчетливо проявляется изменение природной среды в сторону нарастания аридности; в опорном разрезе г. Тологой в отложениях эоплейстоцена вблизи инверсии Брюнес – Матуяма зафиксированы следы многолетней мерзлоты (Алексеева, 2005).

Унифицированные горизонты в региональной схеме выделены лишь для отложений среднего – верхнего неоплейстоцена.

Большая часть местных стратонов, за исключением позднего неоплейстоцена, скоррелирована по палинологическим данным и отчасти палеонтологическим материалам, практически без привлечения геохронологических и палеомагнитных данных. В Стратиграфической схеме региона (табл. 2.1) выделены 4 ледниковых горизонта: два – в позднем неоплейстоцене, представленные тиллами и гляциофлювиальными отложениями, распространенными во многих районах, и два – в среднем неоплейстоцене. Средне-неоплейстоценовые тиллы и гляциолимний присутствуют только в местных разрезах Тункинской, Байкальской впадин, бассейнах рр. Чара, Онон, Патомского и Хентей-Даурского нагорья. В последнее время грубообломочные морены устькиранского (II₄) и боржигантайского (II₆) региональных горизонтов получили геохронологическое обоснование возраста в разрезах побережья оз. Байкал у г. Северобайкальск на левобережье р. Тня. Из устькиранской морены получена ТЛ дата 211 ± 30 тыс. лет, из фациально замещающих ее аллювиально-флювиогляциальных отложений ТЛ дата 252 ± 38 тыс. лет, а из боржигантайской морены – ТЛ дата 154 ± 23500 тыс. лет (Будаев, 2011).

В целом же вопрос о количестве и времени проявления оледенений в квартере в

Байкальском регионе остается дискуссионным. По данным многолетних исследований Д.Б.Базарова(1986) следы оледенений достаточно четко выражены практически во всех горных районах рассматриваемой территории. Наиболее мощные оледенения испытали передовые хребты Прибайкалья: Хамар-Дабан, Байкальский, Баргузинский, Верхне-Ангарский, Кадар. Размеры оледенений уменьшались в своем развитии от древних к молодым, что подтверждается и анализом гипсометрического положения каров Байкальского, Баргузинского и многих других хребтов, расположенных в широком диапазоне высот и различающихся по степени сохранности от сильно денудированных, утративших многие характерные признаки низких древних, расположенных на абс. отметках около 1000 – 1300 м, до наиболее «свежих» по морфологии, высоко расположенных (1600 – 1800 м) – молодых. По Ф.И. Еникееву (2009) депрессия снеговой границы в горах Восточного Забайкалья составляла в эпоху самаровского оледенения около 1900 – 2000 м, в тазовскую – 1800 м, в муруктинскую – 1600 м и сартанскую – 1400 м.

Характерной особенностью строения четвертичного покрова Забайкалья является участие в нем мощных (от первых десятков до 100 м и более) песчаных толщ, широко распространенных во впадинах, дренируемых реками с различными направлениями стока: Байкальского (Западное Забайкалье), Енисейского (впадины Байкальской рифтогенной зоны), Ленского (рр. Витим, Чара) и Амурского (Центральное Забайкалье), выделенных впервые в 1964 г. Д.Д. Базаровым в кривоярскую свиту позднеплиоцен – среднечетвертичного возраста, слагающих террасоувалы, носящие местное название «Куйтуны». Наряду с доминирующими в разрезах «куйтунов» промытыми песками с горизонтальной, волнистой, косоволнистой слоистостью в разрезах местами присутствует валунно-галечно-гравийный материал, а также супеси, суглинки, глины, нередко со слоистостью ленточного типа.

Во многих разрезах толщи на разных стратиграфических уровнях отмечаются горизонты со следами криогенных деформаций. Отложения нижней части разреза толщи (в более полных разрезах) охарактеризованы преимущественно лесными спорово-пыльцевыми комплексами умеренно-теплого типа, а верхней – степными криоаридного типа. Фаунистические находки, обнаруженные преимущественно в средней части толщи относятся к хазарскому комплексу.

Главной особенностью этих отложений, отличающих их от аллювия, является аномальная бассейновая обстановка седиментации, обусловленная подпруживанием речного стока, о чем свидетельствует большая мощность отложений, их литологический состав, характер слоистости, присутствие малакофауны, остракод, диатомей и др. Ввиду отсутствия опорных детально стратифицированных разрезов «куйтунов», единичности оценок возраста отложений геохронометрическими методами генезис их, как и причины подпруживания

остаются проблематичными, до недавнего времени основной причиной их образования считался тектонический подпор русел рек, вызванный новейшими вертикальными движениями, в результате чего в опущенных тектонических блоках в условиях затрудненного речного стока в озеровидных расширениях русел происходила аккумуляция озерно-аллювиальных отложений. В последнее время ряд исследователей (Еникеев, 2009; Кривоногов, 2010) связывают образование подпруд с неоднократными на протяжении квартала перегораживанием рек долинными ледниками, как это имело место в смежных с Байкальской горной страной регионах, и трактует генезис осадков, отложенных в этих бассейнах как озерно-ледниковый.

Исследованиями последнего времени (Мац, Уфимцев, Мандельбаум, 2001) лишь установлена смена палеоклиматических обстановок в процессе бассейновой седиментации толщ, слагающих «куйтуны», подтверждающаяся и обнаружением в ряде их разрезов на разных стратиграфических уровнях горизонтов со следами криогенных деформаций, свидетельствующая скорее всего об их полигенетичности и возможно неоднородности причин подпруживания. Одной из этих причин, наряду с новейшей дифференцированной активизацией тектонических структур, периодическими изменениями уровня оз. Байкал, могла быть подпруда рек горными ледниками в эпохи плейстоценовых оледенений, спускавшихся со склонов хребтов в речные долины (Еникеев, 2009; Кривоногов, 2010), тем более, что по оценке Д.Б. Базарова (1986), Ф.И. Еникеева (2009) и др. размеры оледенений и величины депрессий снеговой линии в эпохи самаровского, тазовского и даже муруктинского оледенений Сибири были значительными.

На карте с учетом анализа всех новых данных и особенностей распространения ледниковых отложений дана дифференцированная оценка генезиса бассейновых толщ. Озерно-аллювиальный генезис показан для отложений «куйтунов» эоплейстоценового возраста и сформированных в долинах внеледниковой зоны. В пределах долин горных территорий, неоднократно подвергавшимся в плейстоцене крупным оледенениям, генезис подпрудных толщ принят как полигенетический: озерно-аллювиальный, озерно-ледниковый (Ia, Ig) и озерный, озерно-ледниковый (I, Ig), учитывая их большой стратиграфический объем и вероятную смену палеогеографических обстановок на протяжении времени их формирования.

Во внеледниковых областях региона нижнеоплейстоценовые аллювиальные отложения, преимущественно с «теплыми» палинологическими комплексами лесного типа вскрыты в цоколях ряда высоких террас. К селенгинскому горизонту среднего неоплейстоцена (II₁₋₃) отнесен аллювий V надпойменной террасы крупных рек; к кропоткинскому надгоризонту (II₄₋₆) – аллювий сложнопостроенной IV надпойменной террасы; к сувинскому горизонту позднего неоплейстоцена (III₁) – аллювий III надпойменной террасы; к томпинскому (III₂) и

степановскому (Ш₃) горизонтам позднего неоплейстоцена - аллювий II надпойменной террасы, а к ошурковскому горизонту (Ш₄) – аллювий I надпойменной террасы. В Байкальской впадине на оз. Байкал в рельефе выражены 8 террас, из которых первая (I) по данным анализа ¹⁴C отнесена к голоцену, а остальные предположительно к Ш₄ (II), Ш₃ (III), Ш₂ (IV), Ш₁ (V), П₆ (VI), П₅ (VII) и П₄ (VIII). В пределах акватории оз. Байкал на карте впервые показаны площади развития голоценовых нефелоидных и волновых озерных отложений.

Наиболее полно изменения климата и связанные с ними другие изменения природной среды региона зафиксированы в позднекайнозойской палеоклиматической записи, установленной в озерных илах непрерывного керна скважин с Академического хребта оз. Байкал. Проведенные исследования показали, что илы с большим содержанием диатомовых створок формировались в теплые межледниковые периоды, а в холодные ледниковые – откладывались плотные терригенные глины с материалом айсбергового разноса, практически лишенные диатомовых (Коллектив участников проекта «Байкал – Бурение»...2000; Кузьмин, Карabanов, Каваи и др., 2001). Выявлены два минимума похолодания по содержанию диатомовых. Первый из них располагается на рубеже смены полярности Гаусс – Матуяма (2,82 – 2,48 млн. лет), второй (с возрастом 1,75 – 1,45 млн. лет) – в верхней части хрона Матуяма, что позволяет предполагать развитие в эти холодные эпохи горных ледников в обрамлении оз. Байкал. На смежной территории Восточной Тувы в эпоху второго похолодания под ледниковым покровом карабалыкского оледенения сформировалась лаво-гиалокластитовая толща с K – Ar возрастом 1750 ± 150 тыс. лет (Ярмолюк, Лебедев, Сугоракова, и др., 2001; Борисов, Минина, 2002). Байкальская палеоклиматическая запись хорошо сопоставляется с аналогичной записью в океанических глубоководных осадках и ритмичной палеоклиматических событий, зафиксированных в полных хорошо изученных лессовых разрезах. Вместе с тем, она констатирует низкую степень изученности стратиграфического разреза континентальных отложений квартала Забайкалья, подвергавшегося многократно (а не четырежды) воздействию горных и покровных ледников.

Наряду с разнообразными по вещественному составу и генезису осадочными отложениями в регионе достаточно широко распространены вулканогенные эффузивные образования, сосредоточенные в нескольких ареалах проявления новейшего вулканизма (рис.1.1). Основная масса базальтоидов сформировалась трещинными излияниями лав до заключительной позднеплиоцен – четвертичной активизации. С ними связаны в основном лавовые плато горных водоразделов (Ступак и др.,2008). В Южно-Байкальском ареале проявления новейшего вулканизма (рис.1.1) зафиксированы в долинах бассейна р. Джиды в хр. Хамар-Дабан, Тункинском рифте, где они представлены лавовыми потоками, шлаковыми конусами, фрагментами лавовых плато. Наиболее молодые шлаковые конусы в Еловском

отроге Тункинского рифта имеют предголоценовый возраст (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). В пределах древнего ($N_1^3 - N_2^1$) лавового поля хр. Удокан (рис.1.1) четвертичный этап вулканизма развивался по центральному типу в 3 фазы: эоплейстоценовую (1,8 – 0,8 млн.л.), неоплейстоценовую (0,3 – 0,04 млн.л.) и голоценовую (9300 – 2100 лет) (Ступак и др., 2008). Здесь известны 4 неоплейстоценовых вулкана – Инаричи, Туруктак, Кислый Ключ и Усть-Хантура, действовавших в эпохи оледенений и сформировавших долинные лавовые потоки протяженностью до 8 км. В голоцене образовались трахитовые кратеры взрыва и базальтовый вулкан Сыни.

В центральной части Витимского плоскогорья в пределах древнего ($N_1 - N_2'$) лавового плато в N_2^2 -Е (2,8 – 1,47 млн.л.) возникли долинные лавовые потоки р. Джилинды (Амалатской), а в Е II (0,83 – 0,81 млн.л.) шлаковые вулканы и связанные с ними потоки лав (Ступак и др., 2008). В ареале Токинского Становика (рис.1.1) наиболее крупное лавовое поле $N_2^2 - Q$ этапа вулканизма находится в истоках р. Ток, где установлен 21 вулкан центрального типа, а также лавы трещинных излияний из бассейна р. Ток (Ступак и др., 2008).

4.7. Северо-Восток

Западной границей Северо-Восточной горной страны являются обращенные к Лене и Алдану предгорья Верхоянского хребта, на юге регион граничит со Становым хребтом, на севере он омывается водами морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, на востоке Берингова и Охотского. Северная половина страны расположена за Полярным кругом. Здесь находится «полюс холода» всего северного полушария. Повсеместно развита мощная многолетняя мерзлота, на аккумулятивных равнинах широко распространены подземные льды, в горах имеется современное оледенение карово-долинного типа. Главную роль в формировании доновейших складчатых структур региона сыграли орогенические фазы мезозойского тектогенеза, а в восточной окраинной его части – альпийского тектогенеза. Формирование современного рельефа связано с новейшим складчато-глыбовым орогенезом конца миоцена, плиоцена и квартера, сопровождавшегося оживлением старых, образованием новых разломов и активизацией вулканизма.

Одновременно с неотектонической активизацией с конца палеогена началось прогрессирующее похолодание климата. На Северо-Востоке раньше, чем в других Сибирских регионах сформировались биоценозы таежного, а позднее тундрового типов и появилась многолетняя мерзлота. В северной Пацифике на смену умеренно-бореальным тихоокеанским диатомовым комплексам приходят арктобореальные криофильные; на рубеже 2,6 – 2,5 млн. лет – происходит горное оледенение Аляски; в разрезах позднеплиоценовых отложений Чукотки и Аляски фиксируются гляциоморские фации (Пушкарь, Черепанова, 2001).

В результате новейшего тектогенеза на территории региона сформировались две морфоструктурные области: Верхоянско-Черская на западе и Колымско-Чукотская на востоке. Первая включает Верхоянскую и Черскую горные системы, разделенные Янским, Эльгинским, Оймяконским плоскогорьями, вторая – охватывает систему нагорий – Колымского, Корякского, Чукотского и плоскогорий – Юкогирского и Анадырского. Верхоянская горная система состоит из ряда хребтов, наиболее высокие из которых Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята достигают высоты до 3003 м, Черская горная система включает два хребта – Черский и Момский, с высотами соответственно до 2690 и 2390 м, разделенные Момо-Селенняхской впадиной. Колымско-Чукотская морфоструктурная область, в целом менее тектонически активная характеризуется преобладанием среднегорного и низкогорного рельефа с высотами от 800 до 1000 м, возрастающими до 1700 – 1800 м в пределах осложняющих эти морфоструктуры хребтов. Наиболее высоким (до 2453 м) является Корякское нагорье. На севере и востоке расположены обширные низменные равнины (Яно-Индибирская, Абыйская, Колымская, Чаунская, Анадырская).

В целом, в рельефе Северо-Восточного региона преобладает среднегорный рельеф. Все формы рельефа, как денудационные, так и аккумулятивные несут следы воздействия разнообразных криогенных процессов. Неоднократно возникавшие в квартере оледенения обусловили широкое развитие экзарационно-нивальных форм рельефа: цирков, каров, трогов, которые наблюдаются в большом диапазоне высот, отличаясь разной степенью сохранности. Чрезвычайно широко распространены также формы гольцовой денудации: нагорные, солифлюкционные террасы, курумы, каменные моря. В пределах активно развивающихся положительных горных морфоструктур речные системы находятся в состоянии продолжающегося эрозионного вреза, глубина которого измеряется в ряде долин сотнями метров. В результате в таких долинах сформировались многочисленные преимущественно цокольные террасы. В долине р. Индигирка их количество достигает 10. Горные склоны занимают в целом около 70% площади региона. В составе склоновых образований доминируют парагенезы с участием солифлюксия, десерпция, коллювия, ледниковых отложений, в меньшей степени делювия. В горных регионах, особенно в пределах Колымского нагорья широко распространены каменные глетчеры.

В строении четвертичного покрова Северо-Восточного региона участвуют континентальные и морские отложения разного генезиса и возраста. На дневную поверхность выходят преимущественно отложения позднего неоплейстоцена и голоцена, более же древние, особенно эоплейстоценовые и нижнеоплейстоценовые вскрываются, в основном, в разрезах. На низменных равнинах преобладают аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, аллювиально-морские, морские, лессовые едомные отложения, в горных областях – склоновые

парагенезы разного состава и ледниковые образования. Вещественный состав отложений разнообразный и контролируется как составом пород коренного субстрата так и ландшафтными обстановками седиментогенеза.

Стратиграфия четвертичных отложений региона разработана слабо, что связано с его большими размерами, разнообразием геолого-геоморфологического строения, труднодоступностью. К настоящему времени существуют пять стратиграфических схем, утвержденных МСК в 1982 г., не охватывающих полностью всю территорию Северо-Востоносибирской горной страны. Из них две (Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления, а также горных районов бассейна р. Колымы) утверждены в ранге унифицированных; две (Восточной Чукотки и Анадырско-Корякской области, Северо-Западного Приохотья) – в качестве корреляционных и одна – Северо-Западной Чукотки – в качестве рабочей корреляционной. Ранг квалификации этих схем определяется наряду с изученностью в значительной мере набором использованных в стратиграфических целях методов. Наиболее широко применялся палеопалинологический метод, фиксирующий в разрезах чередование теплых и холодных климатических фаз, однако для корреляций в условиях расчлененного горного рельефа с широтной и вертикальной географической зональностью его осложнялось отсутствием или крайней ограниченностью данных физических методов датирования. Довольно широко применялся также палеонтологический метод, главным образом для обоснования возраста региональных подразделений ранга надгоризонтов и горизонтов. Из физических методов использовался, главным образом, радиоуглеродный. В сочетании с палеопалинологическими данными он позволил во многих местных схемах выделить в разрезах позднего неоплейстоцена стратона в ранге ступеней общей шкалы. В единичных разрезах палеомагнитными исследованиями установлены инверсия Брюнес - Матуяма и субзоны Харамильо и Олдувей. Термолюминесцентные датировки также единичны и, в основном, сконцентрированы в разрезах Северо-Западного Приохотья, где удалось благодаря им установить два горизонта морен среднего неоплейстоцена и два горизонта нижнеоплейстоценовых морен, из которых нижняя залегает стратиграфически выше кетандинских слоев с ТЛ 740 ± 190 тыс. лет, охарактеризованных СПК сосновых, березовых, реже еловых лесов с примесью пихты, тсуги, кедра и широколиственных пород (*Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Juglas*).

В целом, в Северо-Восточном регионе ледниковые образования изучены недостаточно. В большинстве местных схем выделяются два ледниковых горизонта позднеоплейстоценового возраста и значительно реже один - два горизонта ледниковых отложений среднего неоплейстоцена, возраст которых в основном не подтвержден геохронологическими данными. По-видимому, на поверхности следами древних оледенений

являются развалы эрратических валунов на уплощенных водоразделах и полуразрушенные цирки и кары, образующие наиболее низкий гипсометрический уровень экзарационно-нивального рельефа (Чанышева, 1988, Глушкова, Прохорова, 1989). Размеры древних оледенений, имевших преимущественно полупокровный характер, значительно превосходили позднечетвертичные (Чанышева, 1988, Глушкова, Прохорова, 1989).

Нижняя граница четвертичной системы во многих региональных стратиграфических схемах проходит внутри нерасчлененных по возрасту верхнеплиоцен – нижнечетвертичных морских и континентальных отложений. В самом конце плиоцена в эпоху Олдувей (1,95 – 1,77 млн. л.) отмечается серия потеплений климата, которым, возможно, соответствуют начало Эрмакайской трансгрессии Северной Чукотки и Пинакульской трансгрессии Восточной Чукотки (Пушкарь, Черепанова, 2001), а также раннеолерское (на границе кутуяхской свиты и олерского надгоризонта) продвижение к северу лесных формаций и формирование там гипарктической растительности (Лаухин, 1993). С началом эоплейстоцена совпадает последний этап в позднекайнозойской эволюции растительного покрова, для которого характерно направленное обеднение видового и родового составов флоры. В континентальных разрезах нерасчлененные отложения эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена изучены в основном только в районе Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления (на рр. Чукочьей и Крестовка), где они выделены в олерский надгоризонт, представленный аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и палиостринными фациями, охарактеризованными фауной олерского комплекса и спорово-пыльцевыми комплексами (Объяснительная записка к..., 1987).

Опорный разрез олерского надгоризонта (СВ – 1 – 8 на КЧО 1 : 2 500 000), расположенный выше устья р. Крестовки, впадающей справа в Колыму в 75 км выше устья р. Омолон, описан А.В. Шер, Р.И. Гитерман, В.С. Зажиговым и С.В. Киселевым (1977) и др. В разрезе высотой около 35 м отложения надгоризонта залегают на цоколе из отложений плиоценовой бегуновской свиты и позднеплиоценовых (гелазий) слоев Кутуях. В первой из них зафиксированы следы похолодания климата в виде присутствия компонентов гипоарктической флоры и участие в составе остатков насекомых группы жуличиц являющихся в настоящее время характерным элементом тундровой фауны. В оторфованных алевролитах слоев Кутуях зафиксированы псевдоморфозы по ледяным жилам, а по данным палеоботанического анализа – господство тундровой и лесотундровой растительности, подтверждающие, в целом, наличие многолетней мерзлоты в регионе (Жер, Вирина, Зажигин, 1977).

Олерский надгоризонт в разрезе представлен осадками аллювиального и озерного генезиса мощностью около 10 м, в составе которых преобладают алевролиты с прослоями и линзами песчано-гравийного материала, содержащими остатки фауны крупных

млекопитающих (докабаллоидная архаичная лошадь, архаичные формы мамонта, овцебыка, древний слон – *Archidiskodon cf. wiisti*, крупный бизон, широколобый лось и др. (более обильные в нижней толще)) и многочисленные остатки фауны мелких млекопитающих (зайцеобразные, суслики, пищухи, некорнезубые полевки, архаичные копытные лемминги, трогонтериевые бобры и др.). Палеопалинологический анализ отложений олерского надгоризонта установил частое чередование относительно «теплых» и относительно «холодных» спорово-пыльцевых комплексов, фиксирующих не менее шести климатических фаз. В «теплые» фазы доминировала лесотундровая растительность с лиственнично-березовым редколесьем, а в «холодные» - тундростепи; границы арктических растительных сообществ смещались к югу (Лаухин, 1993). Чередование климатических фаз подтверждается наличием в разрезе отложений олерского надгоризонта многочисленных ярусов псевдоморфоз по ледяным жилам. Олерский горизонт, в основном, по вариантам олерского фаунистического комплекса, подразделен на два горизонта – нижний чукочинский эоплейстоценового возраста, отложения которого залегают на породах мезозоя и неогена, и верхний – аканский нижнеплейстоценовый, перекрытый с размывом отложениями позднего неоплейстоцена. В опорном Крестовском разрезе в подошве аканского горизонта зафиксирована палеомагнитная инверсия Брюнес – Матуяма. Вскрытые в Крестовском разрезе отложения Чукочинского и аканского горизонтов изучены также в опорных разрезах на р. Чукочьей (разрезы СВ – 1 -2 и СВ – 1 – 4 на КЧО 1 : 2 500 000). Заключение в этих разрезах информация является уникальной по возможности восстановления истории эволюции многолетней мерзлоты всего Северо-Восточного региона страны.

В морских разрезах кратковременные потепления климата в эоплейстоцене отмечаются сменой холодноводной флоры диатомей умеренной (Пушкарь, Черепанова, 2001). Морские и ледниково-морские отложения эоплейстоцен-раннеплейстоценового возраста установлены на побережье залива Креста, в Ванкаремской низменности.

Континентальные отложения раннего неоплейстоцена, представленные двумя горизонтами морен с ТЛ 580 ± 150 тыс. лет и 470 ± 120 тыс. лет, разобщенных стратиграфическими перерывами осадконакопления, выделены в бассейне р. Урак (Северо-Западное Приохотье) (Объяснительная записка к ..., 1987).

Одним из наиболее ярких палеогеографических событий среднего неоплейстоцена была трансгрессия межледниковой эпохи миндель-рисса, соответствующая 11 - 9 кислородно-изотопным стадиям (Пушкарь, Черепанова, 2001). Отложения этой трансгрессии достаточно хорошо изучены на Чукотке, где она выделяется как Янракинотская (Крестовская). Уровень моря был выше современного на 22 – 25 м. По палинологическим данным среднегодовые температуры янракинотского термохрона Чукотки были выше современных на 12° (Пушкарь

В.С., Черепанова М.В., 2001). В Ванкаремской низменности морские отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами (СПК), отражающими развитие березовых лесов с участием хвойных (пихта, тсуга, ель обеих секций, лиственница), в Амгуэмской впадине из озерно-аллювиальных отложений первого среднеплейстоценового межледниковья выявлены СПК, характерные для редкостойных лесов с участием ели, ольхи и тсуги. По данным СПК из террасового аллювия р. Урак (Северо-Западное Приохотье) с ТЛ датой 350 ± 87 тыс. лет назад здесь произрастали в это время лиственнично-березовые, местами темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (Объяснительная записка к ..., 1987).

В этом же районе в бассейне р. Юровка установлена грубообломочная морена с ТЛ датой 250 ± 50 тыс. лет назад, охарактеризованная СПК, отражающими растительность горных тундр и ксерофитных сообществ. Отложения последнего среднеледниковья (II_5), представлены преимущественно аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и морскими фациями. Морские отложения в разрезе 25 – 30 метровой террасы на побережье Анадырского залива имеют ТЛ возраст 184 ± 22 тыс. лет. Выявленные из них СПК отражают развитие кустарниковой и травянисто-кустарниковой тундры. Южнее м. Дионисия они с размывом перекрыты ледниково-морскими отложениями последнего оледенения среднего неоплейстоцена (II_6). Датированная (ТЛ 148 ± 40 тыс. л.н.) конечная грубообломочная морена этого ледниковья (II_6) установлена на левобережье р. Селемджа в горном обрамлении Охото-Кухтуйской депрессии. По данным СПК в растительном покрове доминировали ерники, кедровый стланик, криоксерофитные сообщества. Ледниковые, озерно-ледниковые и гляциофлювиальные отложения этого возраста были также выделены в долине р. Берелёх по их стратиграфическому положению в разрезах, вещественному составу и СПК (Объяснительная записка к ..., 1987).

Отложения позднего неоплейстоцена выделены в большей части местных схем региона в ранге ступеней общей шкалы. Возраст их достаточно хорошо обоснован данными радиоуглеродного, и отчасти термолюминесцентного анализов.

С началом позднего неоплейстоцена (III_1) связана Валькатленская трансгрессия Чукотки. Ее отложения, представленные мелководными шельфовыми фациями слагают хорошо выраженные 10 – 12 метровые террасы. Комплекс этих террас, содержащий умеренную флору диатомей и моллюсков, хорошо прослеживается по всей территории Беренгии. Уровень моря был выше современного на 10 – 12 м. Трансгрессия во времени соответствует кислородно-изотопной стадии 5 со всеми ее фазами. Трансгрессия имела в своем развитии три теплые и две холодные фазы. Последние сопровождались небольшими регрессиями (Пушкарь, Черепанова, 2001). Время Валькатленской трансгрессии, как и Янракиотской (III_{1-3}) было самым теплым на протяжении плейстоцена. На севере Чукотки в валькатленское время при

среднегодовых температурах выше на 2 – 3° современных распространились березово-лиственничные леса с участием ели.

Первое позднеплейстоценовое зырянское оледенение охватило около 40 % площади региона (Глушкова, Прохорова, 1989). Его ледниковый комплекс, занимающий более низкие гипсометрические уровни, по сравнению с сартанским, хорошо выражен в рельефе, хотя и несет следы воздействия склоновых и мерзлотных процессов. В большинстве долин в зырянские ледниковые образования вложены вторые и третьи надпойменные террасы. В максимальную фазу развития оледенения широкое распространение получили ледники сетчатого типа. Долины на значительном протяжении полностью заполнялись льдом, перетекавшим из одного бассейна в другой; чрезвычайно широкое распространение получили «сквозные долины». В Корякском нагорье зырянские ледники выдвигались в пределы Берингова моря. На востоке Чукотского полуострова следы оледенения в виде конечно-моренных гряд установлены в подводном рельефе (Глушкова, Прохорова, 1989). В целом, размеры зырянского оледенения во много раз превосходили сартанское. Этому заключению до недавнего времени противоречили представления о сартанском возрасте обширного конечно-моренного пояса в западных предгорьях Верхоянского хребта. Однако проведенные в этом районе новые исследования, сопровождавшиеся определением абсолютного возраста методом IRSL (стимулированная инфракрасным цветом люминесценция) и АМС (радиоуглеродное датирование ускорительной масспектрометрией) подтвердили более древний (зырянский) возраст развитых здесь ледниковых образований (Зигерт и др., 2007).

Отложения каргинского горизонта представлены в основном аллювием низких (до 10 – 15 м) террас и морскими отложениями, охарактеризованными СПК и частично датированными ТЛ и ¹⁴С методами. Последнее сартанское оледенение, значительно уступавшее по размерам зырянскому, развивалось в наиболее приподнятых массивах среднегорий и в высокогорье. По степени сохранности ледниковые формы рельефа сартанской эпохи заметно отличаются от ледникового рельефа зырянской эпохи. На протяжении позднего неоплейстоцена, начиная с зырянского оледенения, начали накапливаться отложения едомного надгоризонта, широко развитые на Приморской, Колымской низменностях, в предгорьях и межгорных впадинах, шельфе Восточно-Сибирского моря. Едомные отложения с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на разновозрастных отложениях; в них вложен современный аллювий речных долин, озерно-болотные отложения аласных котловин. Отличительными особенностями этих образований являются преимущественно алевритовый состав, высокая льдонасыщенность, повсеместное присутствие в разрезе сингенетических сегрегационных и полигонально-жильных конжеляционных льдов в виде крупных ледяных жил и массовые включения остатков териофауны позднепалеолитического мамонтового комплекса. Мощность

едомных отложений достигает 50 м. Наиболее полные разрезы едомного надгоризонта наблюдаются в долинах Индигирки, Алазеи, Большой Чукочьей, Колымы и Омолона.

Отложения голоцена в большинстве местных схем Северо-Восточного региона подразделены на три условные части: H^1 , H^2 и H^3 . К нижнему голоцену преимущественно отнесены первая надпойменная терраса, целиком или отложения ее верхней части, к среднему голоцену, сопоставляемому с климатическим оптимумом – отложения высокой поймы, а к верхнему голоцену – отложения низкой поймы.

Уникальным по полноте стратиграфической и палеогеографической информации квартера Северо-Востока является разрез Эльгыгытгын (СВ – II – 5 на КЧО), приуроченный к древнему метеоритному кратеру, занятого оз. Эльгыгытгын ($67^{\circ}30,2''$ с.ш. и $72^{\circ}052''$ в.д.). Пробуренные с ледяного покрова озера две скважины глубиной 12,83 и 16,7 м вскрыли сравнительно монотонную толщу озерных алевритов, в которых установлена непрерывная палеопалинологическая летопись лимния, позволившая проследить изменения растительности и климата региона за последние 350 тыс. лет. Всего было выделено 23 пыльцевые зоны. Полученные хронометрические датировки керна обеспечили компьютерную экстраполяцию и сопоставление пыльцевых зон с изотопными стадиями с 1 по 10 (Матросова, 2009).

Пыльцевые зоны E22, E21, E20 отнесены к МИС 9 и сопоставлены с тобольским межледниковьем Сибири. Климатические условия были благоприятны для развития лиственнично-березовых лесов и обширных галерейных лесов. В оптимальные фазы древесная растительность достигала оз. Эльгыгытгын, а климат был теплее современного.

К МИС 8 отнесены пыльцевые зоны E_g31 – E19, сопоставляющиеся с самаровским оледенением, сопровождавшимся значительным сокращением древесной и кустарниковой растительности и расширением тундровой зоны. Пыльцевые зоны E_g4 – E13 – E14, E_g3 – E15 – E16 – E17, E_g2 – E18 характеризуют интерстадиальное(?) потепление климата, имевшее место по данным компьютерной экстраполяции 195 000 – 250 000 л.н., что дает основание сопоставлять его с МИС 7 и ширтинским межледниковьем в Сибири. Климат интерстадиала (?) был холоднее современного, а в растительных сообществах доминировала кустарниковая береза. В оптимальную климатическую фазу (E14), возможно, древесная растительность (*Larix*) достигала оз. Эльгыгытгын.

Спорово-пыльцевые спектры зоны E_g5 – E12 фиксируют похолодание климата, которое по данным компьютерной экстраполяции (130 000 – 195 000 л.н.) и ТЛ – датировкам ($132\ 000 \pm 13\ 000$ л.н.; $159\ 500 \pm 11\ 800$ л.н.) соотносится с МИС 6 и тазовским оледенением в Сибири. В обстановке сухого холодного климата широкое распространение получили тундростепи, кустарниковая растительность отступила к югу, а в окрестностях озера была развита арктическая тундра.

Пыльцевые зоны E_g9, E_g8 – E10, E_g7 – E10, E_g6 – E11, свидетельствующие о значительном потеплении климата, имевшем место согласно компьютерной экстраполяции датировок в интервале 71 000 – 127 000 л.н., подтвержденных ТЛ – датами 97 000 ± 9 000 л.н. и 104 200 ± 7 500 л.н., сопоставляются со временем с МИС 5 и казанцевским межледниковьем в Сибири. В оптимальную начальную климатическую фазу межледниковья с температурами июля, превышавшими на 2 – 4° современные, березовые лесотундры и лиственничные леса продвигались севернее на 300 км. Климатические условия заключительной стадии МИС 5 были близки современным и в окружении озера доминировали горные тундры.

