

УДК 551.8(215-17)

А.А. ВЕЛИЧКО

КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ЛЕДНИКОВЫХ ОБЛАСТЯХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших разделов палеогеографии четвертичного периода является история оледенения. Особенности распространения древних ледниковых систем, их динамика представляют собой необходимый компонент всех глобальных, а в ряде случаев и региональных реконструкций.

Не менее важную роль играет история оледенений в периодизации природных событий плейстоцена и их корреляции в различных регионах земного шара. В процессе своего развития ледники перекрывали почвенный покров, заполняли низины озер, болот, распространялись в пределы морских террас и шельфа. Все это определило весьма широкий спектр фациальных связей ледниковых осадков, сохранившихся после деградации самих ледниковых покровов, с образованиями различного генезиса, что способствует сведению разрозненных палеогеографических данных воедино, воссозданию во всей сложности общей картины природных обстановок прошлого.

В оценке возраста слоев, соответствующих определенным событиям в истории ледниковых районов, большое значение имеют палеонтологические остатки. Данные о составе флоры и фауны (особенно фауны мелких млекопитающих) используются в качестве возрастных индикаторов, преимущественно в пределах раннего и среднего плейстоцена. Немалую роль в хронологии ледниковых свит играют и физико-химические, в том числе радиометрические, методы исследования, такие, как палеомагнитный, аминокислотный, трековый, электронно-парамагнитного резонанса, термолюминесцентный, радиоуглеродный. Хронологические результаты, полученные этими методами, характеризуются различной степенью обоснованности. Для хронологии позднего плейстоцена, особенно для периодизации событий начиная от 30 тыс. л.н. и позже, универсальное значение и общее признание получил радиоуглеродный метод. Имеется положительный опыт в использовании для датирования позднеплейстоценовых серий, содержащих горизонты морен, лёссов и ископаемых почв, также и палеомагнитного метода.

Следует признать, что на современном уровне исследований наиболее достоверные результаты в диапазоне раннего и среднего плейстоцена дают микро-термологический и палеомагнитный методы, а в диапазоне позднего плейстоцена — радиоуглеродный в сочетании с палинологическим и фаунистическим методами.

Конечно, в основе всех хроностратиграфических построений лежат многочисленные детальные, весьма трудоемкие и вместе с тем столь необходимые

полевые и камеральные исследования горизонтов морен и других ледниковых отложений, нацеленные на установление их фациальных и корреляционных связей с другими генетическими типами отложений и горизонтами, возраст которых уже известен. Определенную роль играет и изучение ледникового рельефа, образующего разновозрастные гляциальные геоморфологические ансамбли.

Совместное использование перечисленных методов обеспечило большой прогресс в познании сложных палеогеографических проблем, в частности Северного полушария, высокие и средние широты которого являлись главной ареной ледниковых событий на Земле. Активизации исследований оледенений в большой степени способствовали работы по проекту "Четвертичные оледенения Северного полушария" МПГК. Результаты этого проекта дали возможность, в частности, подойти к реконструкциям ледниковых систем.

Необходимым условием таких реконструкций являются разработка обоснованных хроностратиграфических схем в различных районах древнего оледенения и их корреляция. При этом выявилась существенная разница в степени изученности горного и покровного оледенений. Ледниковые серии в горных районах страдают слабой информативностью, в частности, из-за трудностей в стратиграфическом расчленении и недостаточного распространения органогенных отложений.

Разнообразие климатогеографических факторов в конкретных областях Северного полушария — соотношение суши и моря, равнинных и горных районов, холодных и теплых морских течений, положение территории по отношению к общей циркуляции атмосферы — предопределило большое разнообразие в развитии ледниковых феноменов четвертичного периода, в том числе и в позднем плейстоцене.

Рассмотрим кратко современное состояние периодизации событий в основных областях распространения позднеплейстоценовых ледниковых покровов Северного полушария.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Северная Америка — уникальная территория, поскольку здесь крупнейший равнинный ледниковый покров и система горного оледенения Скалистых гор образовывали общую гляциальную систему, расположившуюся по всему широтному пространству северной и средней частей континента, от восточного побережья до западного. Естественно, процессы развития оледенения не были одинаковы в отдельных районах. Это уже было показано в классических работах Р. Флинта и стало особенно ясно в последние годы благодаря детальным исследованиям многих специалистов, результаты которых нашли свое отражение в таких сводках, как "Четвертичный период в США" (1969), "Природные условия США в позднечетвертичное время" (1986), "Четвертичные оледенения Северного полушария" (1985). Вместе с тем следует отметить, что уже в начале 60-х годов учеными США и Канады — Р. Голдуэйтом, А. Дрейманисом, Е. Эвенсоном, Д. Форсайтом, П. Карроу и др. была разработана схема периодизации событий в ледниковых областях, многие основные элементы которой сохранили свое значение и до настоящего времени. Об этом можно судить хотя бы по очерку П. Карроу (Karrow, 1984), который он посвятил ревизии данных опорных разрезов по северному побережью оз. Онтарио, на базе которых канадскими специалистами (Dreimanis, Karrow, 1972; и др.) создавалась приводимая ниже схема:

Поздний висконсин	интерстадиал норт-бей стадия грейт-лейкс интерстадиал тукрикс 11,85 тыс. л.н. стадия порт-гурон
----------------------	--

интерстадиал макинзю 13,3 тыс. л.н.
стадия порт-брюс
интерстадиал эри
стадия ниссоури

Средний висконсин	интерстадиал плам-пойнт 28 тыс. л.н. стадия черритри интерстадиал порт-толбот II 45 тыс. л.н. стадия (морена данвич)
Ранний висконсин	стадия гилдвуд интерстадиал сент-пьер 75 тыс. л.н. стадия николет

Межледниковье сангамон

В работах последних лет наряду с региональной детализацией истории оледенения в позднем висконсине появились детальные материалы и по более ранним фазам развития оледенения в висконсинскую эпоху. В частности, "классическое" разделение позднеплейстоценовой ледниковой эпохи на три главных интервала — ранний, средний и поздний — заменено на четырехчленную схему (см. материалы, опубликованные Д. Ричмондом и другими американскими учеными в книге "Четвертичные оледенения Северного полушария"). Новым элементом явилось выделение "эовисконсина" как самой ранней эпохи, предшествующей раннему висконсину. Авторами также проведена корреляция со стадиями изотопно-кислородной кривой для океана. Согласно этой корреляции, сангамонское межледниковье отвечает стадии 5e, стадии 5d, c, b, a коррелируются с "эовисконсином", ранний висконсин — со стадией 4, средний висконсин — со стадией 3 и началом стадии 2, поздний — с остальной частью стадии 2 и началом стадии 1.

В пределах распространения Лаврентийского покрова наиболее полно в отношении последовательности событий висконсинской ледниковой эпохи изучены территории, прилегающие (в широком смысле) к Великим озерам. Для этих территорий имеется несколько схем. Согласно одной из них (Eschman, Mickelson, 1986), для лопастей, расположенных в штатах Висконсин и Мичиган, в "эовисконсине" не выявлено отчетливых признаков оледенения. Со второй половиной среднего висконсина связывается морена в пределах гуронской лопасти, которая перекрывается слоями с органикой, имеющими возраст 25—22 тыс. лет (вероятно отвечающих интерстадиалу плам-пойнт — фармдейл). Подстилается эта морена слоями с органикой, возраст которых более 30 тыс. лет. Повсеместно распространяются ледниковые отложения начиная с фазы максимального распространения поздневисконсинского ледника 21—20 тыс. л.н., и они отвечают стадии ниссоури (морены санилак, формации тискилва, нью-берлин, низы формации ведрон и др.). На хронологическом уровне интерстадиала эри (16,5—15,5 тыс. л.н.) фиксируется перерыв, а рецессионной стадией порт-брюс (15,5—14 тыс. л.н.) датируются морены фишер-роуд и вадсворт. Вслед за интерстадиалом макинзю (около 14—13 тыс. л.н.) фиксируются морены, отвечающие стадии порт-гурон (около 13—12 тыс. л.н.), — морены джеддо, формации кевауни, коппер-фолс. Самая молодая предголоценовая стадия, грейт-лейкс, наступает после короткого интерстадиала тукрикс, охарактеризованного лесными слоями, датированными 12—11,75 тыс. лет.

В схеме В. Джонсона (Johnson, 1986) для лопасти в районе оз. Мичиган и в схеме Г. Хальберга (Hallberg, 1986) для североамериканских равнин обращает на себя внимание корреляция ледниковых фаций с лёссовыми. Авторы также не устанавливают ледниковых отложений в "эовисконсине", этому времени (до 80 тыс. л.н.) отвечает сангамонский почвенный комплекс, выше которого залегают лёсс роксана. Однако выше фиксируются две ледниковые подвижки, выраженные

более ранней мореной уайтуотер и мореной фейрхавен (до 65 тыс. л.н.), которые разделены отложениями интерстадиала нью-пэрис, возможно являющегося несколько более древним, чем интерстадиал порт-толбот (65—45 тыс лет назад). В этом интервале на севере Иллинойса и на юге Висконсина устанавливается ледниковая формация капрон (35—40 тыс. л.н.). Верхняя часть интервала сидней соответствует интерстадиалу плам-пойнт и фармдейлской почве.