Пыльцевые зоны E_g9, E8, фиксирующие очередное похолодание климата, наступившее по данным компьютерной экстраполяции датировок 62 000 – 72 000 л.н., сопоставляется с МИС 4 и ермаковским оледенением Сибири. В обстановке холодного, сухого климата доминировали тундровые ландшафты. Пыльцевые зоны E_g10 – E6 и E_g11 – E5 с возрастом по данным компьютерной экстраполяции датировок 24 000 – 62 000 л.н. и ТЛ – датами 48 200 ± 3 900 л.н., 65 500 ± 4 500 л.н. соотносятся по времени с МИС 3 и каргинским потеплением климата в Сибири. Первая половина этого интерстадиала(?) отличалась неустойчивостью климатических параметров. Потепление климата в его начале вызвало расширение границ распространения кустарниковой березы и ольховника. На Чукотке потепление было незначительным, климатические условия оставались суровыми, доминантом ландшафтов оставались арктические тундры. С МИС 2 и сартанским оледенением Сибири соотнесены во времени пыльцевые зоны E_g10 – E7 на основании компьютерной экстраполяции датировок вмещающих осадков в интервале 15 000 – 23 500 л.н. и целого ряда ¹⁴C – дат. Спорово-пыльцевые спектры зоны свидетельствуют об установлении холодного сухого климата и доминировании в растительном покрове арктической тундры с характерными для этого ледниковья элементами тундростепей.

Зоны E_g14 – E1, E_g13 – E2 – E3 относятся к голоцену и сопоставляются с МИС 1.

В целом, разрез Эльгыгытгын по полноте заключенной в нем палеогеографической летописи эволюции климатов и растительного покрова можно рассматривать как эталонную базу для дальнейших работ по разработке и актуализации местных и региональных стратиграфических схем четвертичных отложений Северо-Восточного региона, где осталось еще много нерешенных и дискуссионных вопросов по стратификации разрезов и их корреляции, обусловленных их неполнотой, большой территориальной разобщенностью, недостаточной степенью изученности.

Аналогичная детальная информация, представляющая собой непрерывную летопись изменения природной среды за последние 70 тыс. лет, получена в разрезе Эликчан – 4 (СВ – 1 КЧО 1 : 2 500 000) в результате изучения керн озерных алевритов, содержащих пыльцу и

споры, из скважины, пробуренной со льда оз. Эликчан – 4, расположенного в Северном Приохотье у подножия Майманждинского хребта ($60^{\circ}44'$ с.ш., $151^{\circ}52'$ в.д.) (Ложкин и др., 2010).

Наряду с доминирующими в строении четвертичного покрова региона осадочными образованиями, ограниченное развитие имеют также вулканические породы, хотя большая часть территории Северо-Востока России характеризуется (Акинин, Евдокимов, Кораго, Ступак в книге «Изменение окружающей среды ...», 2008) относительно низкой вулканической активностью. Проявления вулканизма зафиксированы на мысе Наварин (Чукотка), в бассейне р. Мома (вулкан Балаган-Тас) и бассейне р. Анюй (группа Анюйских вулканов и др.). На мысе Наварин вулканиты наваринского комплекса слагают небольшие покровы, шлаковые конусы, некки, дайки. Возраст щелочно-базальтовых лав комплекса по К – Ar датированию составляет 1,6 – 1,4 млн. лет.

В бассейне р. Мома (правый приток р. Индигирка) имеется несколько вулканов, из которых наиболее крупным является хорошо сохранившейся вулкан Балаган-Тас, представляющий собой шлаковый конус с кратером и тремя лавовыми потоками щелочных базальтов. Ar – Ar датирование вулканических пород показало возраст 266 ± 30 тыс. лет.

В группу Анюйских вулканов входят собственно Анюйский вулкан в долине р. Монни, Алучинский лавовый поток протяженностью около 70 км и небольшой вулкан Билибина, сложенный субщелочными андезибазальтами и базальтами. Лавовый поток из кратера Анюйского вулкана в долину р. Монни протяженностью 53 км остается незалесенным до настоящего времени. В последнее время из пород кратера вулкана и лав потока р. Монни получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки с возрастом от $12,9 \pm 3,4$ тыс. лет до $42,7 \pm 2,4$ тыс. лет (Акинин, Калверт, 2012).

Помимо вулканических образований, связанных с четко фиксируемыми центрами извержений в регионе выделяются пеплы кислого состава, связанные с удаленными очагами вулканизма. Такие пеплы установлены на Охотском побережье вблизи г. Магадана, на Чукотке (район оз. Эльгыгытгын). Источник материнских извержений остается неясен, предполагается, что он расположен за пределами суши Северо-Восточного региона (Акинин, Евдокимов, Кораго, Ступак в книге «Изменение окружающей среды ...», 2008).

4.8. Дальний Восток

Регион занимает восточные окраины России. Располагаясь в области сочленения материка Евразии и Тихого океана, он представляет собой особую транзитальную структуру сложного геологического строения, относящуюся в основном к области мезозойской и альпийской складчатости, отличающуюся повышенной тектонической, сейсмической и вулканической активностью. Формирование современного горного рельефа, занимающего

около 80 % территории Дальнего Востока, связано с интенсивными дифференцированными новейшими неоген-четвертичными тектоническими движениями. Горные поднятия имеют в основном горст-антиклинальную структуру, а разделяющие их впадины – грабен-синклинальную. В целом в рельефе преобладают низко-средневысотные хребты субмеридионального и северо-восточного простирания. Альпинотипное высокогорье наблюдается на Камчатке, где увеличение высот обусловлено наложенной мощной аккумуляцией продуктов извержений четвертичных и современных вулканов. В центральной части Срединного хребта с высотами до 3607 м (вулкан Ичинская сопка), а также в районе вулкана Ключевская сопка (4688 м) в Центрально-Камчатской депрессии развито небольшое современное оледенение. Ограниченные ареалы высокогорья (до 2370 м) присутствуют также на юге региона в хребтах Ям-Алинь и Байджалский. По периферии южных гор отмечается широкое развитие мелкосопочного рельефа с локально сохранившимися древними корами выветривания. Следы воздействия на рельеф ледниковых процессов распространены в основном на Камчатке, где, также, как и на севере Сахалина, части Курильских островов и высокогорье южных хребтов наблюдаются криогенные формы рельефа (нагорные, солифлюкционные террасы, курумы), связанные с многолетней мерзлотой.

В составе горных склоновых отложений Камчатки преобладают парагенезы коллювия с десерпцием, коллювия с делювием и делювия с солифлюкцией, на Сахалине – коллювия с десерпцием и делювием, делювия с солифлюкцией, на склонах хребта Сихотэ-Алинь – коллювия и делювия, в среднегорья южных хребтов – парагенезы с участием десерпция, коллювия, солифлюксия и коллювия, делювия, солифлюксия. Наиболее крупной впадиной на севере региона является Центрально-Камчатская, остальные сосредоточены в его южной части: Амуро-Зейская, Зейско-Буреинская, Среднеамурская, Суйфуно-Ханкальская, выполненные преимущественно озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. В целом же в строении четвертичного покрова Дальнего Востока участвуют осадочные континентальные, морские отложения и вулканогенные образования. Последние наиболее широко развиты на Камчатке и Курильских островах.

Стратиграфия четвертичных отложений Дальнего Востока разработана в целом слабо и достаточно неравномерно, что связано с большими размерами территории, разнообразием и сложностью геолого-геоморфологического строения, активными проявлениями новейшей тектоники и вулканизма. Региональные стратиграфические схемы были приняты на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока России (Магадан, 1982 г.) и утверждены МСК СССР в 1983 г. Они включают различающиеся по степени детальности и обоснованности выделенных местных таксонов четыре схемы, не претерпевшие до настоящего времени изменений и дополнений (за исключением Сахалинской,

обновленной в 2001 г.): Камчатки (корреляционная), Сахалина (рабочая корреляционная), Приамурья (рабочая корреляционная), Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья (унифицированная).

При стратификации четвертичных образований наиболее широко применялся палеопалинологический метод, фиксирующий в разрезах смену теплых и холодных климатических фаз; при расчленении морских отложений он дополнялся микропалеонтологическими методами по диатомеям, фораминиферам, моллюскам, более ограничено использовался палеонтологический метод и еще реже физические методы датирования (радиоуглеродный, термолюминесцентный, для вулканогенных пород калий-аргоновый, уран-ториевый). В единичных разрезах осадочных образований и для датирования вулканитов применялся палеомагнитный метод. Ограниченность информации, полученной физическими методами, отчасти компенсировалась широким применением в стратиграфических целях геоморфологического метода.

В большинстве региональных схем дальнего Востока выделяются отложения одного среднечетвертичного и одного - двух позднечетвертичных оледенений. Несмотря на зафиксированные в целом ряде разрезов региона следы сильного похолодания климата в раннем четвертичии, соответствующие ему по времени ледниковые образования пока достоверно не установлены.

Нижняя граница четвертичной системы проходит преимущественно внутри нерасчлененных по возрасту верхнеплейстоцен-нижнечетвертичных или верхнеплейстоцен-четвертичных морских и континентальных отложений.

4.8.1. Камчатка

Морфоструктура Камчатки характеризуется субмеридиональной зональностью. На западе полуострова расположена Западно-Камчатская равнина, подразделяющаяся на низкую приморскую – осушенную часть прилегающего охотоморского шельфа, и приподнятую восточную с высотами до 300 - 400 м, примыкающую к Срединному преимущественно среднегорному, сводово-глыбовому хребту, в создании которого наряду с тектоническими процессами активно участвовали вулканические. Крупнейшей вулканической постройкой хребта является вулкан Ичинский (3600 м). Центрально-Камчатская депрессия, представляющая собой грабен-синклиналию, расположена между Срединным и Восточным хребтами. Она выполнена аллювиальными, ледниковыми, пролювиальными, селевыми, золово-пирокластическими и вулканогенными отложениями. В приосевой части депрессии расположены действующие вулканы Ключевской группы (4688 м), а в районе ее северного замыкания – вулкан Шивелуч (3283 м). Средневысотный Восточный хребет характеризуется сложным морфоструктурным и геологическим строением, активными

проявлениями разрывной тектоники и вулканизма. К нему примыкает Восточно-Камчатская депрессия, частично скрытая под вулканическими сооружениями Восточно-Камчатского вулканического пояса, покрывающего и большую часть площади Южной Камчатки.

Непосредственным продолжением морфоструктур Восточной Камчатки является Курильская островная дуга, состоящая на севере и юге из наиболее крупных островов (Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир), а в центральной части – из небольших островов и одиночных вулканов. Крупные острова представляют собой вулканические группы, разделенные участками гор с высотами до 1800 - 2000 м, плато и низменными равнинами, преимущественно морского, реже аллювиального генезиса. Террасовый комплекс островов изучен недостаточно. Террасы имеют аккумулятивное, цокольное и скульптурное строение. Корреляция их по гипсометрии затруднена активным проявлением дифференцированных неотектонических движений. В стратиграфическом отношении наиболее изучены террасовые комплексы островов Кунашир и Итуруп.

Нижняя граница четвертичной системы на уровне 1,6 млн. лет проходит на Камчатке внутри толщи морских отложений ольховской свиты позднеплиоцен-эоплейстоценового возраста, обнажающихся в разрезах северной части восточного побережья Камчатки и на острове Карагинский. В наиболее полном разрезе свиты в долине р. Мутной (п-ов Камчатский) мощностью более 500 м, она представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами. Граница позднего плиоцена и эоплейстоцена установлена по изменению структуры комплексов диатомовых и фораминифер. Новая нижняя граница квартера на уровне 2,6 млн. лет, совпадающая с началом резкого глобального похолодания климата, зафиксированного в морских разрезах данными диатомового анализа, располагается вблизи подошвы ольховского и тусатуваямского (гелазий) региональных горизонтов (Гладенков, 2011).

Прямая намагниченность отложений нижних пачек нижеольховской подсвиты, соотнесенная с субзоной Олдувей (Gladenkov, 1994), позволила сопоставить их накопление с трансгрессией, проявившейся в олдувейскую эпоху (1950 - 1775 тысяч лет). Следы этой трансгрессии – Кунашир II установлены также в разрезе нижеголовнинской подсвиты острова Кунашир (Пушкарь, Черепанова, 2001). На Чукотке им видимо близки по времени Энмакайская и Пинакульская трансгрессии. Олдувейская трансгрессия развивалась в условиях существенного потепления климата и продвижения лесных формаций на Северо-Востоке Азии – к северу (Лаухин, 1996).

Четвертичные отложения Камчатки изучены в целом недостаточно, как и большая часть территории Северо-Востока и Дальнего Востока. До настоящего времени для Камчатки не разработана региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений. Остаются дискуссионными вопросы о количестве, возрасте, масштабе четвертичных оледенений,

которые, судя по расположению Камчатки в зоне Тихоокеанского муссонного климата, должны были быть значительными, что косвенно подтверждается и размерами современного оледенения Камчатки, превосходящего другие районы Сибири и Северо-Востока. Достоверные следы раннеплейстоценовых оледенений на Камчатке не установлены, хотя в единичных разрезах отложений этого возраста зафиксированы следы значительного похолодания климата. Ледниковые образования среднего плейстоцена в виде морен и гляциофлювиальных отложений закартированы преимущественно в пределах Западно-Камчатской равнины и ее горного обрамления. Продвижение предгорных ледников возможно заканчивалось за пределами современной береговой линии (Лапшин, 2005). Возраст ледниковых образований установлен преимущественно по соотношению их в разрезах с вулканическими породами и взаимоотношению с формами рельефа и отложениями позднечетвертичного оледенения (Объяснительная записка к Геологической Карте СССР...Лист N-(56), 57 – Петропавловск-Камчатский, 1989; Объяснительная записка к Геологической карте СССР...лист O-57, (58) – Палана, 1989).

Плейстоценовые отложения наиболее детально изучены в Центрально-Камчатской депрессии, где наблюдается их практически непрерывный разрез в высоких береговых обрывах («ярах») реки Камчатка в пределах Генеральского поднятия (Брайцева, Мелекесцев, Сулержицкий, 2005). Все отложения прямо намагничены (эпоха Брюнес). В основании разреза вскрывается толща озерных «синих глин», накапливавшаяся по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов в условиях существенного похолодания климата и имеющая предварительную трековую датировку около 400 тыс. лет, что позволило отнести ее к эпохе окского ледниковья европейской части России (Брайцева, Мелекесцев, Сулержицкий, 2005). В разрезах высоких (более 100 м) морских равнин восточного побережья Камчатки им, возможно, соответствуют валунные алевриты, пески, галечники карагинских слоев с бореально-арктическими комплексами моллюсков и фораминифер. На «синих глинах» в «Генеральском» разрезе с размывом залегает толща аллювиальных и косослоистых песков, в нижней части которой, накапливавшейся в холодных условиях, обнаружен череп *Alus latifrons postremus* Flerov et Wangenh. Верхняя часть толщи формировалась в обстановке межледниковья, видимо соответствующего по времени тобольскому Западной Сибири.

Осадки этого (миндель-рисского) межледниковья установлены также в разрезах 25 -30 м морских террас острова Итуруп Южных Курил, заключающих два седиментационных ритма, фиксирующих две фазы позднеголовинской трансгрессии, соответствующих 11 и 9 кислородно-изотопным стадиям. Температурные условия межледниковья были теплее современных (Разжигаева, Гребенщикова, Мохова, 2003).

На толще «косослоистых песков» в отдельных «ярах» «Генеральского» разреза залегают

ледниковые отложения (несортированные, неслоистые валунные супеси с гляциодислоцированными прослоями вулканических пеплов), отнесенные предположительно к самаровской ледниковой эпохе Сибири, поскольку позднеплейстоценовые ледники не достигали центральной части Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева, Мелекесцев, Сулержицкий, 2005). Выше морены «Генеральский» разрез надстраивается с небольшим размывом межледниковым аллювием погребенных цокольных террас с ^{14}C возрастом более 50 000 лет, содержащим 4 коррелируемых горизонта пеплов. Аллювий накапливался в условиях климата более теплого, чем современный, что дало основание, учитывая стратиграфическое положение осадков, отнести его к казанцевскому межледниковью (Брайцева, Мелекесцев, Сулержицкий, 2005). В разрезах побережий Камчатки следами бореальной (казанцевской) трансгрессии на Западно-Камчатской равнине, возможно, является аллювомариний в разрезе 25 - 30 метровой террасы реки Тигиль с СПК березовых, ольховых лесов с участием еловых и бореальным комплексом диатомей, а на восточном побережье (Усть-Камчатский п-ов) – Аттарманские слои морских песков 20 - 30 метровой террасы с бореальными комплексами моллюсков и фораминифер.

Казанцевский аллювий в «Генеральском» разрезе реки Камчатка погребен под покровными супесями, которые рассматриваются О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцевым и Л.Д. Сулержицким (2005) как эоловые отложения, представляющие собой в основном перенесенную ветром тонкую фракцию пирокластики. В них присутствуют горизонты слабо гумусированных почв и многочисленные прослои пеплов, более четкие и выдержанные из которых сопоставляются с наиболее мощными вулканическими извержениями. Покровные супеси накапливались в условиях более холодного климата, разреженной растительности и усилившейся вулканической активности, обусловившей их значительную мощность (20 - 30 м). Содержащиеся в покровных супесях многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса и ^{14}C датировки свидетельствуют об их позднеплейстоценовом возрасте. Накопление покровной толщи началось субсинхронно около 40 000 лет назад и продолжалось до голоцена (Брайцева, Мелекесцев, Сулержицкий, 2005).

Ледниковые отложения позднеплейстоценовых оледенений развиты за пределами Генеральского поднятия по периферии депрессии у подножья горных хребтов. Здесь наблюдаются хорошо сохранившиеся краевые образования, фиксирующие продвижение ледников во время последнего (сартанского) позднеплейстоценового оледенения, и находящиеся за их пределами, фрагменты денудированных конечно-моренных гряд, перекрытых покровными супесями, относящимися к раннему (ермаковскому) оледенению. В местных стратиграфических схемах, охватывающих территорию обрамляющих Центрально-

Камчатскую депрессию горных хребтов, показаны в основном следы одного позднеплейстоценового оледенения.

В среднем течении р. Камчатки на южном берегу оз. Ушки расположен многослойный послойно стратифицированный археологический памятник Ушковской верхнепалеолитской культуры (Ложкин, Слободин, 2012). Радиоуглеродные датировки 14300 ± 800 л.н., 13600 ± 250 л.н. (нижние слои) и $11000 - 11330$ л.н. (верхние слои), показывают, что появление человека в долине р. Камчатка относится к последней (сартанской) ледниковой стадии позднего неоплейстоцена с господством в растительном покрове тундровых травянисто-кустарниковых сообществ (Ложкин, Слободин, 2012). В разрезах сартанских отложений и рельефе как Камчатки, так и Курильских островов (Короткий, 2011) сохранились многочисленные следы перигляциальных процессов в виде нагорных террас, различных криотурбаций.

Голоценовые отложения Камчатки генетически разнообразны, преобладают среди них аллювиальные и морские фации. Широко распространены также вулканогенные, в основном эффузивные образования. С действующими в голоцене вулканами связано образование почвенно-пирокластического покрова неравномерной мощности, перекрывающего различные элементы рельефа преимущественно в южной, восточной Камчатке, на Курильских островах, состоящего из вулканического пепла с погребенными эмбриональными почвами и горизонтами маркирующих пеплов крупнейших извержений, используемых в качестве геохронологических реперов. Возраст голоценовых отложений подтвержден многочисленными ^{14}C датировками.

Специфической особенностью Камчатского региона и Курильских островов является широкое проявление в квартере вулканической активности, сосредоточенной в ряде эшелонированных вулканических зон: Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки, с наблюдающейся тенденцией омоложения вулканической деятельности с запада на восток и концентрацией действующих вулканов в притихоокеанской части полуострова (Объяснительная записка к листу N-(56), 57 Петропавловск-Камчатский Геологической карты масштаба 1: 1 000 000 (новая серия)...; 1989). Характер вулканизма менялся в соответствии с крупными циклами. Выделяются два этапа, различающиеся типами вулканогенной аккумуляции: плиоцен-раннеплейстоценовый с излияниями плато-эффузивов, связанных с щитовыми вулканами, и среднеплейстоценовый-голоценовый с формированием стратовулканов и последующими иногда излияниями базальтов ареального типа. Четвертичные вулканы представлены породами известково-щелочной серии базальт-андезидацит-риолитового состава с преобладанием в целом базальтов и андезибазальтов. Количественные соотношения основных, средних и кислых вулканических пород в различных зонах меняются. Общей тенденцией является преобладание базальтов. Вулканы кислого состава распространены незначительно (Объяснительная записка к листу О-57, (58) – Палана

Геологической карты масштаба 1: 1 000 000 (новая серия)...; 1989).

На карте четвертичных отложений Российской Федерации вулканические образования подразделены по генезису на эффузивные, эксплозивные и экструзивные, на Камчатке среди них преобладают эффузивные. Экструзии, выраженные в рельефе в виде куполовидных поднятий, из-за небольших размеров в основном показаны на карте знаком. Возраст древних «плато-эффузивов», местами расчлененных на позднеплиоцен-эоплейстоценовые, эоплейстоценовые и ранненеоплейстоценовые, обоснован единичными K-Ar датировками (1,5, 2,5, 8 - 9 млн. лет), немногочисленными палеомагнитными исследованиями (фиксация инверсии Брюнес - Матуяма, обратномагнитиченной субзоны Матуяма), данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, стратиграфическим положением под ледниковыми отложениями среднего неоплейстоцена. Возраст среднеплейстоценовых вулканитов подтвержден уран-ториевой (180 - 200 тыс. лет назад) и калий-аргоновой (250 - 300 тыс. лет назад) датировками, а также залеганием их в разрезах выше инверсии Брюнес - Матуяма и перекрытием моренами позднеплейстоценовых ледников. Позднеплейстоценовые вулканиты нередко несут следы экзарационной обработки ледниками. Возраст их определяется как по взаимоотношению с моренами позднего неоплейстоцена, так и датировками ^{14}C (по древесным остаткам) $27\ 100 \pm 400$ лет назад, $36\ 600 \pm 1000$ лет назад и трековой в диапазоне 28 - 46 тыс. лет. Голоценовые вулканиты отличаются хорошей сохранностью рельефа и отсутствием следов ледниковой денудации. Они участвуют в строении стратовулканов и щитовых вулканов, слагают ареальные лавовые покровы, лаво-шлаковые и шлаковые конусы. Нередко включают растительные остатки по которым имеются ^{14}C датировки 5555 ± 45 , 5360 ± 80 и 7310 ± 100 лет назад.

4.8.2. Сахалин

Остров Сахалин – крупнейший остров Охотского моря, отделенный от восточной окраины материка Татарским проливом и частично Японским морем. К основным орографическим элементам острова относятся разделенные Тым-Поронайской низменностью Западно-Сахалинские (до 130 м.) и Восточно-Сахалинские (до 1609 м. – г. Лопатина) горы, продолжением которых на юге являются низкогорные Сусунайский и Тонино-Анинский хребты, разобщенные Муравьевской низменностью. На севере Сахалина расположена Северо-Сахалинская денудационно-аккумулятивная равнина. Крайнее северо-восточное положение занимают горные гряды полуострова Шмидта. Главная фаза новейшего орогенеза, предопределившая создание основных особенностей рельефа острова проявилась в конце плиоцена – начале квартера. Большая часть горных поднятий Сахалина имеет горст-антиклинальную структуру, а депрессии – грабен-синклинальную. Морфоструктуры на значительном протяжении ограничены субмеридиональными разломами, наряду с которыми

широко развиты и поперечные. Регион характеризуется высокой сейсмической активностью. Последнее катастрофическое Нефтегорское землетрясение с $M=7,2$ произошло здесь в 1995 г. На острове зафиксированы проявления современного грязевого вулканизма, связанного с 4 вулканами (Мельников, Сергеев, Рыбин, Жарков, 2005), показанными на карте соответствующими знаками. Наиболее крупные вулканы достигают высоты в десятки и сотни метров. Продукты их извержений представлены насыщенной водой и газом обломочной грязевой массой – сопочной брекчией.

Мощность четвертичных отложений на большей части острова не превышает 10 – 20 м. В пределах северной слабо расчлененной денудационно-аккумулятивной равнины Сахалина на пологих склонах доминируют парагенезы делювия с солифлюксом, а на уплощенных элементах рельефа – озерно-аллювиальные и морские осадки. На горных склонах хребтов преимущественно распространены парагенезы делювия и десерпция с коллювием. В речных долинах обычно только низкие (до 12 – 15 м) террасы обнаруживают аккумулятивное строение. В долинах горных рек преобладают цокольные террасы с маломощным покровом аллювия. Максимальная мощность четвертичных отложений (до 200 м и более), представленных морскими, лагунными, озерно-аллювиальными, озерными, аллювиальными фациями, установлена по скважинам в опорных разрезах квартала Поронайской и Сусунайской впадин.

Характерной особенностью береговой зоны Сахалина является террасированность, проявляющаяся наиболее отчетливо на обращенных к морским акваториям склонах горных поднятий. Преобладают цокольные террасы со слабо сохранившимися чехлами морских отложений, которые часто целиком замещаются покровными склоновыми. Корреляция их осложняется неравномерными неотектоническими деформациями. В целом, по оценке разных исследователей (Воейкова, Несмеянов, Серебрякова, 2007) в террасовых рядах Сахалина выделяется несколько террасовых комплексов: низких (0,5 - 6 м.) террас голоцена, низко-средневысотных (6 - 40 м.) террас позднего неоплейстоцена, высоких (50 - 80 м.) террас среднего неоплейстоцена и высоких (80 - 250 м.) террас проблематичного (абразионного или денудационного) генезиса эоплейстоцен-раннеоплейстоценового возраста. На карте ввиду ее обзорного масштаба показаны лишь морские отложения террас голоцена и позднего неоплейстоцена, ввиду их большего площадного распространения.

В стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Сахалина наибольшую сложность представляет анализ взаимоотношения морских и континентальных фаций, поэтому в качестве основных опорных разрезов были выбраны разрезы глубоких скважин, вскрывающие практически непрерывное напластование плиоценовых и четвертичных отложений юга Поронайской и Сусунайской депрессий, подвергавшихся в квартале морским

ингрессиям (Александрова, 1982). В целом, ко времени проведения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (1982 г.) четвертичные отложения Сахалина оставались недостаточно и односторонне изученными. Их стратиграфическое расчленение практически базировалось на данных тщательно проведенного в большом объеме спорово-пыльцевого анализа. Применение этого метода позволило установить определенные закономерности в смене типологических спорово-пыльцевых комплексов, отражающих в исторической последовательности смену растительности и климатических фаз, что в итоге позволило вместе с ограниченным объемом палеонтологических данных, выделить в разрезе квартера 10 стратиграфических горизонтов (Александрова, 1982). Тем не менее, на Межведомственном совещании (1982 г.) ввиду практически полного отсутствия геохронометрических, палеомагнитных данных и недостаточности палеонтологической базы региональная стратиграфическая схема Сахалина была принята как рабочая (Решения... Магадан, 1987). Такие данные появились позже, в основном в результате новых исследований прибрежной зоны Сахалина: морских террас З. и Ю. Сахалина и комплексного изучения кернов скважин Восточно-Сахалинского шельфа, сопровождавшегося ^{14}C , ТЛ, U-Th, U-U датированием и биостратиграфическим изучением разрезов по группам фоссилей (споры, пыльца, раковины моллюсков, диатомеи, фораминиферы) (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). В результате на Шестом Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании в г. Хабаровске в 2001 г. рабочий статус стратиграфической схемы четвертичных отложений Сахалина был повышен и на ней получили отражение 11 унифицированных подразделений в ранге горизонтов и подгоризонтов (таб.4.1).

Нижняя граница квартера на Сахалине на уровне 1,6 млн. лет проходит в верхней части маруямской свиты на юге острова и помырской свиты в северных районах, имеющих плиоцен-эоплейстоценовый возраст, что подтверждается помимо спорово-пыльцевых данных, сменой полярности в верхней части разреза маруямской свиты, сопоставленной с одним из последних эпизодов конца эпохи Матуяма. Новая нижняя граница четвертичной системы на уровне 2,6 млн. лет, совпадающая с глобальным похолоданием климата, располагается внутри помырского горизонта, который включает помырскую свиту, а также самые верхние части маруямской и нутовской свит (Гладенков, 2011).

На карте отображены в основном отложения среднего неоплейстоцена-голоцена, более древние вскрыты только в разрезах.

К эоплейстоцену на юге Сахалина, по А. Н. Александровой (1982) относятся вскрытые на значительной глубине скважинами (Поронайск, Ново-Троицкое) между субзоной Олдувей и ПМ инверсией Брюнес - Матуяма переслаивающиеся глины и песчано-галечные осадки,

содержащие спорово-пыльцевые комплексы таежно-широколиственной растительности с элементами субтропической. Близкие по структуре СПК характерны для 100 - 120 м Каменской террасы западного побережья острова и мариния раннего-среднего эоплейстоцена восточного шельфа Сахалина (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). В сохранившихся в рельефе участках древней речной сети высоких денудационных равнин к эоплейстоцену отнесены выветрелые ожелезненные галечники (Александрова, 1982).

Отложения нижней, в целом, более теплой половины раннего неоплейстоцена, выделенные как луговской горизонт (II горизонт Александровой, 1982) на шельфе не установлены. В скважинах Поронайской депрессии они представлены глинами, илами, ожелезненными песками и галечниками, залегающими стратиграфически выше ПМ инверсии Брюнес - Матуяма. При накоплении их отмечалась смена фаз растительности от хвойно-широколиственных лесов до хвойно-широколиственных лесостепей. Аналогичные отложения установлены в цоколе 15 - 30 м. позднеэоплейстоценовой террасы на берегу залива Терпения (Александрова, 1982).

Отложения верхней, в целом более холодной, половины раннего неоплейстоцена стратиграфически выделены в охотоморский горизонт на восточном шельфе Сахалина. По стратиграфическому объему он соответствует всему минделю альпийской схемы (Пушкарь, Черепанова, 2001), вследствие чего его правильнее считать надгоризонтом. Отложения представлены песками с прослоями суглинков и заторфованных песков, залегающих с угловым несогласием на неогеновых породах нутовской свиты. По флоре диатомовых осадки соответствуют нижней части зоны *Proboscia barboi* (0,52 - 0,43 млн. лет). Характерно полное отсутствие в керне скважин умеренно-теплолюбивых форм. Отложения формировались в целом в регрессивные фазы в мелководной шельфовой зоне с температурами поверхностного слоя воды на 8 - 10° ниже современной. В нижней части разреза охотоморского мариния установлен горизонт с планктонным комплексом теплолюбивых диатомей (до 25%) и спорово-пыльцевым комплексом с участием широколиственных деревьев, видимо формировавшийся в межледниковую трансгрессивную фазу среднего минделя. Для охотоморского горизонта получена серия уран-ториевых дат в интервале $550 \pm 23,1$ и 450 ± 18 тыс. лет. (Пушкарь, Черепанова, 2001; Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). В разрезах скважин Поронайской депрессии охотоморский мариний сопоставляется с песчано-глинистыми отложениями III горизонта Александровой (1982), формировавшимися при неоднократной смене фаз растительности, в целом обнаруживающей черты сходства с растительностью гольцового пояса гор Дальнего Востока и лиственничным редколесьем севера Сахалина, что свидетельствует о преимущественно холодном климате конца раннего неоплейстоцена.

Поронайский горизонт, соответствующий сложному миндель-рисскому термохрону,

охватывающему 9, 10 и 11 стадии кислородно-изотопной шкалы, правильнее рассматривать в ранге надгоризонта и коррелировать его с тобольским горизонтом стратиграфических схем Сибири. Комплекс диатомей мариния восточного шельфа Сахалина соответствует верхней части зоны *Proboscia barboi* (0,43 - 0,28 млн. лет). Состав умеренно-теплолюбивых и теплолюбивых видов диатомей (до 35 - 40%) свидетельствует о более теплом климате, чем современный. Отложения надгоризонта формировались в процессе длительной неравномерно развивающейся Поронайской трансгрессии. В средней части трансгрессивной серии установлены отложения с криофильными диатомовыми, сопоставленные с регрессивной фазой, проявившейся во время стадии МИС 10 (Пушкарь, Черепанова, 2001). Из мариния поронайского горизонта получены также уран-ториевые датировки $280\,700 \pm 13\,900$ тыс. лет, $370 \pm 15\,800$ тыс. лет и ГЛ дата 365 ± 7000 тыс. лет (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). В скважинах поронайской депрессии мариний шельфа сопоставляется с песчано-глинистыми, обогащенными растительными остатками отложения IV горизонта Александровой (1982), залегающими с размывом на осадках III горизонта, накапливавшихся в условиях сменявшихся фаз растительности с доминированием в депрессиях теплолюбивого лесного покрова. Возможно к этому же горизонту относится ожелезненный мариний 35 - 40 м Надеждинской террасы западного побережья Сахалина со сходными СПК (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997).

Сусунайский горизонт интерпретируется в стратиграфической схеме Сахалина (2001 г.) как криохрон нижнего рисса. Учитывая новую стратиграфическую шкалу квартера с подразделением звеньев на ступени, сусунайский горизонт, сопоставляется скорее всего с МИС 8 и с самаровским горизонтом Сибирских регионов. В разрезах восточного шельфа Сахалина он представлен песками, галечниками и торфяниками, соответствующими зоне *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* (0,28 - 0,22 млн. лет). Верхняя граница толщи имеет уран-ториевые даты $280 \pm 13,9$ тыс. лет и $27\,500 \pm 14,5$ тыс. лет (Пушкарь, Черепанова, 2001). Доминирующая группа криофильных и сублиторальных эвригалинных диатомей указывает на формирование осадков горизонта в мелководных условиях шельфа при снижении солености (около 26 - 28‰) и температуре поверхностных вод ниже современных не менее, чем на 10 - 12° (Пушкарь, Черепанова, 2001). СПК из керна шельфа свидетельствует о сокращении ареалов темнохвойной тайги и широком распространении до юга Сахалина березово-лиственничных ассоциаций и редколесий (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997).

В скважинах Поронайской депрессии стратиграфически выше IV горизонта Александровой (1982) с разрывом залегает обогащенная растительными остатками песчано-глинистая толща V горизонта, охарактеризованная однотипными СПК, свидетельствующими о широком распространении редкостойных лиственничных, лиственнично-березовых лесов и

холодном климате конца среднего неоплейстоцена. Учитывая наличие размыва в подошве V горизонта и отсутствие следов потепления климата внутри его, V горизонт можно либо сопоставлять по стратиграфическому положению с заключающим разрез среднего неоплейстоцена охотоморским горизонтом (криохроном) или со всеми горизонтами верхней части среднего неоплейстоцена (МИС 6-8).

Усть-поронайский горизонт в стратиграфической схеме Сахалина (2001 г.) индексируется как Q II³. Учитывая шестичленную структуру среднего неоплейстоцена общей шкалы квартера и стратиграфическое положение горизонта непосредственно выше сусунайского, его правильнее сопоставлять с МИС 7 и коррелировать с ширтинским межледниковым горизонтом Сибирских стратиграфических схем. Морские отложения усть-поронайского горизонта на восточном шельфе Сахалина, представленные суглинками и супесями, соответствуют зоне *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (0,22 - 0,19 млн. лет). Верхняя граница диатомовой зоны датирована ТЛ 203 000 ± 5000 тыс. лет и U-Th 205 000 ± 8 200 тыс. лет, а нижняя – ТЛ 203 000 ± 6000 тыс. лет и U-Th 238 000 ± 11 200 тыс. лет (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). Комплекс диатомей представлен всеми экологическими группами, среди которых доминируют виды неритического планктона (78%). Тепловодные формы составляют в целом до 40%. Комплекс диатомей отражает трансгрессивную фазу моря, сопоставленную во времени с МИС 7. Выявленные СПК свидетельствуют о доминирующей роли в растительном покрове Сахалина темнохвойных (кедрово-еловых) лесов при ограниченном участии березово-лиственничных (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997).

Приморский горизонт, индексированный в региональной унифицированной стратиграфической схеме Сахалина как Q II⁴ (криохрон верхнего рисса), правильнее относить к 6 ступени среднего неоплейстоцена и коррелировать его с тазовским горизонтом Сибирских схем и МИС 6. Мариний восточного шельфа рассматриваемого криохрона представлен крупно- и среднезернистыми песками. Выявленный из них комплекс диатомей соответствует зоне *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, исчезновение которой датировано в 125 ± 7,1 и 138 ± 7,2 тыс. лет. Нижняя граница горизонта датирована ТЛ 203 000 ± 5000 тыс. лет и 190 000 ± 7200 тыс. лет (U-Th). Экологическую структуру комплексов диатомей формируют холодолюбивые неритические и сублиторальные виды (69,4%). Обнаружен также однородный бореально-арктический комплекс фораминифер. Состав диатомовых комплексов свидетельствует о регрессивном состоянии уровня моря, уменьшении солености прибрежных вод до 28 - 20‰ и снижении поверхностной температуры воды на 6 - 7°C. Выявленные из мариния палиноспектры отражают развитие в ландшафтах Сахалина березово-лиственничных лесов (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997).

На суше Сахалина пока не установлены достоверные следы оледенений среднего

неоплейстоцена. В. В. Соловьев (Соловьев, Ганешин, 1971) к ним относил 15-метровую толщу дебриса на низком водоразделе рек Наниво и Березовка на севере Сахалина и грубые флювиогляциального вида галечники в депрессиях восточных гор, развитые вне связи с современными речными долинами.

Новотроицкий горизонт (Q III₁). В ресс-вюрмское межледниковье в Северной Пацифике проявилась сложная по динамике трансгрессия, сопоставленная в целом с МИС 5, получившая на шельфе Сахалина название Новотроицкой (Пушкарь, Черепанова, 2001). Мариний этого горизонта, представленный алевритами и суглинками с небольшими прослоями тонкозернистых песков, присутствует в разрезах всех скважин восточного шельфа Сахалина. Он характеризуется высокой численностью, разнообразием видов диатомей с общим преобладанием тепловодных групп, среди которых отмечается лишь один вымерший вид *Proboscia curvirostris*, что позволяет относить вмещающие осадки к одноименной зоне (0,13 - 0,075 млн. лет) (Пушкарь, Черепанова, 2001 а). В осадках ресс-вюрмского (новотроицкого) временного интервала (МИС 5) зафиксированы два относительно кратковременных похолодания климата (фазы «b» и «d») и три потепления («a», «c» и «e»). В «холодные» регрессивные фазы МИС 5, устанавливаемые в разрезах мариния выпадением из структуры диатомовых комплексов теплолюбивых групп диатомей, среднегодовые температуры снижались на 1 - 2° в теплые трансгрессивные фазы (с преобладанием океанических видов диатомей до (30 - 35%) климат был теплее современного ($t^{\circ}=+2-3^{\circ}\text{C}$). Выявленные из мариния СПК свидетельствуют о существовании на побережье Восточного Сахалина темнохвойных пихтовых и еловых лесов с примесью широколиственных пород. В прослоях торфа регрессивных ритмов повышена роль пыльцы мелколиственных пород (березы). На Западном побережье Сахалина в новотроицкое время сформировались три низкие (от 6 до 15 м.) аккумулятивные и цокольные террасы (Шахтерская с $^{14}\text{C}>57$ тыс. лет и ТЛ 153 ± 20 тыс. лет, Ольшанская с $^{14}\text{C}>54$ тыс. лет, У-Ю 82,5 тыс. лет и Тауровская) (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997).

В разрезах Поронайской депрессии А. Н. Александрова (1982) к миндель-рессу относит отложения VI горизонта, представленные переслаиванием обогащенных растительными остатками песков и суглинков с прослоями торфа. СПК свидетельствуют о распространении на Сахалине растительности близкой к современной (темнохвойные леса с примесью широколиственных, мелколиственные в сочетании с широколиственными и еловыми).

Анивский горизонт (Q III₂). В скажинах восточного шельфа Сахалина представлены песками, соответствующими зоне *Neodenticula seminae*. Диатомовый комплекс, характеризующийся в основном неритическими и сублиторальными холодноводными диатомеями, сформировался в регрессивных условиях мелководного шельфа со сниженной

соленостью воды (до 28,5‰). Из отложений горизонта получен ряд датировок: Th-Io $55\,400 \pm 2650$ лет, Th-U $61\,500 \pm 3100$ лет, TЛ $59\,000 \pm 2000$ лет, которые обосновывают возраст термохрона и вместе с данными СПК, отражающими распространение в этот временной интервал лесотундр и березово-лиственничных редколесий, позволяют коррелировать его с муруктинским и зырянским горизонтами Сибирских стратиграфических схем. В разрезах Поронайской депрессии анивскому горизонту соответствуют VII горизонт А. Н. Александровой (1982), представленный обогащенными растительным детритом суглинками и переслаиванием глин с гравием и галечниками, охарактеризованными «холодными» СПК, близкими по составу к выявленным из мариния шельфовых разрезов.

В наиболее приподнятых участках Восточно-Сахалинских гор локально сохранились морены первого позднеплейстоценового оледенения Сахалина - чамгинского, по В. В. Соловьеву (Соловьев, Ганешин, 1971). Одновозрастные экзарационные формы рельефа распространены шире и отмечены в Западно-Сахалинских горах и на полуострове Шмидта. О суровой климатической обстановке этой эпохи свидетельствуют многочисленные, распространенные вплоть до широты г. Корсакова, криогенные деформации отложений (Соловьев, Ганешин, 1971).

Каменский горизонт (Q III₃) в разрезах мариния восточного шельфа Сахалина представлен песчано-глинистыми отложениями, содержащими богатые комплексы теплолюбивых диатомей, представленных всеми группами, сходных с современными. Среди фораминифер преобладают бореальные и аркто-бореальные виды, наибольшее присутствие среди них холодноводных форм указывает на сезонные изменения температур и замерзание прибрежных вод в осенне-зимние периоды. Выявленные из мариния СПК свидетельствуют о доминировании в растительном покрове острова темнохвойной тайги с участием широколиственных и мелколиственных (береза) деревьев. Возраст отложений подтверждается рядом датировок, полученных в основном из верхней части разреза мариния: ¹⁴C – $23\,800 \pm 700$ лет, $22\,500 \pm 750$ лет, TЛ - $22\,900 \pm 500$ лет, Th-Io - $24\,000 \pm 200$ лет (Короткий, Пушкарь, Гребенникова, 1997). В опорных разрезах Поронайской депрессии к каменскому горизонту относятся супеси, глины, пески, галечники VIII горизонта А. Н. Александровой (1982), СПК которых отражает теплолюбивый тип растительности, близкий к установленному по СПК из мариния. Каменский термохрон коррелируется с каргинским Сибирских стратиграфических схем и МИС 3.

Мицулевский горизонт (Q III₄) в разрезах мариния восточного шельфа Сахалина представлен песками, супесями с рассеянными галькой и гравием. Отложения характеризуются обеднением состава диатомовых и фораминиферовых комплексов, снижением их численности. Среди диатомовых преобладают сублиторальные и неритические холодноводные виды.

Характерно обилие спор Chaetoceros – показателя холодных климатических условий и длительного сезонного ледяного покрова. Среди фораминиферовых доминируют холодноводные мелководные эвригалинные виды. В палиноспектрах отражен тип растительности, характерный для березово-лиственничных лесов и редколесий с ассоциациями кустарниковых берез и ольховника. В разрезах Поронайской депрессии мицулевскому горизонту соответствует IX горизонт А. Н. Александровой (1982), представленный суглинками, глинами, обогащенными растительными остатками, с прослоями, линзами торфа, песков, галечников, слагающими большую часть поверхности Центрально-Сахалинской депрессии. Полученный из них СПК свидетельствует о распространении тундры и лесотундры. С похолоданием климата в конце позднего неоплейстоцена связано последнее каровое оледенение, проявившееся локально в наиболее высоких участках Восточно-Сахалинских гор. К этой заключительной холодной эпохе относится наиболее древний позднепалеолитический археологический памятник Сахалина – многослойная стоянка Огоньки с серией ^{14}C дат в интервале от 19 440 до 17 880 л.н., подтверждающая обменные связи населения Сахалина и Хоккайдо по сухопутному мосту, существовавшего до начала голоценовой трансгрессии на месте пролива Лаперуза (Кузьмин, 2010).

На карте в виду ее масштаба, ледниковые отложения двух поздненеоплейстоценовых оледенений показаны как нерасчлененные по возрасту (g III).

Современный горизонт (Н), подразделяющийся на два подгоризонта – орокесский (H^1) и устьенский (H^2), представлен в основном морскими, аллювиальными, аллювиально-морскими, реже эоловыми, палюстринными, озерными и грязевулканическими фациями (последние показаны на карте знаками грязевых вулканов). Орокесский горизонт (H^1), судя по ^{14}C (7,9 - 9,7, 4,3 тыс. лет) соответствует по времени последнему климатическому оптимуму голоцена (атлантическому и суббореальному периодам). Относящиеся к нему осадки слагают первые надпойменные террасы рек высотой 3 - 10 м., 3 - 6-метровые морские террасы, охарактеризованные СПК, отражающими развитие темнохвойных лесов с участием широколиственных пород. К устьенскому горизонту (H^2), сопоставляющемуся по ^{14}C (1,9 тыс. лет) с субатлантическим периодом голоцена, отнесены отложения поймы, морских пляжей, кос, пересыпей. В палиноспектрах отражается ухудшение климата и становление современной растительности с примерно одинаковым соотношением пыльцы хвойных и мелколиственных деревьев.

На карте, ввиду ее обзорного масштаба, морские и аллювиальные террасовые комплексы отображены в объеме звеньев общей стратиграфической шкалы.

4.8.3. Приамурье

Основным орографическим элементом региона являются Амуро-Зейская и

Среднеамурская равнины, разделенные субмеридионально ориентированной Буреинской – Ям-Алинской системой сводово-глыбовых низко-средневысотных горных поднятий с отдельными массивами альпийского среднегорья (до 2370 м.). Центральная часть Амуро-Зейской субплатформенной равнины занята низкими молодыми позднеоплейстоцено-голоценовыми аккумулятивными озерными и аллювиальными равнинами, окаймленными по периферии возвышенными, цокольными, расчлененными, террасированными равнинами с покровом озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений эоплейстоцено-раннеоплейстоценового и раннеоплейстоценового возраста. Среднеамурская рифтогенная грабен-синклинальная впадина, испытавшая в квартере влияние ингрессий, отличается сложным, невыдержанным по мощности и фациальному составу строением четвертичного покрова. Наиболее широким распространением пользуется лимноаллювий среднего – позднего и позднего неоплейстоцена. По периферии впадины локально развит аллювий раннего неоплейстоцена. С подпруживанием речного стока в периоды ингрессий связано формирование лимния раннеоплейстоценового, ранне – среднеоплейстоценового и среднеоплейстоценового возраста. Довольно широко распространены голоценовые болотные отложения.

На пологих склонах обрамляющих впадины низкогорья доминируют парагенезы делювия и солифлюксия, на более крутых склонах среднегорья – парагенезы делювия, солифлюксия и коллювия (DC), а в наиболее высоких участках хребтов со следами четвертичных оледенений и экзарационными формами рельефа – парагенезы коллювия, десерпция и солифлюксия (DR).

Четвертичные отложения Приамурья изучены недостаточно. Стратиграфическая схема региона на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982) была принята в качестве рабочей из-за недостаточной обеспеченности выделенных местных стратонов палеонтологическими, палеомагнитными, хронометрическими данными, отсутствием стратотипов. Стратификация отложений базировалась преимущественно на выявлении «теплых» и «холодных» палеоклиматических эпох и определении их относительного возраста на основании анализа ископаемых палинофлор. Рабочая корреляционная схема включала 4 местные схемы со стратонами в ранге толщ, слоев, свит, сопоставленных с различной степенью достоверности со стратонами общей шкалы квартера – звеньями (и их частями) и унифицированными региональными горизонтами Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, а также Средней Сибири.

Четкой нижней границы квартера в геологических разрезах региона не установлено. Она проходит в Амуро-Зейской депрессии внутри белогорской свиты плиоцен-эоплейстоценового возраста, а в Среднеамурской впадине – внутри приамурской свиты плиоцен-

раннечетвертичного возраста. Возраст белогорской свиты, выделенной Ю.Ф. Чемяковым и И.И. Сей в 1960 г. (N₂ – QI), в 2005 г. решением секции четвертичной геологии ДВ МРСК был изменен на плиоцен-эоплейстоценовый. Свита представлена аллювием древних рек Амура, Зеи, Селемджи и их притоков – Архара и Сутара. В ее строении участвуют пески, гравийники, супеси, глины, суглинки пойменно-старичных фаций, галечно-гравийные пески потоковых фаций континентальных дельт и буровато-серые глинистые осадки озеровидных размывов; характерно присутствие эоплейстоценовых погребенных почв. Мощность плиоценовых слоев достигает 35 м, эоплейстоценовых – 40 м (Объяснительная записка к... листу Госгеолкарты 1:1 000 000 (третье поколение) М – 52 – Благовещенск, 2012). На территории региона имеются также незначительные по площади покровы вулканитов – базальтов, трахиандезитов плиоцен – раннеэоплейстоценового возраста.

Приамурская свита мощностью до 130 м вскрыта многочисленными скважинами в Среднеамурской впадине, где установлено залегание ее осадков со следами размыва на отложениях верхнего миоцена. В строении свиты преобладают русловые фации аллювия. Верхняя граница свиты с неоплейстоценовыми, преимущественно аллювиальными отложениями выражена нечетко.

Отложения эоплейстоцена были описаны впервые на территории региона в 70-х годах прошлого столетия М.Н. Алексеевым и Н.П. Ахметьевой в цоколе 40-метровой террасы р. Амур у села Сарапальское, где они представлены красноцветными каолиновыми глинами, охарактеризованными спорово-пыльцевыми комплексами и диатомеями, свидетельствующими о теплом, влажном климате. Близ границы с перекрывающей их сероцветной толщей неоплейстоцена зафиксирована палеомагнитная инверсия Брюнес – Матуяма.

Отложения нижнего неоплейстоцена в регионе представлены преимущественно аллювием высоких цокольных (80 – 120 м) террас рек Амур, Зея (VI н.т.), Томь, Селемджа и Буряя, представленных русловыми и пойменными фациями мощностью до 60 – 80 м. Возраст отложений определен по их положению в разрезах и палинологическим данным (Объяснительная записка к... листу Госгеолкарты М – 52 – Благовещенск, 2012). В отдельных разрезах нижнего неоплейстоцена на хронологических уровнях с ТЛ 580 ± 150 тыс.л.н. и ТЛ 470 ± 120 тыс. л.н. зафиксированы по палеопалинологическим данным следы похолодания климата, сопоставленные соответственно с МИС 14 (донское оледенение) и МИС 12 (окское оледенение) (Шаров, Давидович, 2001).

В Средне-Амурской депрессии довольно широко распространены озерные отложения раннеэоплейстоценового возраста.

Отложения среднего неоплейстоцена представлены в регионе преимущественно аллювием и лимнием. Аллювиальные отложения участвуют в строении IV (30 – 45 м) и V (50 -

80 м) н.т. Амура и Зеи и высоких террас их притоков на Зейско-Буреинской равнине, вложенных или прислоненных к толщам нижнелепестового аллювия. В строении террас участвуют пески, супеси, гравийно-галечниковые, галечно-валунные отложения мощностью до 107 м. Из песков IV н.т. имеются ТЛ датировки 86 – 154 тыс.л.н. и 100 – 147 тыс.л.н. Озерные отложения (I II) представлены глинами, песками, суглинками, илами и торфяниками, участвующими в строении V н.т. Зеи, Амура, Томи. Мощность их не превышает 27 м. В Среднеамурской депрессии распространены также озерные равнины среднепleistового возраста. Возраст отложений основан преимущественно на анализе палеопалинологических данных и положения геологических тел в разрезах (Объяснительная записка ... к листу Госгеолкарты М – 52 – Благовещенск, 2012). По (Шаров, Давидович, 2001) в наиболее приподнятых горных массивах региона локально сохранились ледниковые и гляциофлювиальные отложения с ТЛ 148 ± 40 тыс.л.н., сопоставленные им по возрасту с МИС 6 и тазовским оледенением Сибири. Похолодание сопровождалось широким распространением горных тундр.

Позднепleistовые отложения установлены во всех районах региона. По (Шаров, Давидович, 2001) наиболее полный стратиграфический разрез их, где выделяются отложения всех четырех ступеней позднего неоплейстоцена, сопоставляющихся с морскими изотопными стадиями, приурочен к обнажению 40-метровой цокольной террасы р. Амур у с. Сарапальское. В пределах Амуро-Зейской равнины к верхнему звену неоплейстоцена относятся аллювиальные отложения II (10 – 15 м) и III (18 – 30 м) надпойменных террас Амура и Зеи, представленные в нижней части разрезов галечно-песчаным материалом русловых фаций, а в верхней – алевритами, супесями, суглинками, глинами, торфяниками пойменных и старично-озерных фаций. Максимальная мощность позднепleistового аллювия, достигающая 40 м, установлена вблизи места слияния Зеи и Амура. Из песков III н.т. в нижнем течении р. Зея получены ТЛ датировки 28 – 38 тыс. лет, в приустьевой части р. Селемджа – 46 – 80 тыс. лет, а из II надпойменной террасы р. Селемджа – 32 – 34 тыс. лет. В позднем неоплейстоцене террасы активно заселялись людьми, начиная с позднего палеолита (Объяснительная записка к ...листу Государственной Геологической Карты масштаба 1:1 000 000 М – 52 – Благовещенск, 2012).

Выявленные из отложений террасовых разрезов палинокомплексы фиксируют чередование потеплений и похолоданий климата. Наиболее значительное похолодание установлено в отложениях четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена.

Озерные отложения позднего неоплейстоцена, представленные тонкослоистыми глинами, суглинками, включающими линзы торфов, общей мощностью до 12 м, распространены крайне ограничено.

В эпохи зырянского и сартанского оледенений наиболее высокие горные массивы Буреинского хребта подвергались горно-долинному оледенению, следами которых являются трюги, кары, цирки, гляциофлювиальные и ледниковые отложения.

Специфической особенностью осадконакопления на южных равнинных территориях Дальнего Востока в холодные эпохи позднего-среднего неоплейстоцена явилось формирование широко распространенных покровных бурых суглинков с погребенными почвами общей мощностью до первых десятков метров. Проблема генезиса этих осадков возникла еще в 60 – 70 годах прошлого столетия, когда генезис их трактовался как делювиальный, аллювиально-делювиальный, озерный, озерно-аллювиальный, элювиальный или полигенетический. Впервые предположение о генетической связи части этих покровных образований с лессоидами Китая, основанном на сходстве их механического состава и наличия вертикальной отдельности, было высказано Г.С. Ганешиным (1959). Позднее лессовая природа бурых покровных суглинков была подтверждена работами Б.И. Павлюткина (1982 и др.) в Приханкайской равнине Южного Приморья и многолетними исследованиями, проводившимися Т.Г. Рященко и коллективами с ее участием (Рященко, Ухова, Жтельмах и др., 2011) на территории южных равнин Дальнего Востока.

В течение голоцена накапливались аллювиальные отложения пойм и первых надпойменных террас, формировались торфяники. Нижняя часть разреза I н.т. и высокой поймы сложена галечно-песчаными русловыми фациями, а верхняя – глинисто-песчано-алевритовыми пойменными. На горных водотоках преобладает слабоокатанный русловой аллювий. К I н.т. р. Амур приурочены покровные торфяники с мощностью торфа 2 – 5 м. Мощность голоценового аллювия р. Амур составляет 42 м. Возраст голоценового аллювия подтвержден единичными ТЛ – датировками (Государственная Геологическая Карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000. Лист М – 52 – Благовещенск (Новая серия). Объяснительная записка, 2012).

4.8.4. Сихотэ-Алинь и Юго-Западное Приморье

На большей части территории региона развит низкогорный рельеф. Основным орографическим элементом является субмеридианально ориентированное низковисотное сводово-глыбововое горное поднятие Сихотэ-Алиня с отдельными среднегорными массивами (до 2090 м – г. Тардоки-Янги). Северо-западная часть региона занята невысокими (500 – 800 м) хребтами северо-восточного простирания Нижнеамурского низкогорья. Наиболее крупными впадинами являются Среднеамурская, примыкающая к ней с юга Уссури-Ханкайская и Нижнеамурская. На наиболее высоких горных массивах развита современная многолетняя островная мерзлота мощностью от первых десятков до 150 м, более широко распространенная в гольцовой зоне (Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток 1989).

Несмотря на южное географическое положение территории, на горных склонах наряду с разнообразными современными формами криогенного рельефа достаточно широко распространены реликтовые в виде курумов, нагорных, солифлюкционных террас, связанных с экспансией мерзлоты в ледниковые эпохи в основном позднего неоплейстоцена. По-видимому, занимающие большие площади скопления грубообломочного материала на склонах хр. Сихотэ-Алинь, не обеспечивающих по своей крутизне механизм обрушения, представляют собой преимущественно реликтовые курумовые образования (Короткий, Коробов, Скрыльник, 2010).

Проблема горных оледенений региона до настоящего времени освещена недостаточно. В течение длительного времени на хр. Сихотэ-Алинь признавались лишь следы двух позднеплейстоценовых оледенений горно-долинного ранне-вюрмского и существенно карового поздневюрмского. Лишь в 1959 г. Г.С. Ганешиным на севере хребта были обнаружены следы более древнего среднеплейстоценового оледенения в виде денудированных цирков, каров и эрратических валунов, развитых гисометрически ниже позднеледниковых образований. Позднее сходные по морфологии и гипсометрической позиции формы рельефа в виде цирков, трогов, каров были установлены в более южных районах Сихотэ-Алиня, где локально сохранились также связанные с ними ледниковые аккумулятивные образования в виде тиллов, гляциофлювиальных и гляциолимнических отложений (Соловьев, 1964).

На изданных ранее картах четвертичных образований масштаба 1: 1 000 000 получили отражение лишь крайне незначительные по площади ледниковые отложения раннего вюрма в верховьях р. Ануй в наиболее высоком горном массиве Сихотэ-Алиня Тардоки-Янги (Объяснительная записка ... к листу Госгеолкарты 1: 1 000 000 М-(53), 54, (55) – Хабаровск (новая серия), 1994).

Периодические изменения климата в квартере получили отражение и на прилегающей к сухопутной территории региона шельфовой зоне Японского моря.

Отложения квартера региона изучены в целом достаточно хорошо и на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока России (1982 г.) эта региональная схема была принята как унифицированная. В ней было выделено 9 местных схем со стратонами разного ранга (свиты, толщи, слои и др.), корреляция которых между собой и с таксонами общей шкалы (звенья и их части) проводилась по климатостратиграфическому принципу с использованием комплексной методики. Нижняя граница квартера, проходящая внутри отложений приамурской (на севере) и суйфуйской (на юге) свит, устанавливается с трудом. Более четко в разрезах определяется граница эоплейстоцена и плейстоцена, совпадающая с палеомагнитной инверсией Брюнес - Матуяма и сменой пестроцветной (красноцветной) окраски эоплейстоценовых отложений на сероцветную

плейстоценовых.

Наиболее обширные площади распространения эоплейстоценовых отложений наблюдаются в краевых частях кайнозойских впадин. Стратотипические разрезы их приурочены к Хасанской (устье р. Туманной), Перевозненской (Амурский залив) и Теляковской (Уссурийский залив) высоким речным террасам. Возраст отложений обоснован данными комплексного палеонтологического, палеомагнитного (положение в зоне обратной остаточной намагниченности эпохи Матуяма) и ТЛ датировками от 1420 ± 138 т.л.н. до 1150 ± 125 т.л.н. (А.М. Короткий, 2004).

В разрезах эоплейстоценовых образований установлено несколько спорово-пыльцевых комплексов, свидетельствующих о неоднократности изменения климатических обстановок. В начале эоплейстоцена доминировали полидоминантные широколиственные леса, произраставшие при средней температуре января $+2 - 3^{\circ}\text{C}$ и годовой сумме осадков свыше 1200 мм. Похолодание в середине эоплейстоцена в Уссури-Ханкайской депрессии фиксируется спектрами с обилием пыльцы ели и мелколиственных пород (но в присутствии пыльцы широколиственных пород и палеотипных сосен), характерными для лесных ландшафтов с температурами января -16°C и годовой суммой осадков не более 800 мм. (Короткий, Гребенникова, Пушкарь, 1996).

В региональной унифицированной схеме региона на совещании 1982 г. в Магадане (Решения..., 1987) в нижнем звене неоплейстоцена общей шкалы выделены уссурийский (QI₁) и рудневский (QI₂) горизонты; в среднем звене – ханкайский (QII₁), шмаковский (QII₂), сунгачский (QII₃), и вяземский (QII₄); в верхнем звене – находкинский (QIII₁), лазовский (QIII₂), черноручьинский (QIII₃) и партизанский (QIII₄).

Отложения уссурийского горизонта, соответствующего по возрасту нижней половине нижнего звена неоплейстоцена, широко развиты в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии, где они вскрыты бурением, и в разрезах цокольных террас высотой от 20 - 30 до 50 - 60 м. по ее периферии. В их составе преобладают песчано-глинистые озерно-аллювиальные фации. Отложения охарактеризованы СПК, свидетельствующими о развитии на равнинах и в нижнем поясе гор полидоминантных широколиственных лесов с участием экзотов и темнохвойной тайги в верхнем поясе гор. Возраст отложений подтверждается также палеомагнитной инверсией Брюнес - Матуяма в основании их разреза и ТЛ-датировкой $1,2 \pm 0,016$ млн. лет.

Рудневский горизонт, соответствующий верхней части нижнего звена неоплейстоцена, стратотипически выделен в разрезе 10 - 12-метровой террасы бухты Опасной. В горных районах аллювий этого возраста, представленный песчано-глинистыми, гравийно-галечно-валунными отложениями, образует аккумулятивные покровы высоких цокольных террас.

Выявленные СПК соответствуют ландшафтам темнохвойной тайги с широким участием мелколиственных форм, особенно ольховника, и незначительным присутствием широколиственных пород. В опорных разрезах горизонта в бухте Опасной и долине р. Кемы получены ТЛ-датировки 440 ± 65 и 355 ± 80 тыс. лет (Решения..., 1987).

Ханкайский горизонт нижней половины среднего неоплейстоцена, видимо, близок по стратиграфическому объему к тобольскому Западной Сибири, лихвинскому в Европейском регионе России. Он прослеживается по скважинам по всей Уссури-Ханкайской депрессии, а за его пределами – по многим долинам Сихотэ-Алиня в разрезах III надпойменной террасы. По данным СПК, для этого времени характерно развитие полидоминантных лесов с остепненными участками на равнинах. Из отложений горизонта получена ТЛ-дата 356 ± 50 тыс. лет (Решения..., 1987).

Шмаковский горизонт, сопоставляющийся с самаровским Западной и Средней Сибири, прослеживается по скважинам в Уссури-Ханкайской депрессии. В прибрежной зоне региона его отложения установлены в разрезах 10-метровой террасы многих рек. В глинистых фациях аллювия присутствуют криотурбации. В горной части Сихотэ-Алиня к шмаковскому горизонту относятся отложения 15 - 20-метровых террас р.р. Киевки и Самарги. Во время этого криохрона в растительном покрове доминировали заболоченные редколесья на равнинах, темнохвойная тайга в нижнем поясе гор, субальпийские стелющиеся леса и горные тундры в верхнем поясе гор. В составе диатомовой флоры преобладали представители северобореальной и арктобореальной групп.

Сунгачский горизонт сопоставляется с ширтинским сибирских стратиграфических схем. Он включает озерно-болотные отложения Уссури-Ханкайской депрессии, перстративный аллювий переуглубленных долин валунно-галечного и песчано-глинистого состава. На западном склоне Сихотэ-Алиня отложения этого термохрона вскрыты скважинами в разрезе 10-метровой террасы. Диатомовая флора представлена бореальными и южнобореальными формами. СПК отражают ландшафты с остепненными березово-ильмовыми лесами на равнинах, широколиственные леса в нижнем поясе гор и темнохвойной тайги – в верхнем горном поясе. Возраст отложений подтвержден ТЛ-датой 220 ± 36 тыс. лет.

Вяземский горизонт, сопоставляющийся с тазовским сибирских стратиграфических схем, прослежен скважинами на равнинах Уссури-Ханкайской депрессии, в долинах Западного Сихотэ-Алиня, на восточном склоне Сихотэ-Алиня, где ему соответствуют разрезы верхней части III надпойменной террасы (15 - 20 м.). Выявленные СПК характеризуют развитие редколесья на равнинах, елово-березово-лиственничных лесов в нижнем поясе гор, лесотундры и тундры в верхнем горном поясе. В отложениях найдены остатки *Elephas trogontherii* Pohl., комплекс диатомей с преобладанием аркто- и северобореальных форм. Из опорных разрезов

горизонта получены ТЛ-даты 230 ± 50 и 220 ± 55 тыс. лет.