Система морен поздневисконсинского ледникового покрова представлена весьма полно в горизонтах формации трафальгар, отвечающих лёссу пеория. Здесь зафиксировано не менее 11 стадий, отражающих максимальное распространение ледника и его деградацию вплоть до 14 тыс. л.н.

Несколько проще представлена хроностратиграфия Ч. Матчем и А. Шнейдером (Matsch, Schneider, 1986) для района между озерами Мичиган и Верхнее. Здесь не устанавливается следов оледенения в "зовисконсине", раннем и среднем висконсине. Моренные серии позднего висконсина образуют формацию коппер-фолс.

В секторе между Великими озерами и побережьем Атлантического океана на широте Нью-Йорка, согласно Д. Фуллертону (Fullerton, 1986b), также отсутствуют свидетельства оледенения в "зовисконсине". Но с эпохой раннего висконсина здесь связываются моренные серии (например, титусвилль), разделенные интерстадиалом нью-пэрис. От поздневисконсинских ледниковых отложений их отделяют интерстадиальные почвы сидней и фармдейл, охватывающие интервал от 65 до 23 тыс. л.н. Внутри поздневисконсинских гляциосерий, наиболее молодые части которых имеют возраст около 12 тыс. лет, в районе Аппалачей и далее к западу прослеживаются слои, отвечающие интерстадиалам эри и макинзу.

Два главных гляциальных этапа — ранний висконсин (морены друмли и др., около 80—70 тыс. лет) и поздний висконсин (морены лексингтон, бекерсвилл и др., от 21 тыс. лет и моложе) — устанавливаются и для северо-востока, в районе Новой Англии (Stone, Borne, 1986).

В центральной части Лаврентийского щита (для района Гудзонова залива) с ранним висконсином связывается морена адам, а с поздним висконсином — морена киплинг.

Д. Эндрюсом с соавторами (Andrews et al., 1984) показана неполная синхронность динамики ледников различных центров на севере — купола Макклиток, ледоразделов Киватинского, Лабрадорского и Фокс. В целом в районе Баффиновой Земли висконсину соответствует оледенение фокс с тремя стадиями. К началу висконсина отнесена стадия экр-лейк (около 100 тыс. л.н.), отделенная от средней стадии интерстадиалом пуаджон (около 80 тыс. л.н.), а поздней — баффиновой стадии (20—10 тыс. л.н.) — предшествует интерстадиал (эпизод) айрон-стрэнд (около 50—25 тыс. л.н.).

Запад Северной Америки представляет большой интерес как зона сочленения равнинного и горного оледенения. Для района канадских прерий (западное крыло Лаврентийского щита) М. Фентон (Fenton, 1984), базируясь на собственных данных и материалах предшествующих исследований, выделяет три главных этапа в висконсине. Ранневисконсинская ледниковая фаза представлена оледенением бурклейк. Возраст его нижней границы точно не установлен, верхняя граница проводится на уровне около 65 тыс. л.н.

Ранневисконсинское оледенение отделяется от поздневисконсинского неледниковым интервалом уэтино (ватино), характеризовавшимся умеренно холодными условиями. По мнению автора, это был длительный интервал, начавшийся до 52 тыс. л.н. и продолжавшийся до 23,7 тыс. л.н. Затем началось распространение поздневисконсинского ледника лоствуд, который около 24,5 тыс. л.н. достиг своего максимума, т.е. полосы соприкосновения с горным оледенением.

Оледенение обширной меридионально вытянутой горной страны на севере континента имело, насколько позволяют судить об этом опубликованные мате-

риалы, разную динамику в различных своих частях. Несомненно, что горное оледенение позднего плейстоцена имело сложный характер и сочеталось с процессами вулканизма, криогенеза, тектоники. На севере, в пределах Аляски (хр. Брукс, горы Сент-Элиас), выделяются две главные фазы висконсинского оледенения (Hamilton, 1986). Вероятно, это был район, где проявились самые начальные фазы развития оледенения в позднем плейстоцене. Вулканический пепел в отложениях ледниковых подвижек сирук и иткилик дал возраст по методу треков более 120 тыс. лет. Эта ранневисконсинская фаза активного развития оледенения продолжалась приблизительно до 65 тыс. л.н. и содержала внутри рецессионный отрезок около 80 тыс. л.н. В конце раннего и на протяжении всего среднего висконсина господствуют неледниковые условия (возможно, небольшие ледники сохранялись в хр. Брукс). Серия радиоуглеродных дат свидетельствует, что этот неледниковый интервал продолжался до 25—24 тыс. л.н., а в хр. Брукс он закончился, возможно, несколько ранее — около 31—30 тыс. л.н. Активная дегляциация ледников наступает около 14—13 тыс. л.н.