Находкинский горизонт, сопоставляющийся с казанцевским сибирских стратиграфических схем, прослежен скважинами в Уссури-Ханкайской депрессии, в горах изучен в речных долинах в разрезах II надпойменной террасы (8 - 10 м.), где представлен галечно-валунным, песчано-глинистым аллювием. Палеоботанический материал свидетельствует о широком развитии на территории Приморья полидоминантных и кедрово-широколиственных лесов с примесью японских и корейских сосен, а также тсуги (Решения..., 1987). Прибрежная зона Приморья подвергалась в эту эпоху находкинской (хасанской) трансгрессии, отличающейся сложной динамикой с тремя теплыми трансгрессивными и двумя холодными регрессивными ритмами, сформировавшей серию низких (от 4 - 6 до 10 - 12 м.) морских террас, деформированных новейшими тектоническими движениями (Пушкарь, Черепанова, 2001). Из отложений горизонта получены ТЛ-даты 110 ± 30 и 122 ± 5 000 тыс. лет. Уровень Японского моря достигал своего максимума (+10 м).

Лазовский горизонт, сопоставляющийся с ермаковским Западной Сибири, установлен бурением в Уссури-Ханкайской депрессии и по ее горному обрамлению. В горах он участвует в строении II и III надпойменных террас, а в наиболее приподнятых массивах Сихотэ-Алиня представлен локально распространенными ледниковыми образованиями. В прибрежной зоне отложения горизонта слагают щебнисто-суглинистые покровы с криотурбациями на низких морских террасах. По данным СПК, в ландшафтах доминировали березово-лиственничные леса, редколесья, участки елово-лиственничных лесов, а в верхнем поясе – горные тундры. В выявленных диатомовых комплексах преобладают арктобореальные формы. Возраст отложений подтвержден ^{14}C -датами $45\,200 \pm 450$ и $52\,700 \pm 500$ лет н.

В период ранневюрмского оледенения (зырянского) произошла регрессия Японского моря. Ее отложения, вскрытые бурением в погребенных долинах ряда бухт и в Амурском заливе, представленные в основном крупнообломочным аллювием с преобладанием пыльцы кустарниковой березы и ольхи, прослеживаются до глубины – 100 – 110 м, фиксирующей возможный предел ранневюрмской регрессии (Маркин, Уткин, 2009).

Черноручьинский горизонт, сопоставляющийся с каргинским Сибирских стратиграфических схем, прослежен в Уссури-Ханкайской депрессии, в разрезах локальных морских террас побережья, в долинах горных рек, где его отложения участвуют в строении II надпойменной террасы и нижних частей разрезов I надпойменной террасы. Палиноспектры отражают развитие широколиственных и кедрово-широколиственных лесов, сменяющихся в верхнем поясе гор темнохвойной тайгой. Теплый климат этого термохрона подтверждается комплексом тепловодных фораминифер, вещественным составом аллювия стратотипического разреза (ожелезненные валунно-галечно-песчаные отложения, супеси, суглинки, торф, остатки

древесины). В разрезе горизонта в долине р. Киевки на фоне прямой намагниченности отложений выявлена маломощная зона обратной полярности, возможно соответствующая субзоне Моно Лашамп (Каргаполово). Возраст горизонта подтвержден многочисленными ^{14}C -датировками в интервале от 46 до 22 тыс. л. н. (Решения..., 1987).

Возможно из отложений этого горизонта, коррелирующегося с каргинским Западной Сибири, в разрезе П н.т. р. Амур в черте г. Хабаровск были извлечены остатки мамонта (*in situ*) с АМС датой 41 000 л.н., обитавшего здесь в одну из холодных климатических фаз этого межледниковья (межстадиала) (Объяснительная записка к ... листу Госгеолкарты 1000/3 М – 53 – Хабаровск, 2009).

Средневюрмская эпоха (3 MIS) характеризуется трансгрессией Японского моря, следы которой установлены повсеместно на всем шельфе. Большое количество датировок позволило проследить колебания уровня моря, обусловленные нестабильностью климата (Марков, Уткин, 2009). После ранневюрмского (зырянского) оледенения проявилось потепление климата, зафиксированное в СПК, составе фораминиферового комплекса и подъеме уровня моря до отметки – 47 м. Раннее потепление сменилось последующим за ним похолоданием с понижением уровня моря до – 80 м. Из отложений, соответствующих концу холодной фазы получены датировки $41\,400 \pm 1000 - 42\,300 \pm 500$ лет. Во время следующего малохетского потепления (Кинд, 1974) уровень моря устанавливается на отметке – 6,5 м (близкой к современной). Вскрытые аллювиально-лагунные и морские осадки соответствуют климатическому оптимуму (в СПК доминируют широколиственные породы, среди диатомей – мелколагунные солоноватоводные виды). Вслед за малохетским потеплением следует резкое похолодание, сопровождающееся снижением уровня моря до отметок – 60- 75 м, которое по датировкам $34\,700 \pm 400 - 30\,400 \pm 1500$ лет коррелируется с конощельским. Около 30 000 л.н. происходит быстрый подъем уровня моря до отметки – 14 м, в разрезах шельфа он фиксируется замещением прибрежно-морских фаций лагунными с водораслевым торфом ($29\,000 \pm 250$ лет). Частично эти осадки коррелируются во времени с липовско-новоселовским потеплением Сибири (Кинд, 1974). Установленные в них СПК характеризуются преобладанием пыльцы широколиственных пород. С приближением эпохи поздневюрмского (сартанского) ледниковья климат становится более холодным.

Партизанский горизонт, коррелирующийся с сартанским Сибирских стратиграфических схем, стратотипически выделен в I надпойменной террасе р. Партизанской (Ю. Сихотэ-Алинь). В Уссури-Ханкайской депрессии осадки горизонта образуют кровлю четвертичного разреза. Они широко распространены в горных речных долинах, участвуя в строении в I надпойменной террасы. На наиболее высоких массивах Сихотэ-Алиня возможно возникало небольшое каровое и карово-долинное оледенение. В этот термический минимум неоплейстоцена на

большей части горной территории региона доминировали перигляциальные типы морфогенеза, широкое распространение получила многолетняя мерзлота, сменявшаяся на южных равнинах островно-болотной. На горных водоразделах преобладали горные тундры, сменявшиеся ниже редколесьями и борекальными лесами.

В Уссури-Ханкайской впадине в растительном покрове широкое развитие получили сообщества сфагновых болот (марей) с кустарниковыми березами, ольховником и лиственницей, а на более возвышенных участках – березово-лиственничные редколесья (Белянина, Белянин, 2011). Господствующие позиции получили мамонтовый и тундростепной фаунистические комплексы (Величко, Борисова, Гричук, 2009).

Возраст отложений горизонта подтверждается, помимо серии ^{14}C -дат в диапазоне 22,0 - 10,2 тыс. л. н., находками фауны верхнепалеолитического комплекса млекопитающих (Решения..., 1987), в том числе костными остатками *Mammonteus primigenius* (Blum) из песков I н.т. у г. Комсомольск – на – Амуре, обитавшего по заключению В.Е. Гаррута в холодную эпоху второй половины неоплейстоцена.

Несмотря на суровые климатические условия сартанской эпохи, территория региона по долинам рек Амура, Уссури осваивалась древним человеком, где обнаружены многочисленные археологические стоянки переходного периода от палеолита к неолиту, принадлежащие осиповской археологической культуре (Шевкомуд, Чернюк, Кузьмин, 2001). Большая часть их приурочена к речным террасам высотой от 20 до 80 м. Нижние горизонты памятников нередко представляют собой отложения, выполняющие морозные клинья. Судя по ^{14}C датировкам древесного угля, извлеченного из клиньев, возраст нижних культурных слоев находится в пределах 12 055 – 12 500 л.н., а более высоких – голоценовый (Шевкомуд, Чернюк, Кузьмин, 2001).

Позднеюрмская эпоха (2 MIS) характеризовалась более низким стоянием моря в позднем неоплейстоцене, когда его уровень располагался у бровки шельфа на отметках – 100 – 120 м, зафиксированным выработкой абразионной площадки, после чего уровень медленно с остановками стал подниматься (Марков, Уткин, 2009). Возраст регрессивной фазы подтвержден рядом датировок.

Отложения голоцена региона довольно разнообразны в фациальном отношении, в их составе участвуют аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, морские, аллювиально-морские, палюстринные, пролювиальные, эоловые, различные склоновые образования. Они объединены в южноприморский региональный горизонт, расчлененный по схеме Блитта-Сернандера на 3 подгоризонта: нижнеголоценовый (10,2 - 8,0 тыс. л. н. – пребореал и бореал), среднеголоценовый (8,0 - 2,2 тыс. л. н. – атлантик и суббореал) и верхнеголоценовый (моложе 2,2 тыс. л. н. – субатлантический) (Решения..., 1987). К нижнему голоцену в местных схемах

преимущественно отнесены отложения верхней части разреза I надпойменной террасы, охарактеризованные СПК березово-ильмовых, дубово-ильмовых лесов на равнинах и в предгорьях, березовыми лесами с участками темнохвойных лесов в горах и горными тундрами в верхнем поясе. Среднеголоценовый подгоризонт, включающий отложения высокой поймы, низких морских террас, дельтовых равнин, соответствует климатическому оптимуму голоцена, во время которого в Приморье доминировали широколиственные леса с грабом и кедром, а в верхнем поясе гор – темнохвойная тайга. Верхний подгоризонт голоцена, объединяющий в основном отложения низкой поймы, местами низкой и высокой, а также пляжи, косы, береговые валы, низкие морские террасы, сформировался в условиях более прохладного климата, близкого к современному. В растительном покрове доминируют кедрово-широколиственные, кедрово-еловые, елово-пихтовые леса, замещающиеся выше подгольцовыми стелющимися лесами и горными тундрами.

Голоценовое время характеризуется послеледниковой трансгрессией Мирового океана, начавшейся еще в конце позднеюрмской эпохи и достигшей максимума в оптимальную фазу среднего голоцена (Марков, Уткин, 2009). На шельфе Японского моря в заливе Петра Великого ниже 60 – метровой изобаты голоценовые отложения залегают спорадически, а выше – в виде стратиграфированной толщи на абрадированной поверхности доголоценовых пород (Марков, Уткин, 2009). Усиление трансгрессивных ритмов происходило в теплые климатические фазы голоцена, а их замедление, отчасти с проявлениями небольших регрессий – в более холодные.

На протяжении холодных эпох среднего и позднего неоплейстоцена на равнинах региона, главным образом Уссури-Ханкайской и отчасти Среднеамурской, происходила седиментация покровных бурых суглинков, генезис которых, как и на южных равнинах Приморья, трактовался по-разному, что получило отражение на ранее составленных картах четвертичных отложений старых поколений. Концепция лессовой природы этих образований в рассматриваемом регионе была предложена Г.С. Ганешиным (1957), рассматривавшим их как «влажный вариант» лессов Китая, а позднее Б.И. Павлюткиным (1982 м др.), объяснявшим их особенности (окраска, бескарбонатность, глинистость) более мягкими и влажными климатическими условиями холодных эпох на юге Дальнего Востока. Проведенные позднее детальные аналитические исследования подтвердили в целом своеобразную «позицию» южных Дальневосточных лессоидов в сообществе лессовых пород, связанную как с окислительной обстановкой надмерзлотных вод, так и активным участием солифлюкционных и делювиальных процессов в переотложении эолового материала (Рященко, Ухова, Штельмах, и др., 2011). По мнению этого авторского коллектива Дальневосточные лессоиды обнаруживают большее сходство с южносибирскими лессоидами, чем с китайскими.

4.9. Арктические острова

Четвертичный покров арктических островов России существенно варьирует в отношении стратиграфии, мощностей и фаций в связи с секторальными различиями палеоклиматической системы Ледовитого океана. Западный сектор включает острова Баренцева моря, подвергавшиеся вместе с шельфом многим покровным оледенениям, в том числе и самому молодому, отвечающему 4-й ступени верхнего неоплейстоцена Общей стратиграфической шкалы. Острова Карского моря и Северной Земли практически не подвергались этому оледенению. Южная часть Новосибирского архипелага вместе с прилегающей частью материка была свободна от ледников весь плейстоцен. На острове Врангеля отмечены лишь следы небольшого горно-долинного оледенения. Распространение древних морских образований тесно связано с ледниковой историей: следы бореального моря на больших высотах в западном секторе отражают мощную ледниковую нагрузку, тогда как к востоку с уменьшением мощности плейстоценовых льдов отметки морских отложений снижаются до современного уровня моря.

Изученность четвертичного покрова арктических островов крайне неравномерна. Наиболее квалифицировано описана стратиграфическая последовательность для о-вов Колгуев, и Октябрьской Революции. Удовлетворительная геохронометрическая привязка главных осадочных комплексов получена лишь для Новой Земли и о. Октябрьской революции, а для наиболее исследованного о. Колгуев она отсутствует. Поэтому корреляция местных стратиграфических схем существенно затруднена. Ниже описаны в основном обнаженные и оконтуренные на карте рельефообразующие отложения, а вскрытые скважинами глубоко залегающие толщи неясного возраста не рассматриваются.

Остров Колгуев. Этот низменный остров (не более 180 м абс.) с юга и востока окаймлен низкими песчаными лайдами и косами, а в обрывистых западных и северных берегах обнажаются четыре моренные диамиктовые толщи мощностью до 25 м каждая, уходящие под урез Баренцева моря (Григорьев, 1987ф). Судя по скважинам на Песчаноозерском месторождении нефти и профилям непрерывного сейсмического профилирования (НСП), четвертичный покров достигает максимальной мощности в 130 м на востоке острова (Крапивнер, 1986). Диамиктовые толщи разделены морскими, озерными и аллювиальными песками, глинами и алевритами. Нижняя морская толща (североколгуевская) залегает между двумя древнейшими моренами. Наибольшее распространение имеет песчаноозерская толща с обильной бореальной фауной мощностью до 38 м. Она перекрыта двумя молодыми моренами, разделенными великореченским маринием с аркто-бореальной фауной, слагающим 50-метровую террасу (Барановская и др., 1986).

Авторы отнесли самую нижнюю (западноколгуевскую) морену к нижнему неоплейстоцену, песчаноозерский мариний – к средненеоплейстоценовому межледниковью, а

перекрывающую ее китовую морену – к московскому ледниковью. Эта корреляция по-видимому ошибочна, так как песчаноозерский мариний отличается самой тепловодной фауной, включая *Cyprina islandica* и *Zirphea crispata*, а поэтому является бесспорным аналогом слоев бореальной трансгрессии в бассейне Мезени и микулинского межледниковья на уровне МИС 5 (Grøsfjeld et al., 2006). Следовательно, обе вышележащие морены (китовая и избушечная) относятся к верхнему неоплейстоцену, а две нижние морены должны быть средненеоплейстоценовыми. Избушечная морена вместе с камовыми песками мощностью до 40 м отложена поздневалдайским ледником, наступавшим с северо-востока (Барановская и др., 1986).

Новая Земля и Вайгач. Эти острова отличаются малой мощностью четвертичного покрова на палеозойском складчатом основании. Северный остров Новой Земли покрыт ледниками толщиной до 700 м, по периферии которых попадают маломощные голоценовые морены. Плейстоценовые морены в виде грубогалечных и глинистых диамиктов встречаются пятнами и чаще всего перекрыты щебнисто-глинистыми солифлюкционными плащами. Вместе с диамиктами попадают песчано-галечные флювиогляциальные скопления. На Вайгаче они местами слагают озовые гряды СВ-ЮЗ простирания, поперечные к гребням палеозойских структур (Тараканов, 1973).

Следы ледниковой деятельности чаще всего представлены многочисленными эрратическими валунами, в том числе гранитов неизвестного происхождения и мезозойских пород, явно принесенных с шельфа, возможно, еще в среднем неоплейстоцене (Стрелков и др., 1959). Уверенно выделяются отложения только трех ледниковых комплексов.

В центральной наиболее возвышенной части южного острова Новой Земли найдены самые древние (нижний-средний неоплейстоцен) маломощные ленточно-слоистые пески и глины с тундро-степной флорой, перекрытые валунно-глинистыми слоями и косослоистыми песками с редкими раковинами арктических моллюсков (Павлов и др., 1981ф). Выше на древних террасовых уровнях до отметок 300 м залегает литологически пестрая кумжинская толща морских отложений мощностью до 30 м с фауной аркто-бореальных и бореальных моллюсков, включая *Littorina littorea*, и множеством бореальных и бореально-лузитанских фораминифер. Комплекс фораминифер, самый глубоководный во всей Евразии, имеет общие виды с эемскими слоями. Явно тепловодная кумжинская толща, также как и песчаноозерская толща Колгуева, отложена в процессе бореальной трансгрессии времени МИС 5 и в большей части своего разреза является стратиграфическим маркером на уровне 1-й ступени верхнего неоплейстоцена ОСР. Эта корреляция поддержана уран-ториевой датой 146 т.л.н. (ЛУ-875). Однако при геологической съемке в кумжинскую толщу были включены и валунные суглинки, оставленные первым поздненеоплейстоценовым оледенением (Красножен и др., 1982), видимо,

отложившим также китовую морену Колгуева (2-я ступень верхнего неоплейстоцена ОСР).

Выше по разрезу выделяется крест-яхинская толща прибрежно-морских песчано-галечных отложений с редкими раковинами субарктических моллюсков и довольно холодноводной микрофауной, развитая на западе и юге Южного острова (Гусиная Земля, о. Междушаровский, бассейн р. Кумжи) на отметках до 120 м, в редких случаях до 180-200 м. Пр древесному плавнику получены радиоуглеродные даты 38,6 и 40,3 т. л.н. Множество (около 40) радиоуглеродных дат в интервале 43–27 т.л.н. было получено по раковинам морских моллюсков из этой толщи более точным AMS методом, в основном на Северном острове и на Вайгаче на отметках 20–140 м. Корректность датировок подкреплена анализом аминокислотной рацемизации раковин (Mangerud et al., 2008). Это надежно подтверждает средневалдайский возраст (3-я ступень верхнего неоплейстоцена ОСР) последней, менее тепловодной морской трансгрессии плейстоцена, вызванной изостатическим прогибанием островов под нагрузкой предшествующего (ранневалдайского) ледникового щита. Прибрежно-морская крест-яхинская толща с субарктической фауной радиометрически коррелятна глубоководным морским глинам с арктическими фораминиферами на дне Печорского моря (Gataullin et al., 2001).

Основная масса морен покровного оледенения конца позднего неоплейстоцена (эпоха МИС 2) сконцентрирована в прилегающей к Новой Земле части Баренцева шельфа. Молодые морены образуют подводную холмистую полосу вдоль Восточно-Новоземельского желоба. Максимальной мощности (более 100 м) подводные диамиктовые толщи достигают на Адмиралтейском поднятии западнее Новой Земли. Скорее всего в состав глинистой диамиктовой толщи входят и более древние морены, в том числе принесенные потоками Карского ледникового щита. Однако, приписанные им возрасты от 362 до 42 т.л.н. (Крапивнер, 2006) нельзя воспринимать как корреляционные сигналы, поскольку они получены термолюминесцентным методом. Такие датировки могут означать все что угодно, поскольку переотложенные ледником зерна кварца или полевого шпата практически всегда содержат остаточную радиационную сумму минералов более древних пород.

Моренный свал вдоль Адмиралтейского поднятия вначале при анализе мощностей сейсмокомплекса III интерпретировался как двойная дуга конечных морен новоземельского центра длиной в сотни км (Рис. 4.2). Такое истолкование противоречит плану батиметрических гряд, который показывает скорее движение льда с севера, вдоль побережья, и с запада, из Центральной впадины Баренцева моря (стрелки на Рис. 4.3), где в позднем неоплейстоцене скапливался самый мощный лед (Svendsen et al., 2004). Огромные скопления маловалунных глинистых диамиктов мощностью более 100 м вдоль берегов Новой Земли наверняка отложены не одним оледенением. Гряды на Рис. 1, превышающие своими размерами любые морены на

суше, не могли быть образованы в конце плейстоцена узким ледником Новой Земли, поскольку его мощность не превышала 1500 м. Это установлено по высотам послеледниковых морских террас не более 18 м на Северном острове и не более 6 м на Южном острове. На Вайгаче послеледниковые террасы находятся на современном уровне моря (Forman et al., 2004). Отсутствие крупного гляциоизостатического поднятия этих островов доказывается и субаэральными отложениями западного побережья Южного острова с датировками от 15 до 10 т.л.н., полученными из торфянистых прослоев на высотах близких к современному уровню моря (Serebryanny, Malyasova, 1998).

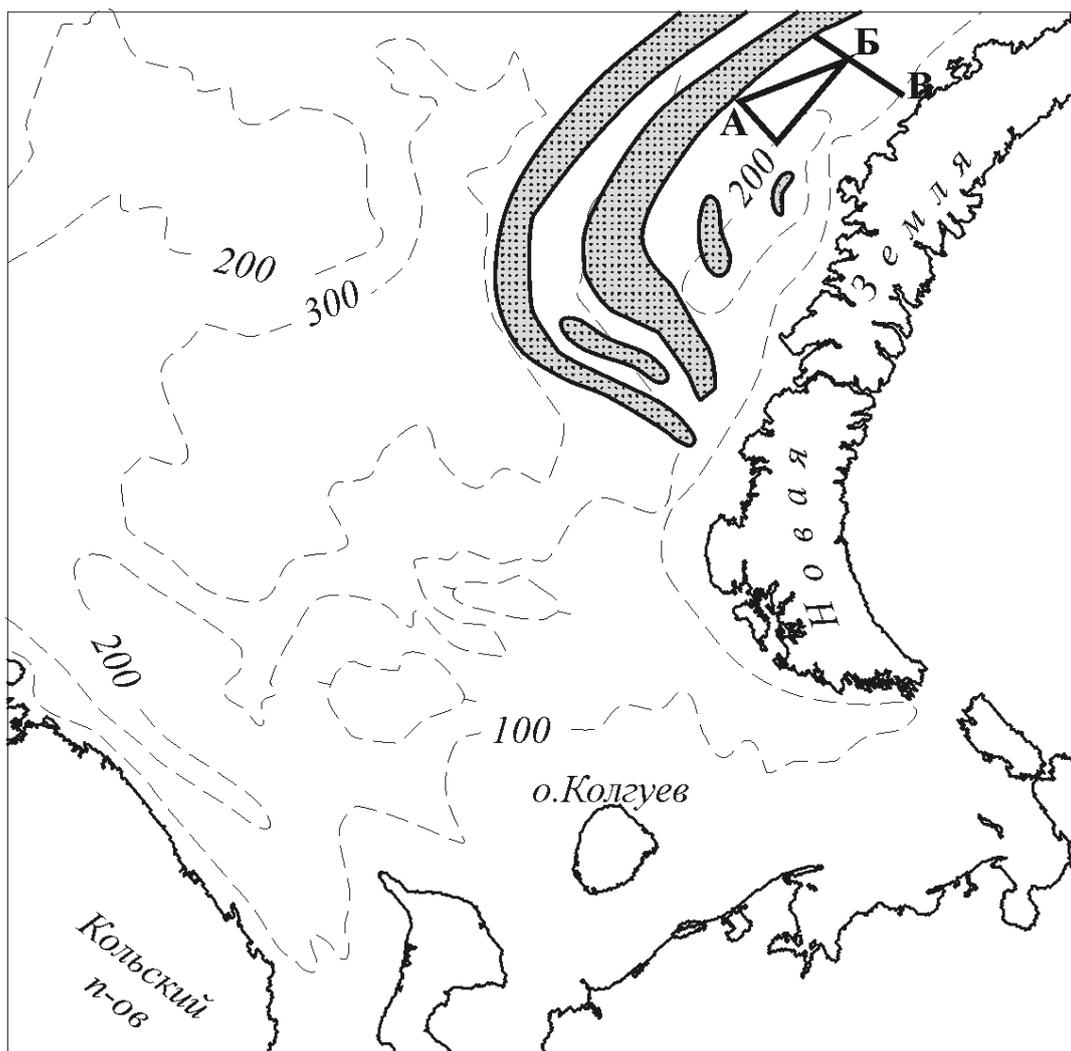


Рис. 4.2 Параллельные Новой Земле дуги подводных диамиктовых гряд: результаты анализа мощностей доголоценовой диамиктовой толщи (ССК III), интерпретированной по сейсмопрофилям и скважинам «Союзморинжгеологии» как новоземельские морены 4-й ступени верхнего неоплейстоцена (Эпштейн, Гатауллин, 1993).

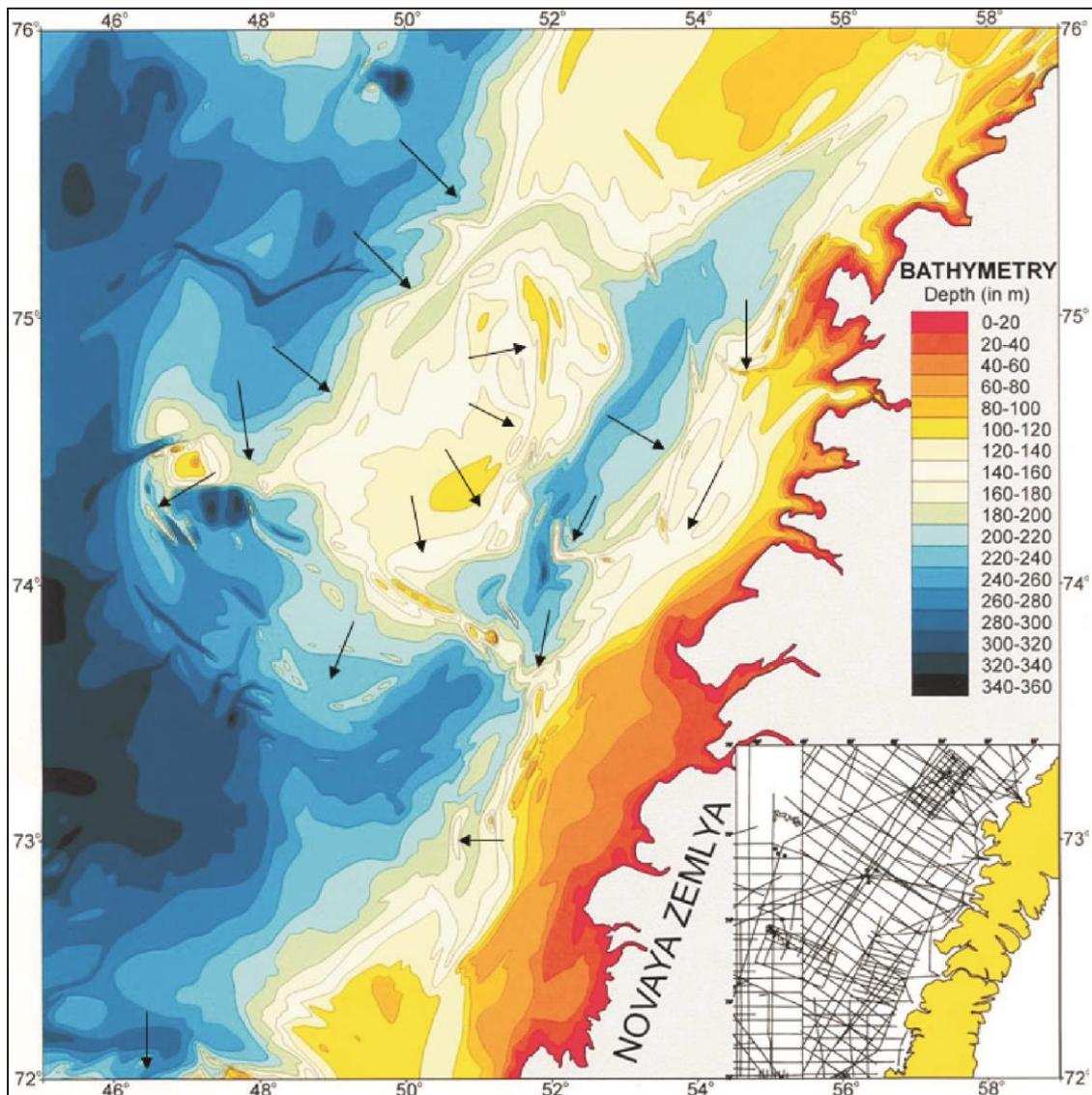


Рис. 4.3. Батиметрическая карта Баренцева моря у западных берегов Новой Земли. Составил В.Н. Гатауллин по данным непрерывного сейсмопрофилирования ПГО «Союзморинжгеология» (профили на врезке). Стрелками показаны предполагаемые направления растекания покровного льда согласно конфигурации моренных гряд.

Земля Франца-Иосифа. Эти самые северные из островов Баренцева моря весь плейстоцен вместе с прилегающим шельфом подвергались интенсивной ледниковой эрозии и оттого имеют четвертичный покров незначительной мощности. Большая часть территории покрыта ледниковыми шапками мощностью до 400 м, спускающимися в море. По периферии ледников встречаются конечно-моренные гряды, сложенные щебнистым диамиктоном мощностью 10-20 м, большей частью голоценовые. За их пределами моренный покров прерывист и не превышает 1-2 м мощности, замещаясь элювиальными глыбовыми россыпями и солифлюкционными плащами.

Остатки песчано-гравийного покрова морских межледниковых отложений встречаются на террасовидных площадках коренных пород с отметками 20-150 м, но по большей части морские отложения слагают голоценовые террасы. Они представлены регрессивными пачками мощностью 4-6 м с субарктическими моллюсками типа *Astarte borealis* и *Hiatella arctica*, а также арктическими видами. Много костей морских млекопитающих. Высота последниковых морских уровней возрастает к юго-западу до 50 м, отражая увеличение мощности ледникового покрова конца плейстоцена (МИС 2) к центру Баренцева шельфа. Радиоуглеродный возраст верхней морской послеледниковой террасы 10,4 т.л.н. (Forman et al., 2004).

Северная Земля. Покровные ледники мощностью до 760 м, залегающие на палеозойских и протерозойских породах, занимают половину площади архипелага. На остальной территории коренное ложе до высоты 500 м несет плащ разрозненных эрратических валунов, оставленный видимо, мощным среднеледниковым оледенением (Стрелков и др., 1959). Четвертичные отложения сплошным плащом развиты лишь на самом севере о. Комсомолец (Большаянов, Макеев, 1995), а их локальные скопления в долинах наблюдаются на о. Октябрьской Революции и на самом южном о. Большевик. Наиболее полная последовательность описана в обнажениях р. Озерной (о. Октябрьской Революции) (Рис. 4.4).

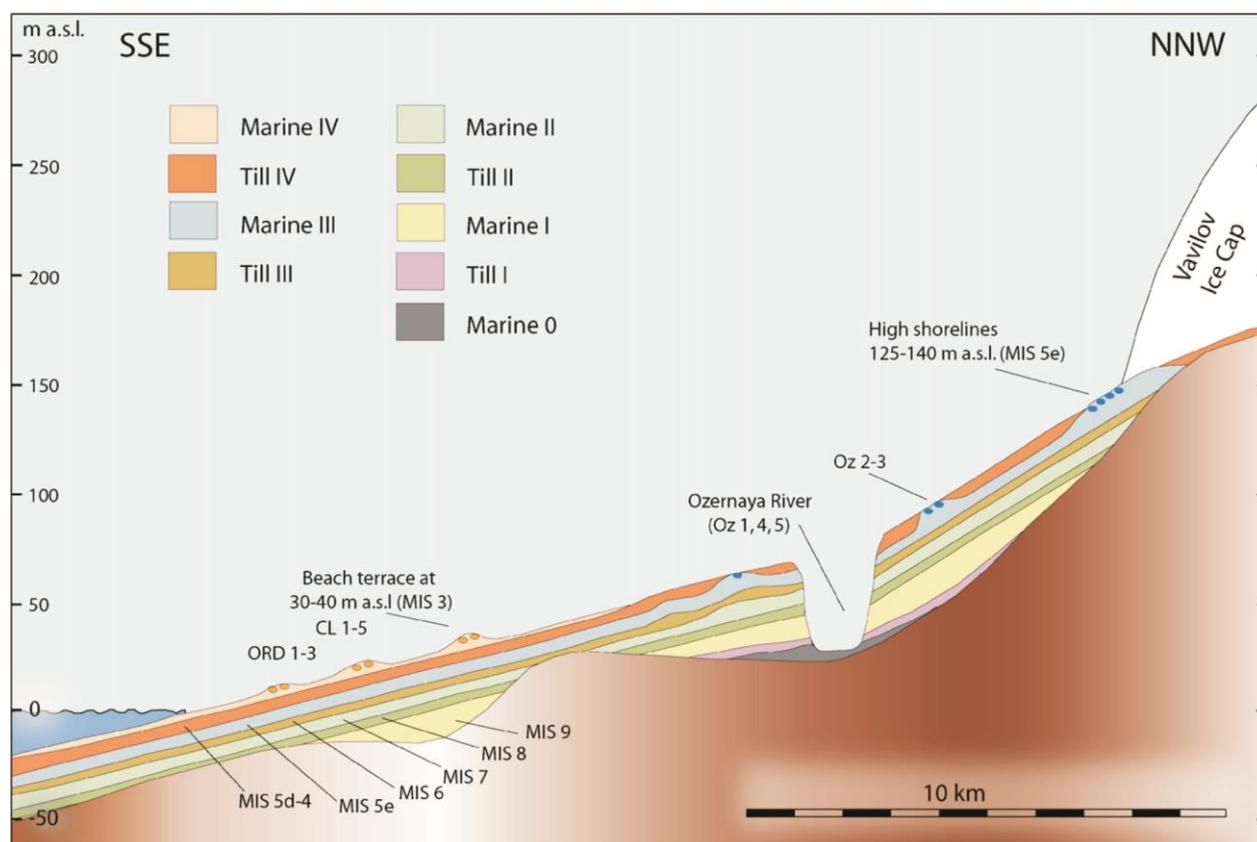


Рис. 4.4 Схема стратиграфии неоплейстоцена Северной Земли, полученная российско-американско-шведской экспедицией на о. Октябрьской Революции (Möller et al., 2006).

Древнейшая морские толща галечников и песков, содержащая комплекс бореально-арктических фораминифер, существенно более теплый по сравнению с современным арктическим, кое-где вскрывается у уреза моря на о. Комсомолец (угловская толща по Большиянову и Макееву, 1995). На о. Октябрьской Революции в основании разреза тоже залегают морские галечники с прослоями алевроитов и глин с фораминиферами и пылью карликовой березки, указывающей на климат теплее современного (ручьевская толща). На р. Озерной это слои Marine 0 (Рис. 3) под глинистым диамиктоном древнейшей морены (Till I на Рис. 3), условно коррелируемой с шайтанской мореной нижнего неоплейстоцена Западной Сибири. Перекрывающая толща морских глин и алевроитов мощностью до 35 м (Marine I на Рис. 3) содержит раковины арктических фораминифер и моллюсков с примесью эврибионтов типа *Hiatella arctica* и *Mya truncata*. ЭПР и люминесцентные даты большей частью лежат в интервале 252–288 т.л.н., что позволяет корреляцию с тобольскими межледниковыми слоями Западной Сибири. Вышележащая моренная толща (Till II) соответственно сопоставляется с самаровской мореной, предположительно на уровне МИС 8 (Möller et al., 2006). Морены максимального оледенения (возможно, и более древние) содержат залежи погребенных глетчерных льдов мощностью 25-30 м, в том числе и в скважинах на шельфе (Дымов, 2013ф). Вышележащие морские глины и алевроиты мощностью до 7 м с высокоарктической фауной дали ЭПР даты порядка 220 т.л.н., что позволяет их отнести к интервалу МИС 7.

Перекрывающий моренный диамиктон (Till III) коррелируется с тазовской мореной, так как лежит под регрессивной серией морских глин и песков с арктической фауной (Marine III) мощностью до 40 м, в которой попадают субарктические виды типа *Buccinum undatum*. По данным ГГК-1000/1 наиболее распространена *Astarte borealis*, но встречается и преимущественно бореальный *Chlamys islandicus* (Стрелков и др., 1959). Береговые линии этой трансгрессии местами сохранились на отметках до 140 м. Из 3-й толщи морских отложений получены несколько омоложенные ЭПР даты 80-89 т.л.н. и удревненные люминесцентные даты в интервале 143–176 т.л.н. Примесь субарктической и бореальной фауны говорит о притоке атлантических вод, что позволяет эту трансгрессию сопоставлять с эемской и 1-й ступенью верхнего неоплейстоцена ОСР. Эта корреляция поддержана обильными фораминиферами, в том числе бореальными, и ЭПР датами по раковинам *Chlamys islandicus* 105±11 and 120±13 т.л.н. у оз. Изменчивого (Большиянов, Макеев, 1995).

Морская толща III перекрыта валунистым диамиктоном и песчано-галечными отложениями отложениями последнего регионального оледенения мощностью около 15 м. По данным ГГК-1000/1 так называемые зырянские морены слагают грубовалунные гряды длиной 15-120 км и высотой до 100 м вдоль краев современных ледников (Стрелков и др., 1959). Они примерно синхронны последнему оледенению Западной Сибири, которое состоялось в

интервале 100-50 т.л.н. (2-я ступень верхнего неоплейстоцена ОСР) (Астахов, Назаров, 2010). В этот ледниковый комплекс на о. Октябрьской Революции вложена морская толща (Marine IV) в виде регрессивной последовательности от глин до галечников на отметках до 40 м, из которой получены AMS радиоуглеродные даты в интервале 47–37 т.л.н. и люминесцентные даты 40-50 т.л.н. (Möller et al., 2006). В фауне моллюсков преобладают астарты и типично арктические виды (Стрелков и др., 1959). Более холодная фауна и датировки порядка 40-50 т.л.н. позволяет коррелировать морскую толщу IV с крест-яхинскими слоями Новой Земли и 3-й ступенью верхнего неоплейстоцена ОСР. Аналогичные пески мощностью до 12 м с невыразительной фауной широко развиты на севере о. Комсомолец (Большаинов, Макеев, 1995).

При ГК-1000/3 к образованиям верхнего ледникового горизонта (4-й ступени верхнего неоплейстоцена ОСР) отнесены галечные зандровые поля на юго-западе о. Большевик, поскольку они залегают выше морских отложений с конечными радиоуглеродными датами (Дымов, 2013ф). Крайне ограниченное распространение морен эпохи МИС 2 доказано радиоуглеродными возрастными данными порядка 20-25 т.л.н., полученными из мамонтовых костей, разбросанных вблизи ледников о. Октябрьской Революции (Макеев и др., 1979). Скромные размеры самого молодого оледенения в интервале 19–11 тыс. радиоуглеродных л.н. подчеркивается и малой (не более 10 м) высотой голоценовых морских террас (Большаинов, Макеев, 1995).

Венчают разрез глинисто-алевритовые озерные слои, щебнисто-глинистый солифлюксий, а в непосредственной близости от ледников – грубовалунный моренный диамиктон. Осадки локальных озер вверх переходят в озерно-болотные фации климатического оптимума начала голоцена с радиоуглеродными датами порядка 10-8 т.л.н. Еще моложе аллювиальные галечники пойменной и I надпойменной террас (Дымов, 2013ф).

Новосибирские острова. Этот архипелаг заметно выделяется разнообразием четвертичного покрова и ледниковой истории. Строение его южной части (Ляховские о-ва) практически не отличается от перигляциальной толщи прилегающей Яно-Индибирской низменности с его древней льдистой едомой. К северу же от пролива Санникова на о-вах Анжу отмечены явные следы покровного оледенения, оставившего мощные и выдержанные пласты мертвого глетчерного льда, загрязненного алеврито-глинистым материалом, с надвиговыми плоскостями (Рис. 4.5.а). Мощность таких льдов 20-30 м, длина выходов 2-3 км (Анисимов и др., 2006). Предполагается, что подводные гряды в проливе Санникова отмечают край этого ледникового покрова, центр которого находился на шельфе в районе о-вов Де-Лонга, т.е. на 76-78⁰ с.ш. (Басилян, 2006). Ископаемые ледники с подстилающей основной мореной давно известны и на о. Котельном (Стрелков и др., 1959).

В основании разреза о-вов Новая Сибирь и Фаддеевский залегают дислоцированные

ледником морские песчано-алевритовые отложения мощностью более 50 м с раковинами современных моллюсков, включая субарктические *Astarte borealis* и *Macoma balthica*, свидетельствующие о более теплом море по сравнению с современным. Морская толща срезана ледниковой эрозией с эрратическими штрихованными валунами на поверхности несогласия. В верхах этой толщи обнаружены остатки среднеплейстоценовых грызунов (Басилян, Никольский, 2007). Датированные уран-ториевым методом раковины из того же слоя показали всего $57,4 \pm 7$ т.л.н., что связано с загрязнением раковин молодым ураном. Другие пробы из морской толщи дали U/Th возрасты от 178 до 83 т.л.н. Рассчитанный с учетом омоложенных датировок возраст вышележащего ледникового комплекса равен примерно 135 т.л.н., т.е. конец среднего неоплейстоцена (МИС 6) (Басилян и др., 2010).

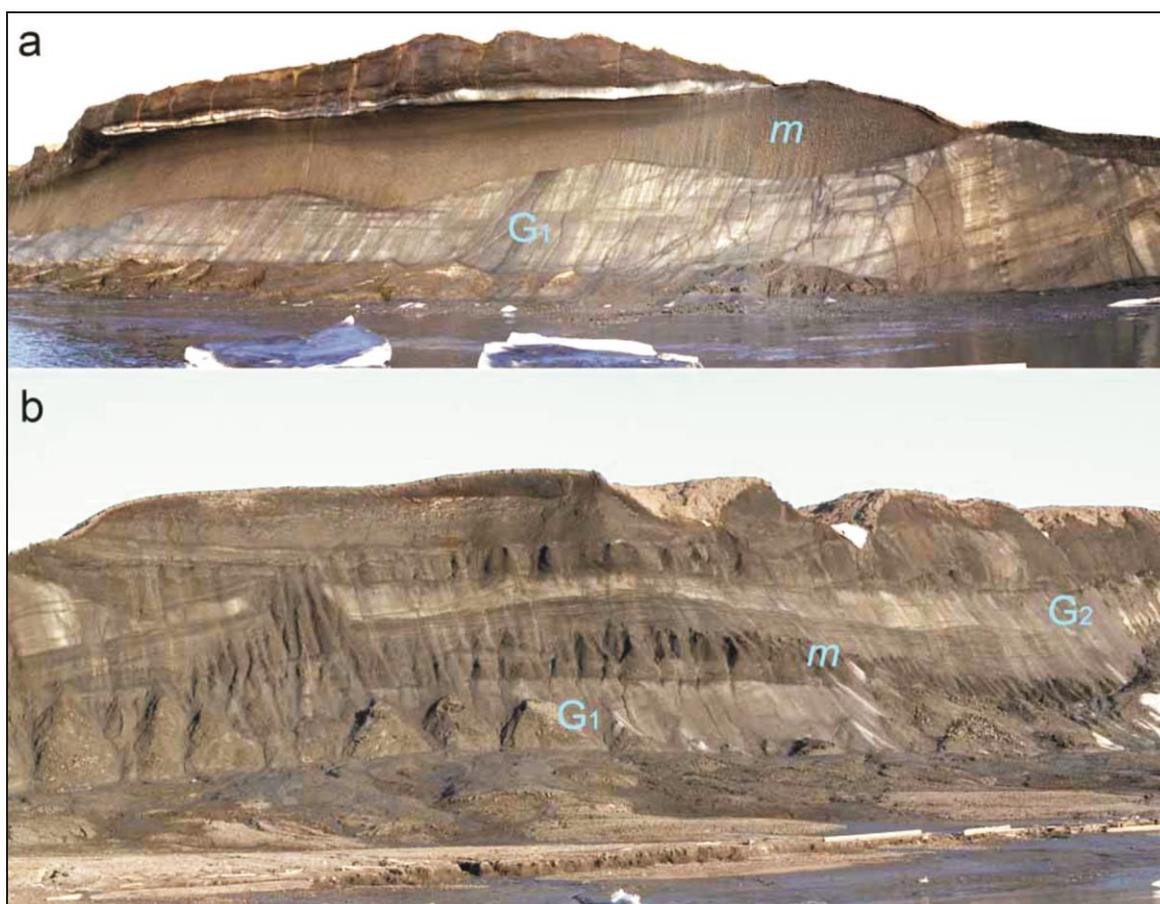


Рис. 4.5 Погребенные ледники о. Новая Сибирь (G1 и G2), разделенные морскими глинистыми алевритами (m) с контактом обтаивания (фото В.Е. Тумского).

Мощный реликтовый лед перекрыт морскими алевритами с редкой арктической фауной, скорее всего следами межледниковой трансгрессии. На относительно теплое межледниковье, последовавшее за отложением ледяных пластов, указывают озерные глины с прослоями торфа и веточками кустарника на о. Котельном (Стрелков и др., 1959). На морских алевритах местами лежит еще один пласт льда, возможно, оставленный повторным оледенением начала позднего

неоплейстоцена (Рис. 4.5 b). Этот возраст (2-й ступень верхнего неоплейстоцена) следует из запредельных радиоуглеродных дат, полученных из кроющих льдистых алевритов едомного типа, содержащих кости млекопитающих мамонтового комплекса (Басилян, Никольский, 2007).

Морские пески 3-й ступени верхнего неоплейстоцена мощностью от 10 до 30 м слагают террасу о-вов Анжу высотой 10-20, максимально 35-50 м (Иваненко, 1999). На Ляховских островах ее нет, что косвенно подтверждает оледенение первой половины позднего неоплейстоцена на северных островах и его отсутствие на южных.

В межледниковой обстановке головы ледяных жил обтаяли, а поздненеоплейстоценовые жилы образовали второй структурный этаж.

Мощность и возраст едомных отложений резко возрастают на Ляховских островах за пределами ледниковой области. На о. Бол. Ляховский вскрываются две едомных свиты, разделенные межледниковым слоем с маломощным торфом (Рис. 4.6). Таким образом, разрез перигляциальной области отличается прибавлением среднеплейстоценового ледового комплекса (edomных алевритов с ледяными жилами). В основании нижней едомы из метровой линзы торфа получена U/Th дата $200,9 \pm 3,4$ т.л.н., видимо, связанная с межледниковьем эпохи МИС 7 (Schirrmeyer et al., 2002).

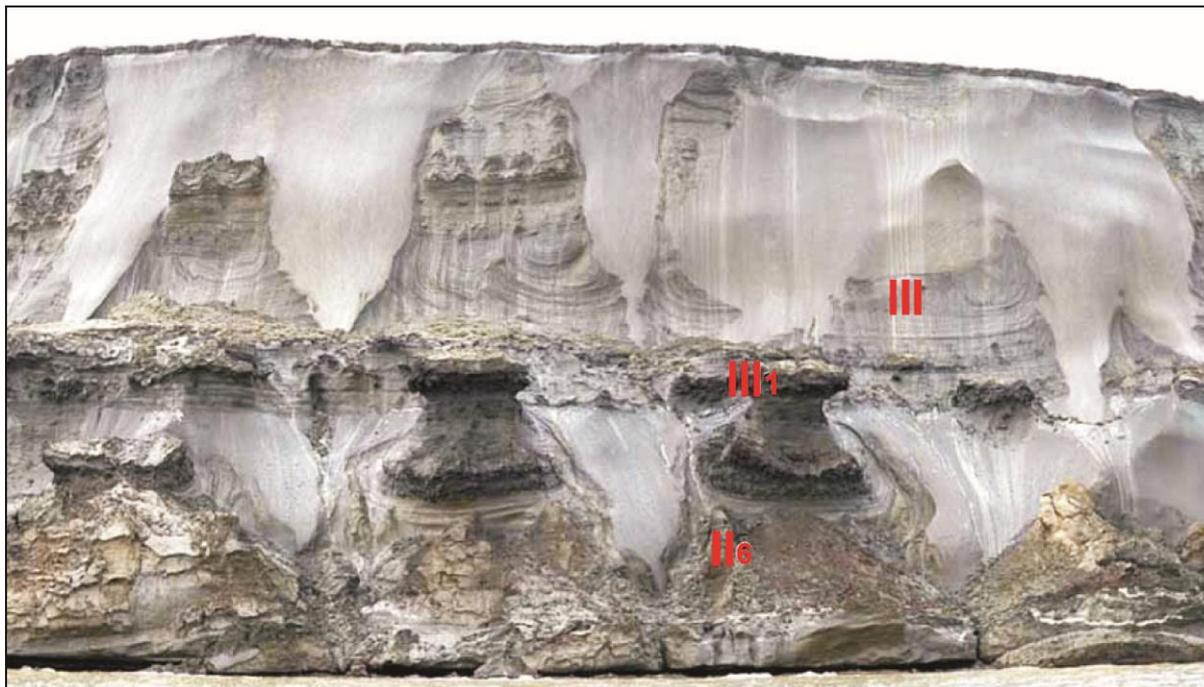


Рис.4.6. Двуслойная едома о. Бол. Ляховского (фото В.Е. Тумского). Льдистые субаэральные алевриты верхнего неоплейстоцена (III) отделены торфянистым межледниковым слоем (III₁) от едомных алевритов конца среднего неоплейстоцена (II₆).

На Ляховских островах плейстоценовых морских отложений нет, что неудивительно,

учитывая отсутствие южнее 75° с.ш. ледниковой нагрузки на литосферу. Даже на о-вах Анжу отсутствуют голоценовые морские террасы выше 4 м (Иваненко, 1999), что подчеркивает древность последнего гляциоизостатического прогиба. Низкая песчаная терраса Земли Бунге, ранее считавшаяся морской, при дополнительном исследовании оказалась переветренным аллювием, а останец террасы, возвышающийся над разветвленной низиной на 12 м, сложен льдистыми песчано-алевритовыми осадками субэвральской едомной свиты (Schirmer et al., 2010).

Остров Врангеля. Строение четвертичного покрова этого крупного острова описывается по новейшим данным, изложенным в книжке Вартапяна (2007) и статье Gualtieri et al. (2003).

Две трети острова заняты расчлененным низкогорьем высотой до 1100 м на протерозойских и палеозойских складчатых комплексах. Горные склоны несут тонкий покров щебнисто-глыбового коллювия и десерпция, а нагорные террасы плоских вершин покрыты глыбовым чехлом криогенного элювия. Сположенные низкие горы и холмы северной половины острова обнаруживают натечные террасы и глыбово-щебнистые языки солифлюкционных шлейфов. Следы древнего оледенения в виде эрратических валунов и местами моренных диамиктов мощностью до 3 м вместе с ледниковыми цирками и трогами встречаются только в горных долинах выше 300-метровой горизонтали. Наиболее заметны широтные трюги Центральных гор с покровом валунных галечников. Возраст ледниковых явлений неизвестен, но по сохранности ледниковых форм предполагается оледенение не позднее первой половины позднего неоплейстоцена.

Сплошной покров четвертичных отложений наблюдается лишь на южной и северной приморских равнинах. Вдоль подножья гор между отметками 100 и 40 м развит аллювиально-пролювиальный шлейф галечников, вынесенных горными реками в Тундру Академии. Ниже к морю идет плоская равнина, пересеченная прерывистыми широтными грядами из глинистого и галечного материала, интерпретированными как древние береговые линии. На этой равнине описаны отложения двух морских трансгрессий мощностью не более 8 м, залегающие на дочетвертичном субстрате. Древняя морская свита с береговой линией на высоте 41 м содержит остатки кита, фауну фораминифер и моллюсков, включая аркто-бореальный вид *Astarte borealis*, бореальный *A. invocata*. Возраст этой свиты, коррелирующей со слоями Коцебу и Анвил на Аляске, установлен приблизительно в интервале 780–459 т.л.н. (нижний неоплейстоцен) по данным ЭПР датирования и аминокислотной рацемизации раковин моллюсков.

Слои второй трансгрессии слагают прибрежную террасу высотой не более 7 м. Это в основном пески и глины с прослоями гравия. Возраст их оценен в 72 т.л.н. только по

аминокислотным анализам и одной оптико-люминесцентной дате. По отметкам они аналогичны межледниковой пелукской трансгрессии Аляски, однако, указанная датировка и довольно прохладные спорово-пыльцевые спектры противоречат этому. Поэтому предполагается корреляция с трансгрессией Симпсон (70-80 т.л.н.) арктического побережья Аляски.

Аллювиальные галечники и пески второй надпойменной террасы высотой 6-8 м дали радиоуглеродные даты по торфу и костям носорога от 43 до 33 т.л.н., характерные для 3-й ступени верхнего неоплейстоцена. Этот аллювий содержит большее количество древесной пыльцы по сравнению с более древними отложениями. Но наиболее теплый палеоклимат регистрируется в для конца неоплейстоцена–начала голоцена (13–8 тыс. радиоуглеродных лет) по озерно-болотным отложениям термокарстовых котловин. В это время отложены торфяники мощностью более 1 метра и аллювий первой надпойменной террасы. В этих образованиях содержатся остатки кустарниковой растительности, теперь отсутствующей на острове. Максимальное потепление отмечено для начала голоцена в интервале 10,2-9,2 т.л.н., когда остров Врангеля еще соединялся с континентом.

Остров Врангеля является рефугиумом поздней мамонтовой фауны мирового значения. Собранные С. Вартамяном остатки мамонтов дали 124 радиоуглеродные даты, из них 106 дат лежат в интервале 9–3,7 т.л.н., отражая голоценовую островную изоляцию последнего на Земле стада мамонтов, вызванную фландрской трансгрессией.

4.10. Акватория

В пределах Арктического шельфа России выделяется два сектора с разной четвертичной историей: западный и восточный. Граница секторов проходит к востоку от архипелага Северная Земля, по желобу Старокадомского. Более глубоководный западный сектор с контрастным рельефом характеризуется активной неотектоникой. В эпохи осушения шельфа при колебаниях уровня моря это приводило к еще большему расчленению рельефа и развитию разнообразных фаций. Особенностью западного сектора являются многочисленные краевые формы и комплексы ледниковых и флювиогляциальных отложений, оставшихся от нескольких оледенений. Картирование разновозрастных краевых форм приводит к выводу об ограниченном распространении четвертичных ледников в пределах возвышенных участков нынешнего шельфа.

Наиболее четко комплексы краевых морен позднеплейстоценового оледенения прослеживаются вдоль архипелагов Новая Земля и Земля Франца Иосифа, оконтуривая мелководья поднятий островов примерно по изобате 100 м. В строении четвертичного чехла Западно-Арктического шельфа выделяется несколько основных зон. Зона прибрежных мелководий, окаймляющих материковую сушу, а также вокруг островов, подводных поднятий

и банок. Она характеризуется изрезанным рельефом и подчас редуцированной мощностью четвертичного чехла. Границу зоны мелководий часто можно провести по грядам краевых морен позднеплейстоценового оледенения (осташковского, сартанского). Около Новой Земли встречаются и более древние морены (предположительно ранне-среднеплейстоценовые), их возраст установлен по налеганию на морены комплексов позднеплейстоценовых морских осадков. Гипсометрически ниже встречаются так называемые «караваи» - акустически прозрачные тела (Костин, 2000) гляциально-морского генезиса. Образуют, как правило, формы заполнения неровностей рельефа и положительные караваеобразные аккумулятивные геологические тела мощностью до 60 м на склонах Центрально-Баренцевской возвышенности. В полосе частот 300 - 800 Гц имеют обычно «прозрачную» сейсмическую запись с отсутствием внутренних отражающих площадок, значительно реже - хаотичную и крапчатую. На материалах более высокочастотного сейсмоакустического профилирования наблюдаются непротяженные двухфазные рефлекторы (Гатауллин и Поляк, 1990). Ледниково-морские отложения несогласно залегают чаще всего на коренных породах, реже - на морских, ледово-морских верхнеплейстоценовых отложениях. Граница несогласия выровненная, реже осложнена эрозионными врезами. Зачастую ледниково-морские отложения слагают преобладающую часть разреза четвертичных отложений.

Главной особенностью выровненной мелководной части Восточно-Арктического шельфа является отсутствие в ее пределах каких-либо следов ледникового воздействия. По всей видимости, четвертичные оледенения Сибири и Чукотки не выходили за границы горных областей. Неотектоникой восточный сектор Арктического шельфа России затронут мало. Общим для обоих секторов является промерзание в позднеплейстоценовое время прибрежных осушенных участков шельфа. В процессе затопления бывших осушенных участков произошло частичное таяние подземных льдов, но их остатки вскрыты бурением в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых, и предполагаются в западной части Восточно-Сибирского моря. Свидетельств мерзлоты в осадках Чукотского шельфа не обнаружено. Характерной особенностью строения четвертичных отложений Восточно-Арктического шельфа является широкое развитие аккумулятивных форм, связанных с подводными течениями - баров, кос, пересыпей. Они окаймляют Новосибирские, Ляховские острова, некоторые острова архипелага Де-Лонга, а также полуострова материковой суши в Восточно-Сибирском море.

На акватории южных морей широко развиты морские голоценовые осадки, крупные оползневые тела (Каспийское и Черное моря), на крутых склонах – морские турбидиты, на прогреваемых мелководьях – морские биогенные осадки. Широко развиты аллювиально-морские осадки в приустьевых частях бассейнов, в которые впадают такие крупные реки, как Кубань, Дон, Волга, Терек. На мелководьях распространены волновые и флювиальные

(течениевые) морские осадки.

Акватория дальневосточных морей выделяется широким развитием осадков склонового ряда на континентальном склоне, турбидитов подводных каньонов, и конусов выноса мутьевых потоков. Необычные условия осаждения осадков из взвеси фиксируются в глубоководных желобах вдоль подножия континентальных склонов по западной периферии Тихого океана. На глубоко погруженных глубоководных подводных абиссальных равнинах океанических котловин развиты нефелоидные пелагические осадки. Мелководья дальневосточных морей часто характеризуются активной гидродинамикой, и, как следствие – там четвертичный чехол полностью отсутствует. Такая ситуация наблюдается у выступающих далеко в море мысах полуостровов материковой и островной суши.

5. ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ СХЕМА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

МАСШТАБ 1:2 500 000

На территории России, особенно на севере и северо-западе Европейской части, неоднократно подвергавшейся оледенениям, широко распространены краевые ледниковые формы рельефа.

При составлении ГМС были учтены результаты комплексной интерпретации геологических и дистанционных данных, картографических материалов Государственных геологических карт четвертичных отложений РФ масштабов 1 : 1 000 000 (второго поколения), ГГК-1000 третьего поколения и ГГК-200 (издание второе), изданных или прошедших НРС, а также обзорных карт прежних лет, отдельных авторов и новых публикаций по суше и акватории российских и зарубежных исследователей. Поэтому сводка нового картографического материала по краевым ледниковым образованиям, сделанная впервые для всего Русского Севера (Запада России и прилегающих зарубежных территорий, северных районов Западной и Средней Сибири с Таймыром) может представлять собой значительный интерес.

За рубежом краевые ледниковые образования изучаются более детально, картируются не только краевые ледниковые пояса, но и стадии, фазы, осцилляции, которые датируются радиометрическими методами (^{14}C , ^{10}Be и др.) и увязываются на больших расстояниях. Для территории России такая детальность еще не достигнута, хотя работы в этом направлении ведутся.

В процессе анализа картографических материалов для построения ГМС выяснилось, что в разные годы разными авторами использовались различные критерии разграничения разновозрастных оледенений и их стадий. Чаще использовались геоморфологические особенности территории с привлечением стратиграфических данных, иногда – структурно-

геологические, в том числе кинестратиграфические признаки, а нередко, особенно в слабо изученной Сибири, дело сводилось к интерполяции границ между единичными опорными разрезами. Результатом различия подходов явился большой разброс положения ледниковых границ в работах разных лет. Это иллюстрирует схема расположения позднеплейстоценовых оледенений и их стадий Вологодской области по представлениям разных авторов (рис.5.1). Разброс границ в полосе шириной 150 км отражает и разную изученность территории на момент составления отдельных схем (Гей и др., 2000).

Неоднозначность положения ледниковых границ обусловлена и отсутствием единой методики определения даже крупных поясов краевых форм. На картах оконтуриваются или площади сплошного распространения холмисто-моренного рельефа с камами, озами и др., или отдельные наиболее резко выраженные холмы и гряды конечных морен, камы и озы. Различная трактовка и методика изображения на КЧО и геоморфологических схемах краевых ледниковых форм отмечены для многих регионов как при государственных геологических съемках прежних лет (ГГК-1000/2), так и при ГГК-1000/3.

Поэтому при составлении сводной гляциоморфологической схемы не удался прямой перенос изображения краевых ледниковых форм с отдельных карт, составленных разными авторами. Основным материалом при составлении ГМС послужили государственные геологические карты завершеного второго поколения, т.к. государственных геологических карт четвертичных отложений третьего поколения еще очень мало, а во многих районах и не проводилось детальное картирование краевых ледниковых форм. Поэтому потребовался анализ с единых методических позиций не только геологических четвертичных, геоморфологических, но и топографических карт и космоснимков. Мы выбрали вариант показа всех краевых ледниковых форм, которые фиксировали бы любые задержки фронта ледника в процессе дегляциации территории.

Впервые для такой огромной территории, какой является Россия, появилась возможность составить гляциоморфологическую схему в форме ГИС с границами оледенений, а для наиболее изученных регионов с границами стадий (подстадий) и фаз отступления ледника. Составленная нами гляциоморфологическая схема отражает современное состояние стратиграфии и палеогеографии плейстоцена и представления большинства исследователей по этому вопросу, изложенные в сводках по древнеледниковым регионам России (Демидов И.Н. и др., 2007; Астахов, В. И., Назаров, Д.В.; 2010; Величко А.А. и др., 2005; Кальм, В., Горлач, А.В., 2011; Астахов, В. И., Свенсен, Й.И., 2011; Ehlers; J., Gibbard, P.L. and Hughes, P.D., eds. 2011, а также в сводных работах: Kujansuu, R. & Saarnisto, M. (eds.), 1997; Astakhov et al., 1999; Astakhov, 2004; Svendsen et al., 2004; Demidov, I., et al., 2006; Larsen, E., et al., 2006; Ehlers et al., 2011; Böse, M. et al., 2012; Kalm, V., 2012).

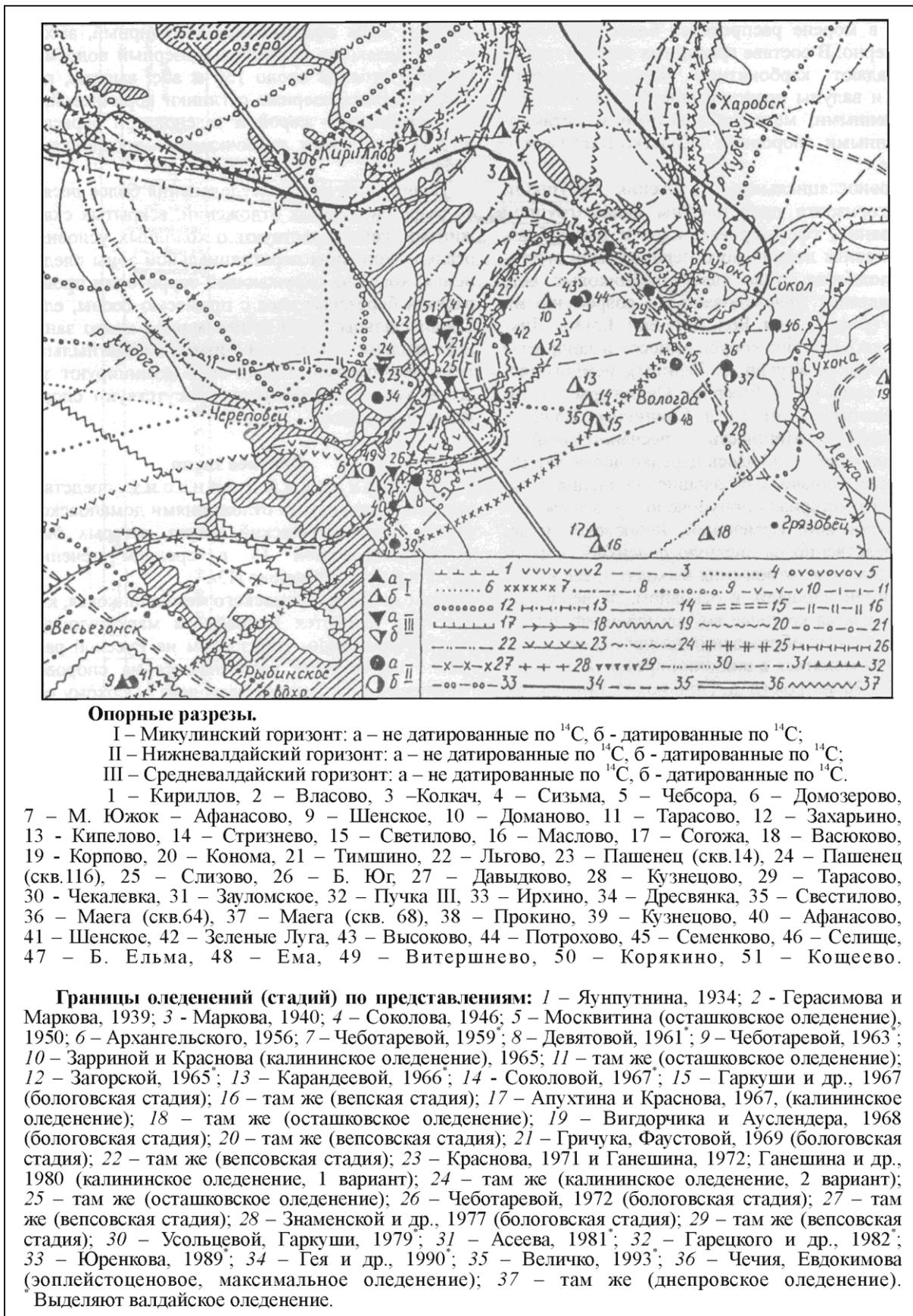


Рис. 5.1 Схема расположения опорных разрезов отложений верхнего плейстоцена и границ верхнеплейстоценовых оледенений (стадий) по представлениям различных авторов (Гей и др., 2000).

Наибольшие изменения в настоящее время претерпели палеогеографические построения в позднем неоплейстоцене. Большинство исследователей, основываясь на комплексном изучении отложений с широким применением радиоуглеродного, уран-ториевого, оптико-люминесцентного (OSL), анализа космогенных радиоуглеродных нуклидов (^{10}Be) и др. пришли к заключению, что в течение всего поздненеоплейстоценового ледникового времени развитие ледниковых покровов на территории России на западе и востоке находилось в противофазе. Последнее объяснялось климатическими причинами, в основном разной влагонасыщенностью воздушных масс. Так в первую половину поздненеоплейстоценового ледникового времени эти условия определяли большее развитие ледниковых покровов в охлажденной сибирской Арктике и в меньшей – в умеренных климатах западной Евразии. В конце поздненеоплейстоценового ледникового времени, по мере иссушения климата, рост ледников продолжался лишь на западе, в Фенноскандии, а в Сибири и на Северо-Востоке Европейской России размеры ледников уменьшались (Величко и др., 1987, Svendsen et al., 2004).

Все границы, по сути предполагаемые, на ГМС нанесены сплошной линией, и только в исключительных случаях (практически при отсутствии данных) показаны штриховой линией. На гляциоморфологической схеме нанесены границы всех рельефообразующих оледенений раннего, среднего и позднего неоплейстоцена на территории России.

Четвертичный Ледниковый максимум на Русской равнине представлен донским оледенением раннего неоплейстоцена, а на юго-востоке Средней Сибири - лебедским, возможно, коррелятным донскому оледенению Европейской России.

В среднем неоплейстоцене максимальным на Русской равнине было московское оледенение с аналогом в виде тазовского оледенения Сибири, где, однако, максимальным было предшествующее ему самаровское оледенение.

Из поздненеоплейстоценовых оледенений ранневалдайское установлено на Северо-Востоке Русской равнины, коррелятное ему ермаковское или зырянское (раннезырянское) - на севере Западной Сибири и муруктинское – на Таймыре и Средней Сибири. Поздневалдайское оледенение (оно же осташковское) или валдайский ледниковый максимум показано на суше только на Северо - Западе Русской равнины, в озерной области его классического распространения. Далее его граница идет по акватории Арктики, между п-овом Канин и о-вом Колгуев, огибая с юга и востока Новую Землю и захватывая узкую полосу суши на самом севере Таймыра, в районе залива Толя. Отсюда эта подводная граница уходит обратно на север, оставляя на востоке Северную Землю. Во время последнего оледенения лед с шельфа не доходил до суши северо-восточных территорий Русской равнины, северных территорий Западной, Средней и Восточной Сибири. Большая часть осушенного шельфа в это время была занята перигляциальной тундро-степью с лессово – ледовым (едомным) покровом. Только в

горных районах Средней Сибири, Таймыра и Северо-Востока отмечено долинное оледенение. Горно-долинные (не расчлененные по возрасту) ледники позднего неоплейстоцена развивались также в горных массивах Кавказа и на севере Урала.

Кроме границ оледенений на ГМС показаны типы рельефа – холмисто-моренный, параллельно-грядовый, озерно-ледниковый и камовый, а также формы рельефа – отдельные краевые моренные гряды, камы, озы, звонцы, друмлины, скопления эрратических валунов, отторженцы и гляциодислокации. Для наиболее изученных территорий краевые ледниковые образования показаны с границами стадияльных (подстадияльных) и фазияльных поясов, предполагаемыми направлениями движения ледниковых потоков и ледораздельными линиями

Ниже рассматривается гляциоморфологическая схема распространения краевых образований вышеперечисленных оледенений по главным регионам с акцентом на данные последних лет, включая полученные зарубежными исследователями (граф. прил.2. ГМС).

5.1. Запад России

Корреляция поясов краевых ледниковых образований на территории Русской равнины производилась и ранее при составлении обзорных карт на Европейскую часть СССР С.А. Яковлевым, А.И. Москвитиним, Г.С. Ганешиным, И.И. Красновым, а также на других картах и схемах, помещенных в работах отдельных авторов. Как правило, показывались границы оледенений, приуроченные к наиболее выраженным краевым ледниковым формам. Значительный вклад в эту проблему внесли работы И.И. Краснова, которым (совместно с Е.П. Зарриной) была составлена схематическая карта поясов ледниковых краевых образований Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий в масштабе 1 : 2 500 000 для московского и позднечетвертичных оледенений (И.И. Краснов, Е.П. Заррина, 1965). В 1977 г. выпущен обзор всех краевых образований последнего оледенения, включая Западную Европу, с исследованием секторальной структуры древнего ледника (Структура..., 1977). Первая Гляциогеморфологическая мелкомасштабная карта для московского оледенения Центра Русской равнины была составлена Н.С. Чеботаревой в 1982 г., в 1983 г. она была существенно доработана и в 1986 г. «Гляциогеморфологическая Карта периода деградации московского ледникового покрова Центра Русской равнины в масштабе 1 : 500 000» под ред. Чеботаревой Н.С. и Шика С.М. была издана (Чеботарева и др., 1986). Подобные схемы на отдельные территории составлялись и позднее (Гей и др., 2000; Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья, 2001; Лавров, Потапенко, 2005 и др.) и при государственных геологических съемках разных масштабов.

На Русской равнине рельефообразующими, как показано на КЧО-2500, являются ледниковые комплексы: донского (ранний неоплейстоцен), московского и вычегодского (средний неоплейстоцен), ранневалдайского, лайского (первая половина позднего

неоплейстоцена) и классическое валдайское, осташковское, поздневалдайское (конец позднего неоплейстоцена).

Донское оледенение. В 30-е годы в Европейской России в среднем неоплейстоцене выделялось одно оледенение, называвшееся «днепровским» с двумя стадиями – днепровской и московской. В 40-х годах днепровское и московское оледенения стали считать самостоятельными, а к днепровскому горизонту были отнесены морены донского и днепровского ледниковых языков, что было отражено в региональной схеме четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы (Материалы..., 1964). В конце 1970-х начале 80-х годов было установлено, что морена донского языка древнее днепровской и относится к нижнему неоплейстоцену. Нижнеоплейстоценовый возраст донской морены доказан благодаря находкам позднетирапольской териофауны в слоях выше и ниже морены, подтвержден при детальном исследовании лессово-почвенных комплексов в зоне его распространения, а также палеопедологическими и палеомагнитными определениями (А.А. Величко и др., 1977, 2005). Эти представления были приняты в региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений центральных районов Восточно-Европейской равнины (Решения..., 1986). С тех пор максимальным четвертичным оледенением Русской равнины считается донское оледенение раннего неоплейстоцена с возрастом примерно 600 тыс. лет.

Первичный ледниковый рельеф бассейна Дона, в том числе и в его краевой зоне, значительно выположен послеледниковой эрозией и накоплением почвенно-лессовой серии. Лучше всего сохранились краевые образования вдоль южной границы Донского языка по Восточно-Донской гряде. К западу от Среднерусской возвышенности в Смоленском Приднепровье, как и на территориях Белоруссии, Литвы и Польши, аналоги донской морены известны лишь в погребенных долинах. Восточная граница донского ледника слабо выражена и проводится предположительно по западному склону Приволжской возвышенности и далее на северо-восток до Пермского Предуралья.

Центральную часть Окско-Донской равнины осложняет морена напора в виде меридиональной Суренской гряды. Она образовалась при наступании ледника и служила ледоразделом между западными и восточными секторами во время дегляциации (Краевые образования материковых оледенений, 1985 г.; Записка к ГКК-1000/2, М-37,(38), 2001).

На водоразделе Дона и Воронежа и далее на юг по левобережью Дона до устья р. Икорец прослеживается серия озов – Воронежская гляциофлювиальная (озовая) гряда, сформированная водами внутри ледникового потока в период максимального стояния донского ледника. Отложения накапливались в огромном узком каньоне, прорезанном в массиве тающего ледника до коренных пород.

Присутствие в донской морене Центра Русской равнины галек онежских гранитов, шокшинских кварцито-песчаников, ладожских гранитов рапакиви свидетельствует о притоке льда со стороны Скандинавии. В восточных районах в петрографическом составе морены на общем фоне местных пород встречаются тиманские обломки при полном отсутствии магматических и метаморфических пород Фенноскандии, что косвенно может указывать на северо-восточный центр оледенения на арктическом шельфе.

Московское оледенение. В 80-х годах было принято представление о принадлежности к одному оледенению морены «Днепровского языка» (Украина) и верхней морены Подмосковья – московской. И это было зафиксировано в региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы (Решения...,1986). Московское (днепровское) оледенение конца среднего неоплейстоцена, на Украине и теперь рассматривается как максимальное, сформировавшее Днепровский ледниковый язык примерно 150 - 200 т.л.н. Граница московского оледенения на территории Русской равнины нанесена в соответствии с новой Картой четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000. Несмотря на большое количество публикаций по этому вопросу, максимальное распространение московского оледенения остается не вполне определенным для восточной части Русской равнины, т.к. из нового поколения ГГК-1000/3 пока изданы только западные листы ГГК-1000/3 N-36 (Смоленск, 2011), М-(36). Разные авторы неодинаково соединяют фрагменты краевых образований, разделенные зандровыми полями и озерными низинами.

На юго-западе Русской равнины (N-36 (Смоленск),М-36, 2011) максимальное положение края московского ледника не выражено в современном рельефе, но этапы его отступления фиксируют краевые ледниковые гряды: Криволесско-Шумячская на юге и Спасс-Деменская на востоке, смыкающаяся с самой крупной Смоленско-Вяземской. Сформированный в московское время грядово-холмистый рельеф на этой территории послужил естественной преградой для последнего валдайского ледника. Лишь западная часть Смоленско-Вяземской гряды погребена под молодыми моренами, а к северо-востоку она продолжается в виде Уваровской гряды. Далее на восток в Подмосковье московский краевой пояс образует Клинско - Дмитровскую гряду ледниковых форм, расположенных на глубоко расчлененном эрозионной сетью высоком цоколе коренных пород (О-37,(38),ГГК-1000-2, 2000). Конечно-моренные гряды сосредотачиваются вдоль ее северного склона между Клином и Переславлем-Залесским. Ее продолжением на восток-северо-восток можно считать краевые образования Галич – Чухломской гряды, простирающиеся почти непрерывно через окрестности Писцова, Фурманова, Судиславля, Галича, Чухломы, в конце отклоняясь к северу.

Все вышеописанные морены можно объединить в Уваровско–Клинско–Дмитровско–Галич–Чухломской пояс, в котором группы крупных холмов и гряды чередуются с участками

плоского рельефа и широкими ложбинами стока ледниковых вод. Его продолжением выглядят гряды конечных морен южнее широтной Сухоны (ГГК-1000/2 Р-38,39, 1999,) восточнее переходящие в краевые формы Кобра-Жежимпармской или южнее расположенной Кама-Веслянской гряды (ГГК-1000/2 Р-38,39, 1999; ГГК-1000/3 Р-39, 2013, отчет).

Более молодая Борисоглебско-Даниловская цепь краевых образований начинается с Борисоглебской возвышенности и со значительным разрывом продолжается в окрестностях Тутаева, Данилова и Грязовца.

Самая молодая Вышневолоцкая стадия (по А.И. Москвитину) располагается к северу и к югу от г. Вышний Волочек, по обе стороны долины р. Тверцы. Это очень четко выраженный пояс краевых образований, внутри которого развито большое количество мелких и крупных озер.

Западнее вдоль южной и восточной окраин языкового бассейна, занятого болотом Оршинский Мох, фиксируется дугообразная Тверецко–Горицко–Кесовогорская цепь краевых гряд. Они относятся к более мелким, чем стадии, подстадиям или фазам дегляциации. Северо-западнее их прослеживается Бежецкая система холмов и гряд в районе Моркиных Гор, Бежецка, Красного Холма, а ближе к границе осташковского оледенения – холмы в окрестностях Сандова (Сандовская подстадия) и вдоль возвышенности Сухонское Заволочье (Сухонско-Заволочская подстадия).

Кроме того на ГМС на территории московского оледенения показаны черными стрелками направления балтийских ледниковых потоков – Деснинского, Угранского, Москворецкого, Клязьминского, Верхнесухонского и ледораздельных зон (цифрами с запада на восток) – Мстиславльской, Вяземской, Боровско-Вышневолоцкой, Коломенско-Краснохолмской, Судиславльской и Северных Увалов.

Если в западной и центральной частях Русской равнины краевые ледниковые комплексы московского оледенения формировались ледниковыми потоками из одного Скандинавского центра, то в восточной части Русской равнины за Северными Увалами краевые комплексы московско-вычегодского оледенения формировались из двух центров оледенений Скандинавского и Новоземельского. В московское время максимально выдвигались ледниковые потоки Скандинавского центра, а новоземельские льды достигали лишь 61° с. ш. В период деградации Скандинавский ледник оставил не менее шести поясов краевых форм, Новоземельский – не менее трех (ГГК-1000/3, отчет 2013).

Среди краевых форм Скандинавского ледника на востоке Европейской России выделяются два пояса, ориентированных в северо-восточном направлении. Вероятно, край ледника не преодолел Сухонского вала. Здесь, в верховьях Камы – Весляны, моренные отложения образовали мощный Кама–Веслянский краевой пояс, тем самым обозначив границу

максимального продвижения ледника в московско-вычегодское время. Второй пояс мощных краевых образований – Кобра–Жежимпармский – шириной до 20 км и более, вероятно, образовался при деградации этого ледника. Он протянулся от верховьев р. Кобра, притока Камы, до возвышенности Жежимпарма (Южный Тиман). Остальные краевые пояса менее мощные и менее протяженные, например, Луза-Визингский в бассейне рек Луза и Визинга, Вычегодский и другие, возможно, фиксируют подстадии или фазы деградации Скандинавского оледенения. Среди краевых ледниковых поясов Новоземельского ледника по массивности гряд выделяются Вымско-Вольский, Жежимпармский и Вишерский.

Из образований новоземельского ледника своими размерами выделяются массивные дугообразные валы бассейнов р. Лыжи и Верхней Печоры, а также перпендикулярные к Уралу моренные гряды вдоль долины р. Сыни.

Валдайское оледенение. Валдайский ледниковый максимум на северо-востоке Русской равнины связан с покровным ледником, наступавшим с Карского шельфа к западу от Урала до р. Мезени не позднее 50 т.л.н. (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007).

В бассейне р. Печоры установлены две стратиграфически самостоятельные стадии этого ранневалдайского оледенения: 90 - 80 (харбейская) и около 60 (мархидская) тыс. лет назад.

Максимальная харбейская стадия фиксируется субширотным поясом напорных морен севернее Полярного круга, включающим двойную Лайско-Адзвинскую гряду длиной до 220 км, оставленную мощным ледниковым потоком с северо-востока (Рис. 5.2). Эта граница по аэроснимкам прослежена на восток к подножью Полярного Урала. Южнее ее ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена замещаются приледниково-озерными осадками озера Коми (Astakhov et al., 1999; Астахов и др., 2007).

Краевые формы мархидской стадии слабее выражены в рельефе, вероятно из-за более тонкого и менее активного ледникового края. Это чаще всего гляциотектонические дуги параллельно-грядового рельефа, обрамляющие с юга озерно-болотные гляциодепрессии. По мнению А.С. Лаврова, это следы не ледникового напора, а выдавливания глинистых пород субстрата из-под стационарного края льда (Структура ..., 1977).

В бассейне р. Мезень (Архангельская область) по данным русско-норвежских экспедиций (Демидов и др., 2007; Larsen et al., 2006) разработана похожая хронологическая схема, но с четырьмя ледниковыми стадиями в первой половине позднего неоплейстоцена. Здесь самый ранний и крупнейший ледник наступал на морскую равнину бореальной трансгрессии с Карского шельфа 100 - 90 тыс. лет назад. Затем были еще две ледниковые подвижки, со стороны Тиманского кряжа и Баренцева моря (75–65 тыс. лет назад), сопоставимые с мархидской стадией Печоры. Последний раз ледник наступал с шельфа Карского моря (55–45 тыс. лет назад) после мезенской ингрессии (70–65 тыс. лет назад),

аналогом которой на Печоре могут быть датированные OSL подморенные пески в разрезах у д. Мархиды и на р. Куе (Астахов, Свенсен, 2011).



Рис. 5.2. Двойная дуга Лайско-Адзвинских напорных гряд у Полярного круга, обрамляющая плоскую озерно-болотную депрессию. Стрелка указывает течение мощного ранневалдайского льда с Карского шельфа через Пай-Хой в бассейн Печоры (лист Q-40, космический снимок).

Поздневалдайское (осташковское или классический валдай) оледенение на заозерном западе, и северо-западе Европейской России является самым молодым и максимальным в позднем неоплейстоцене, а комплекс ледниковых образований наиболее резко выражен в рельефе. Граница этого оледенения, показанная на ГМС, согласована с таковой на новой Карте четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000. В период максимальной стадии Скандинавский ледник сливался с покровным ледником в пределах современной акватории

Баренцева моря, а следы его отступления запечатлены на территории Северо-Запада, Кольского полуострова и Беломорья и в субконцентрической системе поясов краевых ледниковых образований разного возраста. Краевые образования обычно имеют смешанное строение: напорные гляциотектонические сооружения с отторженцами палеозойских пород сопровождаются песчано-галечными насыпями абляционного комплекса. Такие формы таяния мертвого льда как камы, строго говоря, не обязательно образуются в краевых зонах, они чаще осложняют рельеф напорных моренных гряд.

Краевые формы мархидской стадии слабее выражены в рельефе, вероятно из-за более тонкого и менее активного ледникового края. Это чаще всего гляциотектонические дуги параллельно-грядового рельефа, обрамляющие с юга озерно-болотные гляциодепрессии. По мнению А.С. Лаврова, это следы не ледникового напора, а выдавливания глинистых пород субстрата из-под стационарного края льда (Структура ..., 1977).

В бассейне р. Мезень (Архангельская область) по данным русско-норвежских экспедиций (Демидов и др., 2007; Larsen et al., 2006) разработана похожая хронологическая схема, но с четырьмя ледниковыми стадиями в первой половине позднего неоплейстоцена. Здесь самый ранний и крупнейший ледник наступал на морскую равнину бореальной трансгрессии с Карского шельфа 100 - 90 тыс. лет назад. Затем были еще две ледниковые подвижки, со стороны Тиманского кряжа и Баренцева моря (75–65 тыс. лет назад), сопоставимые с мархидской стадией Печоры. Последний раз ледник наступал с шельфа Карского моря (55–45 тыс. лет назад) после мезенской ингрессии (70–65 тыс. лет назад), аналогом которой на Печоре могут быть датированные OSL подморенные пески в разрезах у д. Мархиды и на р. Куе (Астахов, Свенсен, 2011).

Поздневалдайское (осташковское или классический валдай) оледенение на заозерном западе, и северо-западе Европейской России является самым молодым и максимальным в позднем неоплейстоцене, а комплекс ледниковых образований наиболее резко выражен в рельефе. Граница этого оледенения, показанная на ГМС, согласована с таковой на новой Карте четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000. В период максимальной стадии Скандинавский ледник сливался с покровным ледником в пределах современной акватории Баренцева моря, а следы его отступления запечатлены на территории Северо-Запада, Кольского полуострова и Беломорья и в субконцентрической системе поясов краевых ледниковых образований разного возраста. Краевые образования обычно имеют смешанное строение: напорные гляциотектонические сооружения с отторженцами палеозойских пород сопровождаются песчано-галечными насыпями абляционного комплекса. Такие формы таяния мертвого льда как камы, строго говоря, не обязательно образуются в краевых зонах, они чаще осложняют рельеф напорных моренных гряд.

Пояса краевых форм фиксируют всего лишь задержки края отступавшего ледника или его осцилляции в пределах первых километров, максимум десятков километров. Их нельзя рассматривать как свидетельства настоящих крупных ледниковых стадий, т.е. повторных наступаний фронта льда после его далеких отступаний. Для таких наступаний просто не было достаточно времени, так как вся дегляциация на дистанции в 700 км укладывается в 5,5 тыс. лет: от южного предела валдайского оледенения в Смоленской и Вологодской областях около 18 т.л.н. и до финальной стадии сальпаусселькя 12,5 т.л.н. в Финляндии.

Краевые пояса валдайской дегляциации с собственными географическими названиями для каждого региона еще при среднемасштабной геологической съемке 1960-х годов были выделены в качестве «стадий», т.е. морфостратиграфических единиц (Геоморфология..., 1969). Такие условные «стадии» (в Польше именуемые «фазами», Marks, 2012) нельзя отождествлять со стратиграфически самостоятельными следами нового наступания ледников, такими как семжинская и толстиковская стадии раннего валдая, разделенные мезенской морской трансгрессией в Архангельской области (Демидов и др., 2007). Верхневалдайские интерстадиальные отложения не прослеживаются далеко на север и не дают оснований для выделения резких колебаний края отступающего ледника.

При составлении Гляциоморфологической схемы авторы столкнулись с проблемой ранга таких понятий, как стадия, подстадия, фаза, осцилляция. Это касается, прежде всего, краевых форм поздневалдайского оледенения Северо-Запада Европейской России. Основываясь на том, что до сих пор отсутствует классификация краевых поясов и точная договоренность в отношении ранга этих понятий, а существующая терминология применяется разными авторами не однозначно, на составленной нами Гляциоморфологической схеме четко выраженные основные краевые пояса дегляциации названы стадиями (показаны сплошной линией), между линиями основных стадий показаны подстадии (штриховой линией), те и другие с географическими названиями, мелкие – фазами без названий (точечным знаком).

Поздневалдайские стадии на ГМС в пределах Запада и Северо-Запада Европейской России показаны по материалам ГГК-1000/2, 3 и нами скоррелированы. Всего выделено семь краевых поясов форм дегляциации, названных стадиями: *едровская (максимальная, бологовская)*, *вепсовская (кенозерская, суражская с витебской, восточно-литовская)*, *крестецкая (андомская, средне-литовская)*, *лужская (карельская, кейва I)*, *невская (сямозерская, кейва II)*, *ругозеро и калевала II и III*.

На территории Запада России поздневалдайское оледенение достигло своего максимума в едровско - бологовскую стадию, аналогичную познанской фазе в Польше и франкфуртской в Германии с возрастом около 19 - 21 тыс. л. н. В Западной Европе валдайский (вислинский) максимум оледенения был достигнут несколько ранее, в стадию лешно (Польша) или

бранденбург (Германия) примерно 21 - 24 тыс. л.н. (Böse et al., 2012; Marks, 2012).

На Гляциоморфологической схеме проведена корреляция и других стадий Запада России со стадиями и фазами зарубежных территорий Северной Европы, где стадиальные краевые образования также, как и в России, имеют в каждой стране собственные названия, а их валуны датированы космогенным изотопом ^{10}Be (Böse, M. et al., 2012; Marks, 2012) (граф. прил.2. ГМС). Для наглядности составлена специальная таблица корреляции стадий (подстадий и фаз) поздненеоплейстоценовой дегляциации поздневалдайского (осташковского) оледенения для Запада и Северо-Запада Русской равнины с прилегающими зарубежными территориями Северной Европы: Финляндии, Эстонии, Латвии, Литвы, Белоруссии, Польши и Германии с использованием литературных материалов (Böse, M. et al., 2012 г. и Kalm, V., 2012, Marks, 2012 г.) (табл.5.1).

Таблица 5.1

Краевые пояса отступавшего позднеплейстоценового скандинавского (осташковского) ледника

NORTHERN EUROPE: PHASES OF ICE ADVANCE							ЗАПАД И СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ: СТАДИАЛЬНЫЕ ОСТАНОВКИ КРАЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ			
Germany	Poland	Belarus	Lithuania	Latvia	Estonia	Finland	N-34 (Калининград)	N-(35),36 (Смоленск)	O-(35),36 (Санкт-Петербург, Псков)	R-(35),36,37; Q-(35),36,37; P-(35),36,37 (Карелия, Архангельск)
						Salpausselka III				Калевала II+III
						Salpausselka II				Ругозеро
						Salpausselka I				
					Palivere					
					Pandivere				Невская	Сямозерская (Кейва II)
			Pajuris	Valdemarpils	Sakala					
					Otepaa					
14-15	South Middle Bank		North Lithuanian	Linkuva (Lunga)	Haanja				Лужская	Карельская (Кейва)
	Slupsk Bank		Middle Lithuanian	Gulbene			Средне-литовская		Крестецкая	Андомская
Mecklenburg/ Gerswalder	Gardno		South Lithuanian	Dagda			Южно-литовская			
15-17 Pomeranian	Pomeranian	Braslav	Baltija	Major glacier expansion			Восточно-литовская	Суражская, витебская	Вепсовская	Кенозерская
20-19 Frankfurt	Poznan	Orsha	Gruda – Nemunas maximum					Бологовская – Максимум валдайского (осташковского) оледенения	Едровская – максимум валдайского (осташковского) оледенения	Максимум валдайского (осташковского) оледенения
24-21 Brandenburg Weichselian maximum	Leszno – Weichselian maximum									

Кроме того, для Запада, Севера и Северо-Запада Русской равнины на ГМС нанесены направления ледниковых потоков: Чудского, Ладожско – Волховского и Онежского с тремя лопастями - Молого-Шекснинской, Белозерско - Кубенской и Воже – Лачско – Кубенской и ледораздельные зоны между потоками - Ижорско – Бежаницкая и Карельско – Онежская и ледораздельные зоны между лопастями Онежского потока – Андогская и Андомская.

Конечно-моренные образования формировались последовательно при задержках края отступающего ледника, а их возраст понижается в направлении Скандинавского ледникового центра. Краевые пояса имеют неодинаковое строение в зависимости от активности отступающего ледникового края. Краевые образования едровско - бологовского этапа, состоящие из низких моренных холмов и камов, мало выразительны в связи с малой мощностью ледника у его крайней южной границы.

Главный конечно-моренный пояс Валдайской возвышенности представляет собой самую широкую и выдержанную полосу наиболее высоких холмов и гляциотектонических гряд, состоящую из сближенных краевых образований вепсовской и крестецкой стадий. Напорный характер многих гряд и наличие отторженцев заставляет предполагать активное продвижение фронта льда высотой в сотни метров после его небольшого отступления от максимального положения (Структура..., 1977). Этот наиболее заметный краевой пояс, простирающийся от южных берегов Онежского озера до верховьев р. Ловать, является водоразделом между бассейнами Балтийского и Каспийского морей. В его составе наблюдается ряд холмистых возвышенностей и гряд, не имеющих четких орографических границ: Вепсовская возвышенность, Тихвинская гряда, Шереховичские высоты, Осташковская гряда, Торопецкая гряды, Ревенецкие и Воробьевы Горы. Для этого пояса характерно большое количество озер среди моренных гряд различной ориентировки (Озерный край). К северо-востоку Вепсовский моренный пояс переходит в Кенозерский, а Крестецкий – в Андомский.

Рельеф краевых образований лужской стадии представлен обширным узлом холмистых форм в районе Плюских высот, Лужской возвышенностью, носящей название Липовых гор, Любанскими грядами и Шапки-Киришскими камами. Лужская стадия на востоке Русской равнины сопоставлена с карельской стадией (карельское оледенение по Н.И. Апухтину). В это время во впадинах Ладожского и Онежского озер располагались мощные ледниковые языки, а возвышенности начинали освобождаться ото льдов. Краевые образования опоясывают центральную возвышенность Онежско-Ладожского перешейка, а граница карельского оледенения и карельской стадии (кейва 1) фиксирует очертания Ладожского и Онежского ледниковых языков.

В невскую стадию произошел распад ледникового покрова на отдельные ледниковые языки, которые располагались во впадинах Финского залива, Ладожского и Онежского озер.

Ижорская возвышенность и центральные части Карельского и Онежско-Ладожского перешейков были уже свободны ото льда. Краевые моренные гряды невской стадии в Карелии и на Кольском полуострове сопоставлены с Сязозерской (кейва II) стадией. Их плохая выраженность связана, видимо, с кратковременной стабилизацией края ледника.

На Кольском полуострове, в северных понижениях Карелии и Онежско-Ладожского перешейка, на северной оконечности Соловецкого архипелага и на прилегающем дне Белого моря формы краевой ледниковой зоны представлены сочетанием моренных гряд, камов, озов и флювиогляциальных дельт и фиксируют ряд мелких осцилляторных подвижек в период отступления ледника. Наиболее выраженные в рельефе морены ругозерской стадии и более молодых стадий калевала II и III сопоставляются соответственно со стадиями *сальнаусселькя I*, *сальнаусселькя II* и *III* в Финляндии (табл.5.1). Гряды *ругозерской* стадии (*сальнаусселькя I*) формировались в юго-западной части Кольского полуострова, в Белом море и в Карелии, гряды стадий *калевала II* и *III* (*сальнаусселькя II* и *III*) – только на суше. На севере Кольского полуострова им соответствует гряда Тромсё – Люнген, прослеженная со стороны Норвегии (Семёнова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., 2011).

Сопоставление краевых комплексов Русской равнины с датированными стадиями Прибалтики и Польши не всегда однозначно, так как корреляция проводится в основном по пространственно-морфологическим критериям (Kalm, 2012). Относительно надежно «календарный» (т.е. астрономический) возраст валдайского максимума в 17 - 18 тыс. л.н. установлен радиоуглеродным и оптико-люминесцентным датированием только на востоке Архангельской области (Larsen et al., 1999) и в Вологодской области (Lunkka et al., 2001). Кроме того, комбинацией варвохронологии, палеомагнитного анализа и радиоуглеродного датирования получен «календарный» возраст 13,3 т.л.н. для невских морен (Saarnisto, Saarinen, 2001). Это означает, что от лужских краевых морен до невских край ледника отступал примерно в течение 1000 - 1200 лет, а от невских до ругозерских морен прошло еще 800 лет. Главный моренный пояс Валдайской возвышенности (вепсовско-крестецкие морены) считается аналогом морен Балтийской гряды и померанской фазы Северо-Германской низменности с возрастом 17 - 15тыс. лет по космогенному бериллию (Kalm, 2012; Marks, 2012).

5.2. Западная Сибирь

Определение границ разновозрастных плейстоценовых оледенений в Западной Сибири всегда было задачей большой трудности ввиду: а) плоского заболоченного рельефа равнины с отметками обычно не более 200 м и б) слабой доступности ее малонаселенной ледниковой области. Направленный на север к океану общий дренаж неизбежно приводил к обширным запрудам вдоль краев ледниковых покровов, что не способствовало сохранности ледниковых форм рельефа. Поэтому геоморфологический критерий границ древних оледенений здесь

используется ограниченно даже при наличии аэро - и космоснимков хорошего качества. Границы оледенений более или менее точно установлены только на крупных реках (Обь, Иртыш, Енисей), где есть разрезы ледниковых и межледниковых отложений. Между разрезами границы интерполированы приблизительно с использованием редких буровых скважин. Точность интерполяции возрастает с повышением высот равнины и выразительности рельефа вдоль западной и восточной границ равнины, т.е. в Зауралье и на Енисее. Наиболее проблематична центральная сниженная и заболоченная полоса севернее 59⁰ с.ш.

Основные границы среднечетвертичных оледенений – максимального самаровского и постмаксимального тазовского – были установлены еще ГГС-1000 1-го поколения и сведены на карте м-ба 1 : 1 500 000 (Заррина и др., 1961). На ГТК последующих поколений эти границы незначительно уточнены. Традиционная корреляция самаровского максимума с МИС 8, а тазовского оледенения с МИС 6 не изменилась.

Краевые образования представлены пологими моренными грядами с отторженцами типа Аганского увала к северу от Широкой Оби (лист Р-43) Реже это сполженные солифлюкцией дугообразные скопления глинистого диамиктона (Полярное Зауралье, лист Q-41,). Но наиболее характерны для низменности дуги дислоцированных палеогеновых пород типа Малососьвинского амфитеатра на левобережье Оби (лист Р-41), полойских гряд (лист Q-42) или фестонов параллельных гряд на междуречье Пур-Хадуттэ (лист Q-43). Параллельные гряды отмечают головы эродированных крутопадающих пластов палеогеновых глин и диатомитов в складчато-надвиговых скупиваниях, образованных тангенциальным стрессом в неустойчивом основании древнего ледника (Рис. 5.3.).

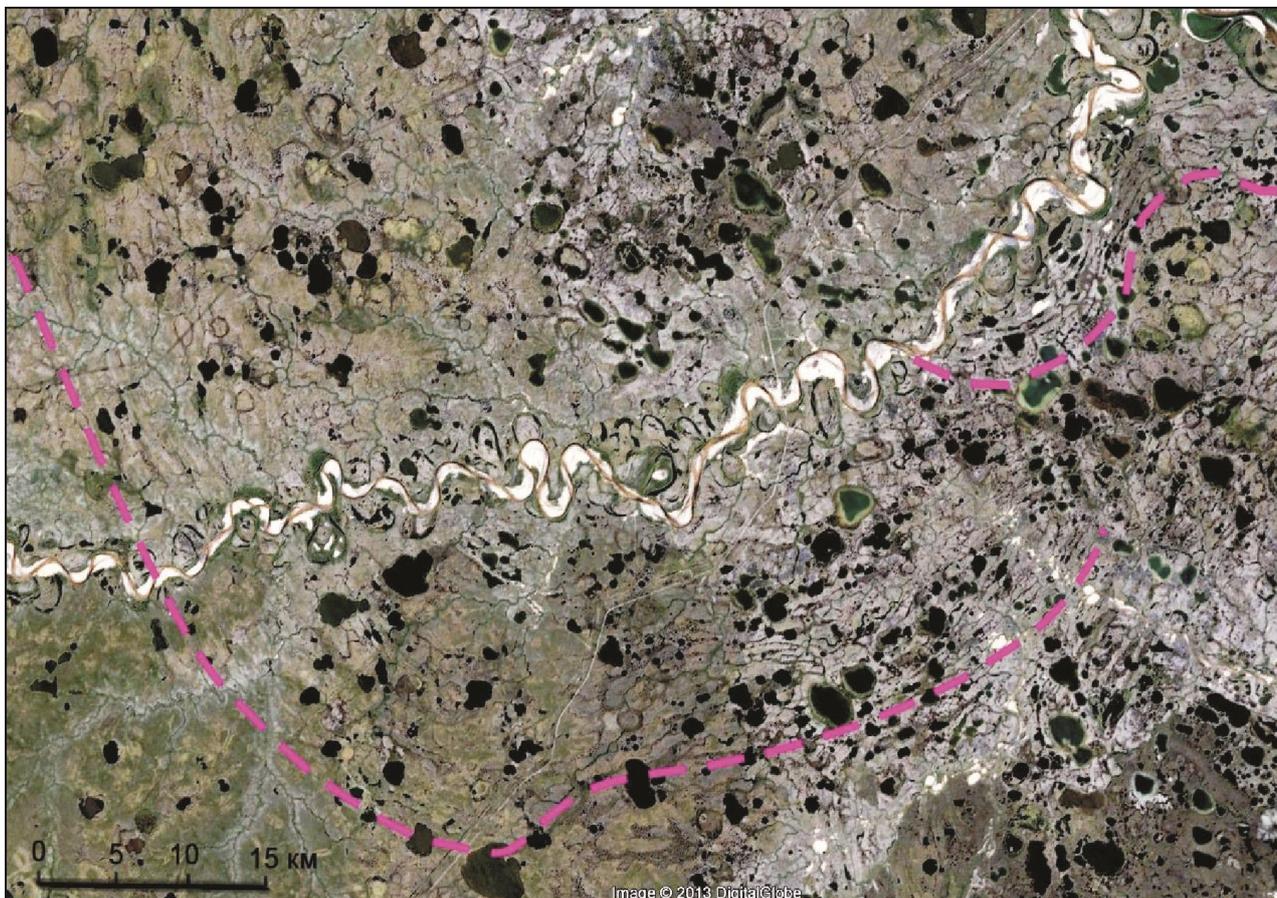


Рис. 5.3. Западно-сибирские напорные морены конца среднего неоплейстоцена: отпрепарированные субэральная эрозией параллельно-грядовые гирлянды дислоцированного палеогена в бассейне р. Еньяха (лист Q-43) (космический снимок). Штриховыми линиями указаны дистальные края напорных морен.

Выраженные в рельефе краевые образования, как правило, располагаются севернее стратиграфических границ оледенений. Это связано с тем, что в максимальную фазу почти любой западно-сибирский ледник не образовывал напорных морен вдоль своего края, так как заканчивался на плаву в подпрудном озере.

Наиболее дискуссионны границы поздненеоплейстоценовых ледников, которые всегда картировались на ограниченных площадях. По сравнению со сводной картой 1961 г. их контуры подверглись существенной ревизии уже в 1970-х годах в связи с появлением материалов высотных аэросъемок и космических съемок, представивших более точную картину ледникового рельефа (Архипов и др., 1980; Антропоген..., 1982). Еще значительнее границы и возраст краевых образований были модифицированы в последние 20 лет. Это произошло в результате а) выяснения причин разной выраженности ледниково-аккумулятивных форм рельефа и их отображения на аэро - и космических снимках и б) массированного применения международными коллективами новых геохронометрических

методов (радиоуглеродного анализа в масс-спектрометрическом варианте, опико-люминесцентного и уран-ториевого датирования).

Специальными исследованиями установлено, что сохранность моренного холмисто-озерного рельефа, в отличие от Русской равнины, не может служить критерием возраста оледенения, так как свежие ледниковые ландшафты на севере Западной Сибири независимо от времени наступания ледника появились лишь при интенсивном оттаивании вечной мерзлоты в голоцене (Астахов, 2004). Типичные для поздненеоплейстоценовой ледниковой области Европы камы и озы редки в Западной Сибири, так как таяние мертвого льда в суровом климате протекало очень медленно, а на крайнем севере оно еще не завершено. Выраженные в рельефе элементы верхнего ледникового комплекса в основном представлены параллельно-грядовыми дугами эродированных напорных морен, окаймленных зандровыми равнинами, а также глубокими котловинами крупных озер Ямала и Гыдана, образовавшихся на месте глыб мертвого льда. Характерными напорными моренами для локализованной эрозии ледниковых языков позднего неоплейстоцена являются резкие гряды вдоль озер Маковского и Налимьего западнее долины Енисея, которые входят в состав гляциотектонопар, образованных за счет выпаживания глубоких озерных котловин (Рис. 5.4). Реже граница последнего оледенения отмечена протяженными напорно-насыпными скоплениями глинистых и песчаных морен, например, система гряда Сопкей – оз. Яррото на южном Ямале. Граница последнего оледенения в крупных долинах подчеркнута террасами приледниковых озер на отметках до 60 м, сложенными глинистыми ритмитами мощностью до 40 м.

Новейшими радиометрическими датировками надежно установлено, что последнее покровное оледенение равнины (ермаковское) развивалось в интервале 100–60 тыс. лет назад, возможно в две стадии: в интервале 90–80 т.л. н. и доходило до 67–68о с.ш. и в интервале 55–70 тыс. л.н., последняя зафиксирована на севере Гыдана (Астахов, В.И., Назаров, Д.В., 2010; Назаров, Д.В., 2011) (на ГМС дана только максимальная граница ермаковского оледенения из-за отсутствия картировочного материала). Во время поздневалдайского (сартанского) ледникового максимума на равнине к востоку от Урала господствовала тундро-степь, зафиксированная находками мерзлых трупов мамонтов (Астахов, 2009; Астахов, Назаров, 2010). Краевые образования последнего (раннезырянского, ермаковского) покровного оледенения Западной Сибири, прослеженные вокруг северной оконечности Урала (максимальная стадия Сопкей), хорошо коррелируют с ранневалдайскими (харбейскими, мархидскими) моренами Печорского бассейна Русской равнины, так как они происходят из общего источника – ледникового щита запада Карского шельфа (Астахов и др., 2007). На востоке они сливаются с моренами главного (раннезырянского, муруктинского) ледникового покрова Средне-Сибирского плоскогорья.

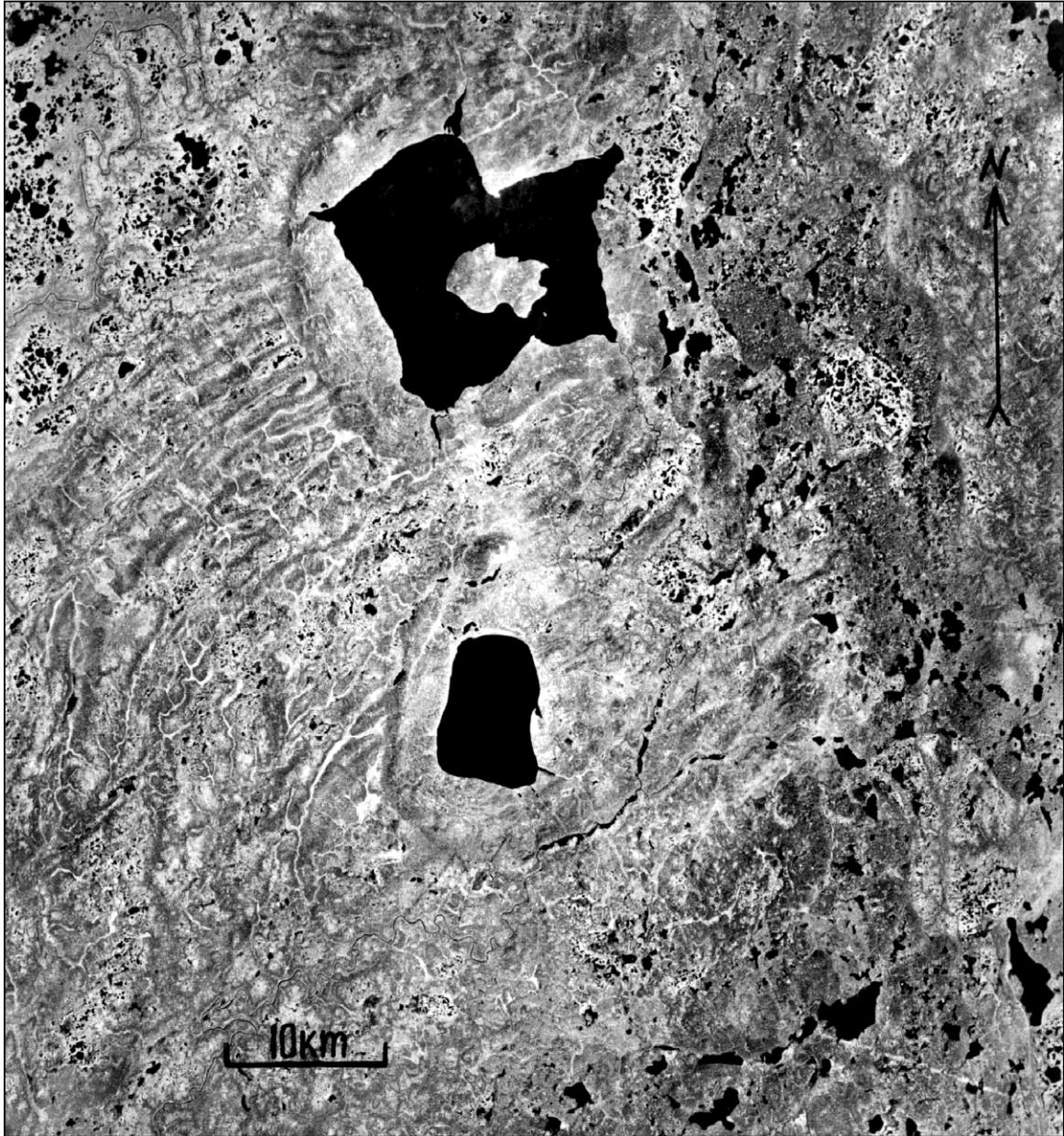


Рис. 5.4 Гряды раннезырянских напорных морен западнее р. Енисей, образующие две тектонопары с глубоко распаханными котловинами озера Маковского (север) и Налимьего. Разница высот дна оз. Маковского и гребня гряды 260 м (космический снимок).

Главный результат исследований последних 20 лет: область последнего оледенения в современном варианте расположена полностью за Полярным кругом, а в центре равнины – даже севернее 69° с.ш., редкие холмисто-грядовые образования, закартированные южнее (Аганский увал, сложенные солифлюкцией моренные дуги восточного подножья Урала, Салехардские увалы) оставлены среднелепистоценовыми оледенениями. Их древний возраст подчеркнут обилием древнемерзлотных форм и повышенной мощностью

субаэрального плаща лессовидных алевроитов и покровных песков (до 9 м на Салехардских увалах).

5.3. Центральная Сибирь, Северо-Сибирская низменность и п-ов Таймыр

Для этих территорий краевые ледниковые комплексы служат важнейшим, а зачастую и единственным инструментом стратиграфической корреляции плейстоценовых толщ. Однако, ввиду огромных размеров и слабой доступности этих территорий определение границ разновозрастных ледниковых покровов и, следовательно, составление ГМС представляет особо трудную, а на крайнем востоке и пока не решенную задачу. Особенно проблематична возрастная привязка пространственно разрозненных краевых ледниковых комплексов. Новейшие геохронометрические данные по опорным разрезам имеются лишь для Нижнего Енисея, Таймыра и юго-запада Верхоянского хребта. Редкие радиоуглеродные даты порядка 30 - 40 тыс. лет, полученные в 1970-х годах на территории Сибирской платформы, по новейшим данным являются омоложенными и непригодными для дальних корреляций.

Основная информация о контурах ледниковых аккумуляций и границах ледниковых стадий получена картировочными работами «Аэрогеологии» и «Красноярскгеологии» и отражена на изданных картах четвертичных отложений ГГК-1000 2-го поколения (Башлашин, Борисова, 1998; Бобкова, 1982, 1985; Борщева, Бардеева, 1979; Матюшков, 2000; Матюшков, Файнер, 1996; Руденко и др., 1981, 1984). На территории Средне-Сибирского плоскогорья краевые образования представлены прерывистыми скоплениями галечно-глинистых и валунно-галечниковых гряд, чаще всего рассеянными вдоль границ разновозрастных оледенений. На составленной нами гляциоморфологической схеме положение границ оледенений частично скорректировано с помощью космических изображений. Для оледенений среднего и раннего неоплейстоцена уточнения границ невелики ввиду отсутствия новых стратиграфических данных. Более существенная ревизия произведена для позднеплейстоценовых оледенений в связи с новейшими данными, полученными международными экспедициями на Таймыре с обширной программой датирования новейшими методами оптико-люминесцентного, ЭПР и радиоуглеродного анализов. Эти результаты опубликованы в обобщениях по хронологии оледенений позднего неоплейстоцена Русской Арктики (Svendsen et al., 2004; Möller et al., 2011) и в систематизированной полистной сводке границ ледниковых покровов, заказанной Международным союзом по изучению четвертичного периода (Astakhov, 2011).

Согласно новым данным главные краевые ледниковые пояса оказались древнее принятых ранее в сводках по территориям Сибирской платформы и Таймыра (Антропоген..., 1982; Архипов и др., 1976). Ледниковые образования так называемого «сартанского оледенения» с возрастом 4 ступени верхнего неоплейстоцена общей стратиграфической шкалы (примерно 25–15 тыс. л.н.) ограничены узкой полосой на самом севере Таймыра, а большая

часть полуострова покрыта отложениями более ранних стадий позднеплейстоценового оледенения с возрастом 80–90 и 50–60 тыс. лет (Möller et al., 2011; Svendsen et al., 2004).

Таймырские краевые образования, несмотря на их возраст и частое эрозионное расчленение, лучше всего выражены в рельефе в виде моренных валов, сложенных как диамиктами, так и флювиогляциальными песками и дислоцированными морскими отложениями. Рекордная для Евразии длина практически непрерывных моренных гряд Таймыра достигает 800 км, что установлено геолого-съёмочными работами «Аэрогеологии» еще в 1970-х годах. Самая мощная Джангодо-Сынтабульская система напорно-насыпных гряд тянется через всю Северо-Сибирскую низменность вдоль края максимального оледенения позднего неоплейстоцена (Антропоген ..., 1982; Svendsen et al., 2004). Наиболее эффектен следующий к северу пояс субконцентрических моренных фестонов системы Мокоритто-Верхняя Таймыра у подножья гор Бырранга (Рис. 5.5).

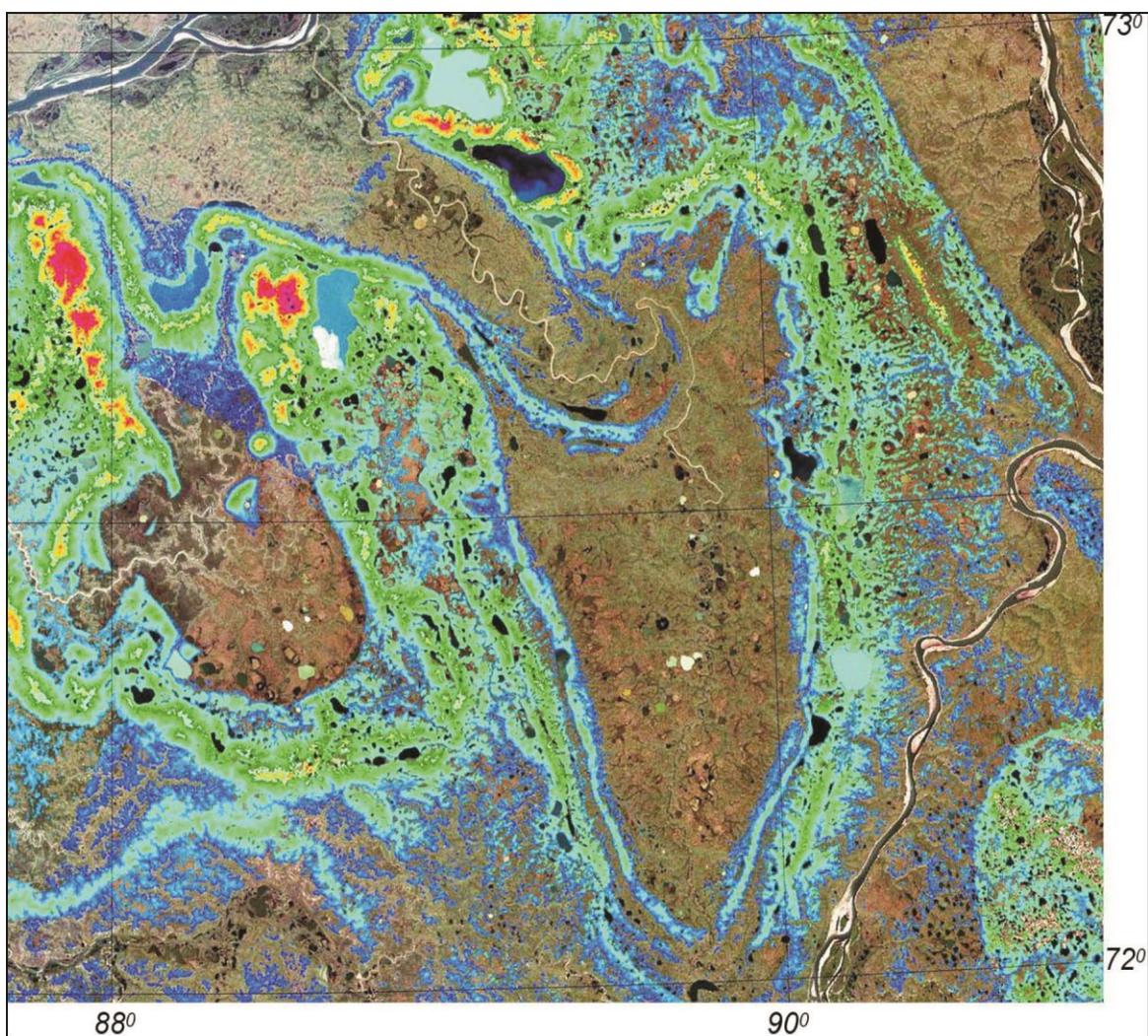


Рис. 5.5 Фестоны конечно-моренных гряд (синие) на р. Мокоритто, левом притоке р. Пясины, лист S-45 (космический снимок в ложных цветах).

Относительно древний возраст двух краевых поясов Таймыра подтвержден длинной серией люминесцентных и радиоуглеродных дат на Приполярном Енисее (Астахов, Мангеруд, 2007). Соответственно, краевые образования более обширного муруктинского оледенения, предшествующего вторжению атлантических вод в сибирскую Арктику, теперь следовало бы относить к концу среднего неоплейстоцена, а не к позднему неоплейстоцену, как это сделано в региональной стратиграфической схеме (Унифицированная..., 2010).

Вполне согласуются с этим новые датировки оптико-люминесцентным методом краевых образований на юго-западе Верхоянского хребта, стратотипическому району неоплейстоценовых оледенений, которые согласно прежним радиоуглеродным датировкам распространялись в долину Лены около 20 - 30 т. л. н. (Колпаков, 1990). Однако, оптико-люминесцентные даты перекрывающих эоловых песков показали, что самая молодая горная морена имеет возраст не менее 50 тыс. лет, а морены западных предгорий относятся к среднему неоплейстоцену (Зигерт и др., 2007; Stauch and Gualtieri, 2008).

Восточная окраина покровных ледников Средней Сибири остается слабо изученной. Разрозненные морены ледников Анабарского плато прослежены восточнее р. Анабар лишь до 116⁰ в.д. (Стрелков и др., 1959; Архипов и др., 1976; Борщева, Бардеева, 1979). На равнинах между 70⁰ с.ш. и морем Лаптевых до сих пор очень мало сведений о древнеледниковых образованиях. Это в основном разрозненные сообщения типа находки Э. Толем (1897) морены поверх льда в устье р. Анабар. Работами НИИГА по ГГК-1000 1-го поколения в междуречье Анабар–Оленек установлены изолированные аккумулятивные гряды и скопления эрратических валунов, что послужило основанием для представления о малоактивных покровных ледниках западнее низовьев р. Лены (Дибнер и др., 1957). К сожалению, эти факты не подтверждены листами ГГК-1000 2-го поколения, поэтому мы вынуждены оставить этот вопрос открытым.

Весьма неопределенным остался вопрос и о продолжении границ плейстоценовых оледенений на шельфе Ледовитого океана, который был сушей в ледниковое время. В последнее время появились данные морской геологии, которые позволяют предположительно наметить границу последнего ледникового покрова Карского шельфа западнее арх. Северная Земля (Polyak et al., 2008).

Таким образом, проведена сводка нового картографического и литературного материала по неоплейстоценовым краевым ледниковым образованиям. Составлена «Гляциоморфологическая межрегиональная схема неоплейстоценовых краевых ледниковых образований» с нанесением границ рельефообразующих ледниковых комплексов на всю территорию России в масштабе 1:2 500 000. Схемы подобного содержания на территорию России еще не составлялись.

Впервые появилась возможность показать для территории России

гляциоморфологическое обоснование размеров разновозрастных оледенений в разных регионах и их корреляции. В наиболее изученном регионе, каким является Русская равнина, показаны стадии дегляциации, а между линиями основных стадий – подстадии и краткие задержки края ледника (фазы), дающие детальное представление о последовательных этапах отступления ледникового края в области распространения последнего позднеплейстоценового (осташковского) и московского оледенений. При этом произведена корреляция этапов отступления позднеплейстоценового (осташковского) оледенения Русской равнины с фазами одновозрастного оледенения на зарубежных территориях Северной Европы, которые имеют лучшую геохронометрическую привязку.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Четвертичный период (квартер) – еще не закончившийся этап истории Земли, с которым связано формирование современного человеческого общества. Образования этого периода обладают специфическими особенностями (повсеместное распространение и большое практическое значение), резко отличающимися его от других этапов развития Земли и, прежде всего, по степени влияния на человечество.

С образованиями четвертичного периода связаны многочисленные полезные ископаемые, относящиеся ко всем группам минеральных ресурсов: топливные, металлические, неметаллические (химическое, агрохимическое, горнотехническое и строительное сырье), подземные воды.

Результаты изучения четвертичных образований являются базовыми для многих отраслей народного хозяйства (строительство, гидротехнические сооружения, мелиорация земель, водоснабжение, экология, мониторинг чрезвычайных природных ситуаций и др.), а также призваны оценить эволюцию современной среды обитания человечества на ближайшую и долгосрочную перспективу.

В предшествующие десятилетия в различных отраслях народного хозяйства и науки накоплен огромный фактический материал, нуждающийся в анализе, систематизации и обобщении как с позиций обеспечения геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы современной среды обитания, так и с целью оценки влияния последней на человеческое общество. Этим проблемам уделяется повышенное внимание в передовых странах мира (США, Канада, Швеция, Финляндия и др.), где изучение геологических аспектов недропользования находится в неразрывной связи с экогеологической

системой и прогнозом ее развития.

В этом плане научно-методические аспекты четвертичной геологии являются связующим звеном для различных структур МПР России и служат одним из средств отработки управленческих решений в сфере природопользования и прогноза развития.

Научным базисом, суммирующим знания по вышперечисленной проблематике является карта четвертичных образований.

Новая карта является результатом обобщения огромного количества данных по огромной территории, полученных за почти сорокалетний период, прошедший после издания карты четвертичных отложений СССР того же масштаба и принципиально от нее отличающейся:

- Увеличенным в два с лишним раза возрастным интервалом картографируемых образований;

- Детализированной общей стратиграфической шкалой;

- По новому на Карте отражена концепция развития оледенений в позднем неоплейстоцене на севере российской Арктики.

- Изменен возраст на раннеплейстоценовый и уточнены границы распространения «Донского ледникового языка», занимающего значительную территорию в центре Европейской России (на карте 1973 г. он показан днепровским оледенением среднего неоплейстоцена).

- По новому на карте показана лессово-почвенная формация (на карте 1973 г. практически ее нет, только на юге Европы).

- Впервые на карте среди лессоидов выделены едомные образования - лессоиды (Led), характеризующиеся повышенной льдистостью. В отличие от лессоидов Европейского региона их формирование связывают с субквальной обстановкой седиментации.

- Впервые на карте вулканогенные образования подразделены по принятому в четвертичной геологии принципу генетической классификации – по преобладающему геолого-динамическому процессу, а не по хронопетрографическому принципу, используемому для дочетвертичных карт.

- Впервые на карте выделено шесть ассоциаций дочетвертичных пород с маломощными образованиями.

- По-иному отражена ледниковая история горного Урала. В горном Урале показаны ледниковые толщи только горно-долинных оледенений (на карте 1973 г. - покровное уральское).

- По-иному показаны горные области России находящиеся в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород. Здесь преимущественное развитие получили гравитационные

генетические типы с солифлюкционными и десерпционными. Особенно хорошо видно на С-В России.

Карта четвертичных образований России масштаба 1 : 2 500 000 является естественным дополнением к «Геологической карте России и прилегающих акваторий» того же масштаба (ВСЕГЕИ, 2005 г.), т.к. на последней не показаны четвертичные отложения. Только обе эти карты в совокупности образуют комплект, адекватно отображающий геологическое строение территории России.

Карта четвертичных образований России масштаба 1 : 2 500 000 в форме ГИС резко снизит затраты на составление Гидрогеологической, Инженерно–геологической, Геоэкологической, Геоморфологической карт, Карт геологических опасностей, Полезных ископаемых и др. карт того же или более мелкого масштабов. Реализация в форме геоинформационной системы позволит обеспечить возможности ее дальнейшего развития и уточнения, пополнения новой информацией, использования в качестве одной из базовых карт в ГИС Атласе России. Созданный ГИС-пакет будет являться, в том числе связующим информационным звеном различных научно-методических и прикладных аспектов четвертичной геологии со смежными геологическими дисциплинами.

Карта будет служить основой для решения ряда практических вопросов, связанных с перспективным развитием минерально-сырьевой базы территории России и отдельных ее регионов, а также с оценкой опасных геологических процессов и т.д. Она даст возможность уточнить и развить целый ряд теоретических вопросов современной геологии: соотношения покровных оледенений и морских трансгрессий, закономерностей распространения ледниковой, перигляциальной и лессово-почвенной формаций, зональности распространения склоновых генетических типов и др. Она будет нести и образовательную функцию - служить наглядным пособием при чтении общих и специальных курсов на геологических, геологоразведочных и географических факультетах высших учебных заведений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М. Новейший вулканизм Арктической окраины Северной Евразии в кн. «Изменение окружающей среды и климата: (природные и связанные с ними техногенные катастрофы). РАН. М.: ИФЗ РАН, т.2, 2008, с. 41-80.
- 2 Акинин В.В., Каолверт Э. $^{40}\text{Ar}^{39}$ возраст Анойских вулканов, Арктическая Чукотка. Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской Конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012, с. 25-26.
- 3 Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982, 192 с.
- 4 Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М. ГЕОС, 2005, 141 с.
- 5 Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург, УО РАН, 2002, 322с.
- 6 Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения. Материалы гляциологических исследований, 2006, вып. 101, с. 143–145.
- 7 Антропоген Таймыра. Ред. Н.В. Кинд, Б.Н. Леонов. Наука, М., 1982, 184 с.
- 8 Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Уран-ториевый возраст и палеоботаническая характеристика межледникового торфяника в опорном разрезе Родионово. Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 2005, с. 21–23.
- 9 Арсланов Х.А., Безрукова Е.В., Бердникова Н.Е. и др. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3, М. 2011, с. 95-102.
- 10 Архипов С.А., Андреева С.М., Земцов А.А. и др. Покровные материковые оледенения и рельеф. Проблемы экзогенного рельефообразования, кн. 1. Наука, М., 1976, с. 7–89.
- 11 Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Наука, Новосибирск, 1980, 109 с.
- 12 Астахов В.И., Волков И.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Наука, Новосибирск, 1980, 109 с.
- 13 Астахов В.И. Урал. Стратиграфия СССР. Четвертичная система, полутом 2. Ред. И.И. Краснов. Недра, М., 1984, с. 193–226.
- 14 Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Русской Арктики: возраст и конфигурация. Вестник СПб Университета, сер.7, вып.1 (№7), 2000, с.3-14.
- 15 Астахов В.И., Свенсен Й.И. Возраст остатков плейстоценового ледника Большеземельской тундре. ДАН, 2002, т. 384, № 4, с. 534–538 .
- 16 Астахов В.И. Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы. Региональная геология и металлогения, СПб, ВСЕГЕИ, 2004, № 21, 27–44.
- 17 Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее. Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 63–66.
- 18 Астахов В. И. К позднекайнозойской истории запада евразийской Арктики. //Вестник СПб университета, серия 7, вып.1., 2007. с.3-21.
- 19 Астахов В., Мангеруд Я. О геохронометрическом возрасте позднеплейстоценовых террас на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2007. Т. 416.

С. 509–513.

- 20 Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера. Региональная геология и металлогения. 2007, № 30–31, с. 190–206.
- 21 Астахов В. И. , Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 69, 2009, с. 8–24.
- 22 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.
- 23 Астахов В.И., Свенсен, Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. Региональная геология и металлогения, 2011, № 47, с. 12–27.
- 24 Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С., Горшкова С.С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей //История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 99-111.
- 25 Базаров Д.Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Изд-во Наука Сиб. отд.,1986, 181 с.
- 26 Барановская О.Ф., Григорьев М.Н., Малясова Е.С. Стратиграфия позднего кайнозоя острова Колгуев. Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Севморгеология, Л., 1986, с. 83–99.
- 27 Бараш М.С., Блюм Н.С., Бурмистрова И.И. и др. Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М. : Наука, 1989. 285 с.
- 28 Барышников Г.Ф., Шкатова В.К., Шадрухин А.В. Находка черепа медведя *Ursus Rossicus* в хазарских отложениях Нижнего Поволжья. В сб.: Палеонтологические исследования фауны СССР. СПб, Тр. Зоол. Ин-та АН СССР, т. 238, 1991, с. 100-120.
- 29 Базилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь). Бюлл. КЧ, 2007, № 67, с. 76–84.
- 30 Базилян, А.Э., Никольский, П.А. Максимов, Ф. Е., Кузнецов, В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских о-вов по данным ²³⁰Th/U-датирования раковин моллюсков. Строение и история развития литосферы. Paulsen, М.-СПб, 2010, с. 506–514.
- 31 Вартанян С. Остров Врангеля в конце четвертичного периода: геология и палеогеография. Изд. Ивана Лимбаха, СПб, 2007, 144 с.
- 31 Базилян А.Э., Анисимов М.А., Никольский П.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет. Инф. бюллетень Международного Полярного Года, ISSN 1994–4128, Новости МПГ 2007/08, СПб, ААНИИ, 2008, № 12, с. 7–9.
- 32 Башлавин Д.К., Борисова Т.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000000, нов. серия, листы S-47-49 (оз. Таймыр). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, СПб, 1998.
- 33 Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б. , Бабак Е.В. Стратиграфия. Геологическая корреляция. М., 2004, том 12, №1, с.114-124.
- 34 Бобкова З.С. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000000, нов. серия, листы Q-48,49 (Тура). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1982.

- 35 Бобкова З.С. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000000, (новая серия), лист Q-48, 49 (Айхал). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1985.
- 36 Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981, 132 с.
- 37 Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М., Изд-во Моск. Университета, 1995, 270 с.
- 38 Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39-33 тыс. лет назад // Вестник МГУ. Сер.5. География. 2009, №6. С. 46-53.
- 39 Борисов Б.А., Чернышева М.Б. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины (Горный Алтай). Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Сборник научных трудов. Л., 1987, с. 57-62.
- 40 Борисов Б.А., Минина Е.А. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Центральной Тувы. Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989, с. 125-130.
- 41 Борисов Б.А., Минина Е.А. Корреляция ледниковых и вулканических событий квартера Тувы. Региональная геология и металлогения, 2002, №15, с. 37-44.
- 42 Борисов Б.А., Минина Е.А. Ребристые морены Алтае-Саянского региона. География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. Спб: СПбГУ, ВВМ, 2009, с.392-399.
- 43 Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста ее основных подразделений. Региональная геология и металлогения, 2010 №46, с.26-28.
- 44 Борщева Н.А., Бардеева М.А. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000000, нов. серия, листы R-48-(50) (Оленек). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1979.
- 45 Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулertiцкий Л.Д. Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т.13, №1, с. 106-115.
- 46 Будаев Р.Ц. Палеоуровни вод Северо-Байкальской впадины в эпохи неоплейстоценовых оледенений. География и природные ресурсы, 2011, №2, с. 62-69.
- 47 Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.
- 48 Величко А.А., Ударцев В.П., Маркова А.К. и др. Новые представления о возрасте днепровского и донского языков покровного оледенения Русской равнины. Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 6, с. 32-44.
- 49 Величко А.А. О возрасте морен Днепровского и Донского языков. // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7-19.
- 50 Величко А.А. Предпосылки развития оледенений на севере Евразии и методические особенности их исследования. В кн.: Четвертичные оледенения на территории СССР. Под. Ред. А.А. Величко и др. 1987. С. 8-13.
- 51 Величко А.А., Исаева Л.Л., Фаустова М.А., ред. Четвертичные оледенения на территории СССР. М., Наука, 1987, 118 с.
- 52 Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.8, № 1, 2000, с.3-16.
- 53 Величко А.А., Семенов В.В., Поспелова Г.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П.,

- Грибченко Ю.Н., Длусский К.Г., Катто Н., Литтл Э. Новые данные о положении палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес в лессово-почвенной формации Восточно-Европейской равнины. Доклады Академии наук. М., 2002, том 386, №2, с.240-244.
- 54 Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005, т. 13, № 2, с. 84–102.
- 55 Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Современное состояние концепции покровных оледенений.// Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3: Сборник научных статей /Под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустовой. - М.: Географический факультет МГУ, 2011. С.21-33.
- 56 Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Проблемы периодизации и корреляции ледниковых и перигляциальных этапов квартера Восточной Европы.// VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г.).- Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013.-(764 с.) с. 102-103.
- 57 Верещагина В.С. Стратиграфия четвертичных отложений западного склона Среднего Урала и Предуралья. Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. Недра, М., 1965, с. 106–129.
- 58 Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Недра, 2007, 186 с.
- 59 Волкова В. С. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Западной Сибири: современное состояние, проблемы и пути их решения Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 69, 2009, с. 8–24.
- 60 Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря. Доклады АН СССР, Геология, 1990, т. 314, № 6, с. 1463-1468.
- 61 Гей В.П., Ауслендер В.Г., Демидов И.Н. и др. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России). ГЕОС, М., 2000, 99 с.
- 62 Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист М-52 (53)-Благовещенск. Объяснительная записка 1996, 216 с.
- 63 Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-56, 57 Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка 1989, 98 с.
- 64 Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Наука, Л., 256 с.
- 65 Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. Наук. Институт географии НАН Украины, Киев, 2004.41 с.
- 66 Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Сб. тезисов докл. к Всеросс. совещ. СПб, ВСЕГЕИ, 1998, 336 с.
- 67 Гладенков А.Ю. Новое положение неоген-четвертичной границы в международной стратиграфической шкале и ее отражение в схемах кайнозоя дальневосточных районов России (по диатомеям). Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. Материалы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС, 2011, с. 37-41.
- 68 Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Отв. ред. Деревянко А.П. Новосибирск: Изд-во СО РАН,

Ин-т археол. и этногр.2008,511 с.

- 69 Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития Бассейнов Средней Волги, Нижней Камы. Стратиграфия. Геологическая корреляция. М., 1998, том.6, № 2, с.91-107.
- 70 Глушкова О.Ю., Прохорова Т.П. Плейстоценовые оледенения Северо-Востока СССР в кн. Палеоклиматы и оледенение в плейстоцене. Изд-во: Наука., 1989, с. 224-229.
- 71 Гляциогеоморфологическая Карта периода деградации московского ледникового покрова Центра Русской равнины под ред. Чеботаревой, Н.С. и Шика, С. М., 1983. В кн.: Объяснительная Записка к гляциогеоморфологической карте периода деградации московского ледникового покрова Центра Русской равнины. М., Наука. 1986. 41 с.
- 72 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка, 2009, 376 с.
- 73 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-36, (M-36) - Смоленск. Объяснительная записка. СПб.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011.267 с.
- 74 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-37, (38) – Нижний Новгород. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 261 с.
- 75 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-38, 39 – Сыктывкар. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 266 с.
- 76 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение я). Серия Мезенская. Лист Р-39 – Сыктывкар. Карта четвертичных отложений (авторский вариант). Отчет. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013 г. 190 с.
- 77 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист – Q-(35), 36 - Апатиты. Объяснительная записка. СПб.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 436 с.
- 78 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист – Q - 37 - Архангельск. Объяснительная записка. СПб.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
- 79 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист – Q - 38 - Мезень. Объяснительная записка. СПб.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 311 с.
- 80 Григорьев М.Н. Критерии диагностики основных генетических типов позднекайнозойских отложений Арктики (на примере острова Колгуев). Дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. ВНИИОкеангеология, 1987ф, 357 с.
- 81 Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенения Арктики. М., Научный мир, 1999, 120 с.
- 82 Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-восточного Алтая. М. «Наука», 1965, 244 с. (Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 126, 1965).
- 83 Демидов И.Н., Ларсен Э.А., Кйяер К.Х., Хоумарк-Нильсен М. Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна. // Региональная геология и металлогения. №30-31, 2007. С. 179-189.
- 84 Деревянко А.П., Ульянов В.А., Шуеньков М.В. Развитие рельефа речных долин Северо-Запада Горного Алтая в плейстоцене. Докл. АН, 1999, т. 367, №1, с. 112-114.
- 85 Дибнер В.Д., Егорова И.С., Загорская Н.Г. и др. Карта четвертичных отложений

- Советской Арктики, м-б 1:2500000. НИИГА, Л., 1957, 4 л.
- 86 Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата. Докл. АН, 2003, т. 391, №6, с. 821-824.
- 87 Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК).
- 88 Дорофеева Л.А., Прилуцкий, Шкатова В.К. Двойной карбонатный термометр как инструмент корреляции и расчленения четвертичных отложений. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.4, №5, 1996, с.105-110.
- 89 Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. СПб, Наука, 1993, с.124.
- 90 Дымов В.А. Четвертичная система. Отчет о ГКК-1000/3 листа Т-45-48, Севморгео, 2013 ф.
- 91 Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири. Геоморфология, 2009, №2, с.33-49.
- 92 Ербаева М.А., Карасев В.В., Алексеева Н.В. Новые данные по стратиграфии плиоцен-плейстоценовых отложений Забайкалья. Геология и геофизика, 2005, т. 46, №4я, с. 414-423.
- 93 Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 6, 164 с.
- 94 Заррина Е.П., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и прилегающих территорий, м-б 1:1500000, Гостоптехиздат, М., 1961, 6 л.
- 95 Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л., 1991, 186 с.
- 96 Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф. и др. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований. Региональная геология и металлогения, 2007, № 30-31, с. 222–228.
- 97 Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложение и рельеф долин Чуи и Катуня. Новосибирск: Параллель, 2008, 182 с.
- 98 Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Недра, Л., 1972, 312 с.
- 99 Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 288 с.
- 100 Зудин Г.И. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональной стратиграфии. Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги. Новосибирск, Наука, 1980, с. 98-118.
- 101 Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Изменение природной среды и климата позднего кайнозоя Западной Сибири. В кн. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008, С. 173-245.
- 102 Зыкин В.С., Зыкина В.С. Проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений юга западной Сибири. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69, с. 71–84.
- 103 Иваненко Г.В. Четвертичная система. Объяснительная записка к листу S-53–55 (Новосибирские острова), ГКК-1000, нов.серия. ВСЕГЕИ, СПб, 1999.
- 104 Исаева Л. Л. Кинд Н. В. и др. О возрасте и строении краевых ледниковых образований у северного подножья плато Путорана. Бюллетень комиссии по

изучению четвертичного периода № 45, 1976, с. 117 – 123.

- 105 История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб, Наука, 1998, 406 с.
- 106 Казьмин С.П., Волков И.А. Климатические условия формирования покровных субаэральных образований Западной Сибири. Вестник ВГУ, сер. геол., 2010, №2, С.75-82.
- 107 Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., Недра, 1974, 160 с.
- 108 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. Геогр. об-во СССР, Л., 1975, с. 53–95.
- 109 Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002, 127 с.
- 110 Карта четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР масштаба 1:2 500 000. Ред. Н.И. Апухтин, И.И. Краснов.1966. В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Под ред. Н.И. Апухтина, И.И. Краснова. Л.: Недра, 1967. 344 с.
- 111 Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии. Геотектоника, 2009 №5, с.3-24.
- 112 Коллектив участников проекта «Байкал-Бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового курна глубокого бурения. Геология и геофизика, 2010, т.41,№1, с.3-32.
- 113 Колпаков В.В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000, нов. серия, лист Q-50,51 (Жиганск). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1990.
- 114 Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997, 195 с.
- 115 Короткий А.М. Признаки мерзлотных процессов процессов в четвкртичных отложениях островных территорий (на примере Южных Курил). Вестник ДВО РАН, %2, 2011, с. 45-58.
- 116 Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) . //Доклады АН, т.398, №2, 2004, с.218-222.
- 117 Костин Д.А. Кайнозой. Четвертичная система. // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-(36),37 – Баренцево море. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, с. 54-66.
- 118 Краевые образования материковых оледенений. Путеводитель экскурсий VII Всесоюзного совещания, Воронеж,1985 г. М.: Наука. 49 с. 1985.
- 119 Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевоморского региона. Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Севморгеология, Л., 1986, с. 7–14.
- 120 Крапивнер Р. Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет. Геотектоника. 2006, № 3. с. 39–51.
- 121 Краснов И.И., Заррина Е.П. Схематическая карта поясов краевых образований европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий масштаба 1:2 500 000, 1965. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 5-23.

- 122 Краснов И.И., Арсланов Х.А., Казарцева Т.И. и др. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения, 1995, №4. С. 88-99.
- 123 Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С. и др. Верхнечетвертичные отложения южного острова Новой Земли. Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Севморгеология, Л., 1982, с. 40–52.
- 124 Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтогеновой зоны в позднем плейстоцене и голоцене. Автореферат докт. дисс., Иркутск, 2010, с. 32.
- 125 Круковер А.А. Эоплейстоценовая микротериофауна из обнажения Бережково (Куртаковский археологический район, Красноярский край). – Сборник тезисов докладов к Всероссийскому совещанию «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». - 1998. СПб, ВСЕГЕИ, с.35.
- 126 Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты. Геология и геофизика, 2001, т.42, № 1 – 2, с. 8-34.
- 127 Кузьмин Я.В. Геоархеология и экономика каменного века о. Сахалин (Дальний Восток России): концепции и проблемы. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода №70, 2010, с. 80-91.
- 128 Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология. 2005. 222 с.
- 129 Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). Москва, 2012. 191 с.
- 130 Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С. и др. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры. Литология кайнозойских отложений. ГИН АН СССР, М., 1989, с. 3–51.
- 131 Лапшин Л.И. Масштабы древнего оледенения Камчатки. Вопросы географии Камчатки, №11, 2005, с. 31-35.
- 132 Лаухин С.А. Изменение климата в плиоцене-плейстоцене на северо-востоке Азии. Стратиграфия. Гнеологическая корреляция, 1993, т.1, №6, с. 76-82.
- 133 Лаухин С.А. История геологического развития Северной Азии в плиоцене-плейстоцене и этапы ее заселения палеолитическим человеком. Автореферат дис....д-ра геол.-минер. наук М. МГУ, 1999, 68 с.
- 134 Лаухин С.А., Санько А.Ф., Мотузко А.Н. Находка отложений нижнего плейстоцена на юго-западе Восточного Саяна. Стратиграф. геол. корреляция, 2005, том 13, №, с.116-123.
- 135 Лессовые породы СССР. М., Недра, 1986, т. I, II, 232 с.
- 136 Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала. М., Недра, 1976, 144 с.
- 137 Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988. 306 с.
- 138 Ложкин А.В., Слободин С.Б. Ушковская стоянка-уникальный археологический памятник Севера Дальнего Востока. Вестник ДВО РАН, №1, 2012, с. 84-91.
- 139 Макеев В.М., Арсланов Х.А., Гарутт В.Е. Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена. ДАН СССР, 1979, т. 245(2), с. 421–424.
- 140 Матросова Т.В. Изменение растительности и климата Северной Чукотки за последние 350 тыс. лет (по палинологическим данным осадков оз.

- Эльгыгытгын). Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2009, №2, с. 23-30.
- 141 Матюшков А.Д., Файнер, Ю.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000000, нов. серия, лист Q-44, 45 (Игарка). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, СПб, 1996.
- 142 Матюшков А.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000, нов. серия, листы R-(45), 47 (Норильск). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, СПб, 2000.
- 143 Мельников О.А., Сергеев К.Ф., Рыбин А.В., Жарков Р.В. О новом активном извержении одного из «грязевых» (газоводолитокластитовых) вулканов на Сахалине и природе грязевого вулканизма. Доклады АН, 2005, т.400, №4, с. 536-541.
- 144 Методическое пособие по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Изд-во Недр, 1987, с.308.
- 145 Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных отложений к Госгеолкарте-1000/3. / Ред. Е.А. Минина, В.В. Старченко. Изд-во ВСЕГЕИ. 2005. 190 с.
- 146 Минина Е.А., Борисов Б.А. Региональная стратиграфическая схема квартера Алтае-Саянской области (новые данные, дискуссионные вопросы). Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск 19-23 октября 2009 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009, с.404-407.
- 147 Молостовский Э. А., Богачкин А. Б., Гребенюк Л. В., Рудянов И. Ф. Магнитостратиграфия лессово-почвенной формации Восточного Предкавказья. Бюлл. Моск. общ. Испытателей природы. Отд. геол. 2001. Т.76, вып. 6, с. 54-62
- 148 Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.
- 149 Московский ледниковый покров Восточной Европы. М. Ред. Г.И. Горецкий, Н.С. Чеботарева, С.М. Шик. М.: Наука, 1982. 240 С.
- 150 Мурдмаа И.О. Фации океанов. М., Наука, 1987. 304 с.
- 151 Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Изд-во Наука, 1975, с. 359.
- 152 Николаев В.И., Богданов Ю.А., Блюм Н.С., Николаев С.Д. О стратиграфическом расчленении плейстоценовых осадков океана. В кн.: Морская микропалеонтология. Под. Ред. А.П. Жузе. М.: Наука. 1982. С. 57-66.
- 153 Николаев С.Д, Блюм Н.С., Николаев В.И. Палеогеография океанов и морей в кайнрзое по изотопным и микропалеонтологическим данным // Итоги науки и техники. Т. 6. Палеогеография. М.: ВИНТИ. 1989,196 с.
- 154 Николаев С.Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М., Изд-во ВНИРО, 1995, 127 с. 8.
- 155 Никонов А.А. Новый опорный разрез позднеплейстоценовых отложений «ВОКА» на южном берегу Финского залива // Докл. Академии Наук, 2007. Т. 414, № 3. С. 368-371.
- 156 Никонов А.А., Ван дер Плихт Х., Сулержицкий Л.Д., Арсланов Х.А. Местонахождение остатков Мамонтовой фауны « карьер Келколово» в Ленинградской области и ее возраст // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 437-439.
- 157 Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Лаверов

- Н.П. М.: Изд-во Наука, 2005, с. 504.
- 158 Объяснительная записка к листу О-(57),58-Паланы Геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Ленинград, 1989, 73 с.
- 159 Объяснительная записка к листу М-(52)-Благовещенск Геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 493 с.
- 160 Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Востока СССР. Магадан СВКНИИ ДВО АН СССР, 1981, 241 с.
- 161 Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Четвертое уральское межведомственное совещание. Екатеринбург, 1997, 139 с.
- 162 Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Новосибирск, СНИИГТ и МС, 2010, 90 с.
- 163 Окищев П.А. Рельеф оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011, 382 с.
- 164 Павлов Л.Г., Бурский А.З, Ильин В.Ф., Красножен А.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части архипелага Новая Земля. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:200000. Севморгео, Л., 1981ф.
- 165 Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под. Ред. профессора А.а. Величко. Москва, 2009. -120 с.
- 166 Пospelова Г.А. О геомагнитных экскурсах. // Физика Земли, № 5.2002, с 30-42
- 167 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 33, СПб, 2002, 56 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК России).
- 168 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 32, СПб, 2001, 46 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси)
- 169 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.28, СПб, 1996, с.8-10, с.11-12. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси).
- 170 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.25, 1991, с.24-25(МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси).
- 171 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 39, СПб, 2010, с. 65-66. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси).
- 172 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.38, СПб, 2008, с. 115-122. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси).
- 173 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.30, СПб, 1998, с.126-17(МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК Росси).
- 174 Постановление МСК, вып.41, 2012.

- 175 Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). Материалы симпозиума. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.
- 176 Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья (материалы симпозиума, г. Ярославль, июль 2001г.) М., ГЕОС, 2001г., 158с.
- 177 Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2001, 228 с.
- 178 Разжигаева Н.Г., Гребенщикова Т.А., Мохова Л.М. Среднеплейстоценовые отложения о. Итурут, Курильские острова. Тихоокеанская геология, 2003, т.22, №3, с. 48-58.
- 179 Разрез новейших отложений Алтая (опорные разрезы новейших отложений) под ред. Маркова К.К. М.: Изд-во Москов. Ун-та, 1978, с.208.
- 180 Резолюция заседания Международной рабочей группы Проекта № 24 МПГК "Четвертичные оледенения Северного полушария" в Западной Сибири. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 494, Новосибирск, Наука, 1981, с. 199–200.
- 181 Рейнек Г.Е., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 419 с.
- 182 Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.).
- 183 Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983 г.) с региональными схемами. Л., 1986, 155 с.
- 184 Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан, 1987, 241 с.
- 185 Руденко Т.А., Астахов В.И., Файнер Ю.Б. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000, нов. серия, лист Р-46, 47 (Байкит). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1981.
- 186 Руденко Т.А., Файнер Ю.Б., Файнер Т.Г. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000, нов. серия, лист Р-48, 49 (Ванавара). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1984.
- 187 Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Томск, 1995, 35 с.
- 188 Рудой А.Н., Русанов Г.Г. Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. Томск: Изд-во НТЛ, 2010, 240 с.
- 189 Рыжов Б.В. Десерпций. К генетической классификации склоновых образований. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Изд-во МГУ, 1966, с.212-227.
- 190 Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М., 1997, 265 с.
- 191 Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М., МГУ им. Ломоносова, 1998, 292 с.
- 192 Свиточ А.А. Четвертичная геология, палеогеография, морской плейстоцен, соляная тектоника. М., РАСХН, 2002, 650 с.
- 193 Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). –М.: Географический

- факультет МГУ. 2010.136 с.
- 194 Семёнова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А. Стадии оледенений позднего неоплейстоцена Кольского полуострова и Беломорья. Материалы VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). Апатиты; СПб, 2011. Т.2 (Л-Я) с. 232-234.
- 195 Соболев В.М. Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы географии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М.: Географический факультет МГУ, 2008. С.144-156.
- 196 Соболев В.М. Стратиграфия и состав отложений горла Белого моря //Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С 554-556.
- 197 Соловьев В.В., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 172. М., 1971, 156 с.
- 198 Стефановский В.В. Плиоцен и квартал восточного склона Урала и Зауралья. ИГГ УрО РАН, 2006, 223 с.
- 199 Стефановский В.В. Четвертичная система. В сб.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, ИГ ГУР АН СССР, 1990, с. 55-69.
- 200 Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). М.: Недра, 1984, 556 с. (ВСЕГЕИ).
- 201 Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. Тр. НИИГА, т.91, М., 1959, 232 с.
- 202 Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. Наука, М., 1977, 143 с.
- 203 Тараканов Л.В. К вопросу о происхождении рельефа острова Вайгач. Геоморфология, 1973, № 4, с. 85–91.
- 204 Толь Э. Ископаемые ледники Ново-Сибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. Типография Имп. Академии наук, СПб, 1897, 133 с.
- 205 Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. СНИИГГиМС, Новосибирск, 2000, 64 с.
- 206 Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири. (Таймыр, Сибирская платформа) Волкова В.С., Борисов Б. А., Камалетдинов В.А., ред. СНИИГГиМС, Новосибирск, 2010, 89 с.
- 207 Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Изд-во Недра, 1984, 222 с.
- 208 Хенриксен М., Назаров Д.В. Возраст последнего наступания ледников на Полярный Урал. В сб.:Геология полярных областей земли. (Материалы XLII Тектонического совещания). Т.1 . 2009. М.: ГЕОС, с.273-274.
- 209 Чанышева М.Н. Геологические признаки древних оледенений в бассейне среднего течения р. Колымы, 1988. Геоморфология, №3, 1988, с. 77-82.
- 210 Черных В.Н. К стратиграфии и палеогеографии плио-плейстоцена Эльбрус-Чегемской вулканической области. В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Кавказа. (Материалы VIII конф. по геол. и полезн. ископ.). Ессентуки, 1995. с.

- 211 Четвертичная геология и палеогеография России. М., ГЕОС, 1997, 210 с.
- 212 Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изд-во: АН СССР сер. геол., 1960№5, с.3-23.
- 213 Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности. Известия АН СССР, серия геологич., № 5, 1977, с. 69-83.
- 214 Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщи в низовьях Колымы. Доклады Академии Наук СССР, 1977, т. 234, №5, с. 1171-1174.
- 215 Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно_европейской платформы.// Стратиграфия. Геологическая корреляция, т.1, №4, 1993, с. 105-109.
- 216 Шик С.М. Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане. Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан. Мат-лы конф., М., 26-28 мая 1995 г. (под ред. А.А. Свиточа). М., изд-во МГУ, 1995, с.33-38.
- 217 Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы. Бюл. МОНП. Отд. геол., 2004, т. 79, вып.5, с. 82-92.
- 218 Шик С.М. Межледниковые отложения Центра Европейской России (к истории открытия и изучения). Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 66, 2005. М.: ГЕОС, с. 98-106.
- 219 Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неолпейстоцена Цетра и Северо-Запада Европейской России. Палиноологические, климтостратиграфические и геоэкологические реконструкции Спб.: Недра, 2006, с. 85-121.
- 220 Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 68, 2008, М.: ГЕОС, с. 40-49.
- 221 Шик С.М. О границах распространения ледников в Центральной части европейской России. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2010. - № 70. – С. 100- 107.
- 222 Шик С.М. О проекте уточненной стратиграфической шкале неоплейстоцена и голоцена Центра Европейской России. Квартер во всем его многообразии. «Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований»: Материалы VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.): В 2 т./Рос.акад. наук, отд.наук оЗемле, Комиссия по изуч. Четвертич. Периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька.- Апатиты; СПб, 2011. Т.2 (Л-Я) с.317-320.
- 223 Шишкин М.А. Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов . // Региональная геология и металлогения. 2007, №30-31212, с.207-
- 224 Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера. Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. с. 25-29.
- 225 Шкатова В.К.Региональная стратиграфическая схема квартера Каспийского региона: изменения и дополнения к схеме четвертичных отложений

- Нижневолжского региона 1999 г.. Материалы Всероссийского научного совещания «Геологические события неогена и четверта России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции». М.: ГЕОС, 2007.с. 113-116.
- 226 Шкатова В.К., Зарина Е.П. Четвертичные образования европейской части России. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах.Т.1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России./Ред. Б.В. Петров, В.П. Кириков.-СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. (МПР РФ, РАН, Роснедра, ВСЕГЕИ).С.167-190.
- 227 Шкатова В.К., Арсланов Х.А. Поздний плейстоцен Нижней Волги: геохронометрия, палеомагнетизм, изотопы кислорода//Экология антропогена и современности: Природа и человек. Сб. научн. докладов, представленных на международную конференцию (Волгоград-Астрахань-Волгоград, 24-27 сентября 2004 г.). СПб: «Гуманистика» , 2004.с.94-100.
- 228 Шкатова В.К. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге. //Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л.:Геогр.о-во СССР, 1973. с.203-223
- 229 Эпштейн О.Г., Гатаулин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (приновоземельской) части Баренцева моря. Литология и полезные ископаемые, 1993, № 1, с. 110–124.
- 230 Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956, с.314.
- 231 Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической деятельности. Вулканология и сейсмология, 2001, №3, с. 3-32.
- 232 Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. и др. Крупнейшие долинные излияния в кайнозойе Азии: особенности строения, состава и условия формирования «лавовой реки» долины Малого Енисея. Вулканология и сейсмология, 2004, №4, с. 3-20.
- 233 Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. // Boreas, Oslo March, 1999, vol. 28, No.1, p.23-46.
- 234 Astakhov, V. Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. Quaternary Science Reviews, 2004, vol. 23(11-13), p. 1285–1311.
- 235 Astakhov V. Pleistocene ice limits in Russian northern lowlands. Ehlers, J. and Gibbard, P.L., eds. Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1: Europe. 2004, Amsterdam, Elsevier, p. 309–319.
- 236 Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. Boreas, 2006. V. 35. P. 607–621.
- 237 Astakhov V. Ice margins of northern Russia revisited. Quaternary glaciations – extent and chronology – a closer look. Developments in Quaternary Science, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, 2011, p. 323–336.
- 238 Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. Boreas, 2013, v. 42, p. 1–24.
- 239 Berggren N.A, Hilgen F.J., Langereis C.G. et al. 1995. Late Neogene chronology. New Perspectives in high-resolution stratigraphy. Geological Society of America. Bulletin, v. 107, No 11, p. 1272-1287.
- 240 Böse M., Lüthgens C., Lee J. R., Rose J. Quaternary glaciations of northern Europe. Quaternary Science Reviews, 2012, v. 44, p. 1–25.
- 241 Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. 2006. The last

- Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. v. 35. p. 425-443.
- 242 Episodes, 1985, vol. 8, No.2, p.116-120.
- Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V. et al. 2002. Late Quaternary stratigraphy, 243 glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quaternary Research*, v. 57, p. 355–370.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó. et al. A review of postglacial emergence 244 on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 2004, v. 23(11-13), p. 1391–1434.
- Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice 245 sheet in the southeastern Barents Sea. *Global and Planetary Change*, 2001, v. 31(1-4), p. 451–472.
- 246 Gladenkov A/Yu/ Diatom assemblages from the Pliocene-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia. *Micropaleont*, 1994, 40 (1).
- 247 Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, NW Russia. *Boreas*, 2006, v. 35, p. 493–520.
- Grosswald M.G. Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the 248 Barents – Kara continental margin. // *Ice in the climate system/ Ed.W.R.Peltier. Nato Asi series. vol.112, Berlin, 1993, p.p.1-20.*
- Gualtieri L., Vartanyan S, Brigham-Grette J., Anderson, P. M. Pleistocene raised 249 marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet. *Quaternary Research*, 2003, v. 59, p. 399–410.
- 250 Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 2012, v. 44, p. 51–59.
- 251 Larsen E., Lyså A., Demidov I. et al. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia. *Boreas*, 1999, v. 28, p. 115–132.
- 252 Larsen E., Funder S. and Thiede J. 1999. Late Quaternary history of northern Russia and adjacent shelve – a synopsis. *Boreas*, vol.28, №1, pp 6-11. Oslo.
- 253 Larsen E., Kjaer K.H., Demidov I.N. et al. 2006. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. // *Boreas*. v. 35. p. 394-424.
- 254 Lauritzen S.E. // *Quatern. Res.*1995. v. 43. p. 133-146.
- Lunkka J.P., Saarnisto M., Gey V. et al. Extent and age of the Last Glacial Maximum 255 in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 2001, v. 31(1–4), p. 407–425.
- 256 Mangerud J., Sonstegaard E., Sejrup H.P. 1979 Correlation of Eemian (interglacial) Stage and the deep-sea oxygen isotope stratigraphy // *Nature*. V. 277. p. 189-192.
- Mangerud J. 1991 The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial 257 cycle// B. Frenzel (ed.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*. G. Fischer, Stuttgart, New York. (Paleoklimaforschung Volum 1), p. 307-330.
- 258 Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. // *Boreas*, 1999, vol.28 (1), p.p. 46-80.
- Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, 259 were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quat. Sci. Rev.* 2008. V. 27
- 260 Mangerud, J., Kaufman, D., Hansen, J. & Svendsen, J.I. Ice-free conditions in Novaya Zemlya 35 000–30 000 cal years B.P., as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs. *Polar Research*, 2008. v.

- 27, p. 187–208.
- 261 Marks L. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 2012, v. 44, p. 81–88.
- 262 Moller P., Bolshiyarov D. and Bergsten H. Weichselian geology and paleoenvironmental history of the central Taymyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum, 1999. *Boreas* 28, 1, 92-114.
- 263 Möller, P. Lubinski, D. J., Ingólfsson, Ó. et al. Severnaya Zemlya, Arctic Russia: a nucleation area for Kara Sea ice sheets during the Middle to Late Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 2006, v. 25(21-22), p. 2894–2936.
- 264 Möller P., Fedorov G., Pavlov M. Seidenkrantz M-S., Sparrenbom Ch. Glacial and palaeoenvironmental history of the Cape Chelyuskinarea, Arctic Russia *Polar Research* 27 2008 222–248.
- 265 Möller P., Hjort C., Alexanderson H. and Sallaba F. Glaciation history of the Taymyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia. *Quaternary Glaciations – extent and chronology – a closer look. Developments in Quaternary Science*, vol. 15, 2011. Elsevier, Amsterdam. p. 373–384.
- 266 Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusk-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol record || *Quaternary International* 201 (2009). P.67-76.
- 267 Murray, A. S., Svendsen, J.I., Mangerud, J. and Astakhov, V.I. Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known age Eemian site on the Sula river, northern Russia. *Quaternary Geochronology*, 2007, v. 2, p. 102–109.
- 268 Naslund J.O., Rodhe L., Fastook J.L., Holmlund P. // *Quatern. Sci. Rev.* 2003, v. 22, p. 245-258.
- 269 Polyak L., Niessen F., Gataullin V. and Gainanov V. The eastern extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on seismic-reflection data from the eastern Kara Sea. *Polar Research*, 2008, vol. 27, p. 162–174.
- 270 Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega to the Salpausselka end moraines. *Global and Planetary Change*, 2001: v. 31(1–4), p. 387–405.
- 271 Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.A. ²³⁰Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (Northern Siberia). *Quaternary Research*, 2002, v. 57, p. 253–258.
- 272 Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V.V. et al. The mystery of Bunge Land (New Siberian Archipelago): implications for its formation based on palaeoenvironmental records, geomorphology, and remote sensing. *Quaternary Science Reviews*, 2010, v. 29, p. 3598–3614.
- 273 Serebryanny L., Malyasova E. The Quaternary vegetation and landscape evolution of Novaya Zemlya in the light of palynological records. *Quaternary International*, 1998, v. 45/46, p. 59–70.
- 274 Shkatova V.K. Paleogeography of the Late Pleistocene Caspian Basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes. // *Quaternary International*, 2010, vol. 225 (2010), pp. 221-229.
- 275 Shlukov A.I. et al. On the Determination of sediment Accumulation Rates. *Geo Resear Forum*, v.5 (1999). Trans tech Publications (TTP), Switzerland, pp.145-168.
- 276 Stauch G. and Gualtieri L. Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *Journal of Quaternary Science*, 2008, vol. 23(6-7), p. 545–558.
- 277 IUUGS-Bulletin, No.41, July, 2009.

- 278 Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. 2004. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia //Quaternary Sci. Rev. Vol. 23 (11–13). P. 1229–1271.
- 279 Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Glaciations of the East European Plain: distribution and chronology. Quaternary glaciations – a closer look. Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, Amsterdam, 2011, p. 337–359.