Для севера Кордильер (Канадские Кордильеры) также выделяются две главные фазы оледенения, которые в схеме Дентона и Стюивера рассматриваются как оледенение айсфилд (ранний висконсин) и оледенение клюане (поздний висконсин), разделенные неледниковым интервалом боутельер (средний висконсин). В этих районах между кордильерской и лаврентийской ледниковыми системами устанавливается наличие временного свободного коридора, возникшего из-за несинхронности подвижек периферических частей равнинного и горного оледенения. Так, на юге Альберты в начале висконсина максимальное продвижение имело горное оледенение (уотертон II), а максимальная подвижка равнинного оледенения (подвижка эрратик-трейл) наступила позже, когда горный ледник отступил. В позднем висконсине края обеих ледниковых систем постоянно разделялись значительным расстоянием (Rutter, 1984).

Исследования горного оледенения в штате Вашингтон и корреляция с оледенением на равнине Пьюджет (тихоокеанские прибрежные районы) позволили Д. Истербруку (Easterbrook, 1986) установить несколько ледниковых фаз в висконсине. Раннему висконсину отвечает подвижка позешен (древнее 50 тыс. л.н.). В среднем висконсине (морена богачиел) началась подвижка оук-харбор, которая завершилась около 30 тыс. л.н. фазой салмон-спрингс. После этого наступает интерстадиал олимпия. После 21 тыс. л.н. начинается развитие ледниковой подвижки вашон. Около 13 тыс. л.н. наступает активная рецессия, сопровождавшаяся подъемом уровня океана и образованием гляциомаринных отложений (эверсон дрифт). Между 12 тыс. л.н. и началом голоцена ледники снова активизируются (подвижка сумас).

Южнее, в районе Большого Бассейна и плато Колорадо, в большинстве горных систем признаки оледенения надежно устанавливаются для позднего висконсина. Однако в районе Йеллоустонского парка и в предгорных районах штатов Монтана, Вайоминг и Айдахо отмечаются свидетельства подвижки и в "зовисконсине", около 117 тыс. л.н., около 110—90 тыс. л.н., а также в среднем висконсине (около 65—50 тыс. л.н.). Наиболее широкое распространение получило оледенение в позднем висконсине с максимальной подвижкой около 20—18 тыс. л.н. (морена пайндейл 1) и с последующими рецессионными фазами (морены пайндейл 2, 3, 4) в висконсине и тремя фазами в голоцене (Richmond, 1986).

Наконец, в горах Сьерра-Невада фиксируются две главные подвижки — тао в раннем висконсине и тайога в позднем висконсине, средний висконсин был неледниковым (Fullerton, 1986a).

СЕВЕРНАЯ, ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЕВРОПА

Позднеплейстоценовое оледенение имело весьма неравномерное распространение на рассматриваемой территории. В пределах северных и средних широт льды образовывали два главных ледниковых покрова (помимо островов Арктики) — британский и скандинавский. Из них скандинавский имел значительно большие размеры. Достаточно полная стратиграфия природных событий позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, особенно для ее ранней и средней поры, была разработана по материалам разрезов в приледниковой полосе на территории Дании Б. Андерсеном, А. Бертельсеном, С. Сьерингом (Sjörring, 1977; Berthelsen, 1979; Andersen, 1980). При этом в фазе похолоданий ("стадиалов") ранней и средней поры вейхсельской ледниковой эпохи собственно ледниковые образования отсутствуют. Что касается поздневейхсельской эпохи, то, согласно А. Бертельсену (Berthelsen, 1979), первые подвижки ледника — норвежская и древнебалтийская — имели место между 20 и 25 тыс. л.н. Максимальная же подвижка нэ (нэ-айс-адванс) началась около 20 тыс. л.н., а рецессия наступила около 16—15 тыс. л.н., закончившись интерстадиалом аспес. Затем произошла еще одна кратковременная подвижка — позднебалтийская, которая начиная с 13 тыс. л.н. сменилась фазой последовательного сокращения ледника.

В целом схему можно представить в следующем виде:

Вейхсельская ледниковая эпоха	стадия молодой дриас 10,3—11 тыс. л.н.
	интерстадиал аллерёд 11—11,7 тыс. л.н.
	стадия средний дриас 11,7—12 тыс. л.н.
	интерстадиал бёллинг 12—13 тыс. л.н.
	позднебалтийская ледниковая подвижка
	стадия ранний дриас 13—14 тыс. л.н.
	интерстадиал анэс 14—15 тыс. л.н.
	ледниковая подвижка нэ 15—20 тыс. л.н.
	интерстадиал (?)
	древнебалтийская и норвежская подвижки
	интерстадиал денекамп около 25 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
	интерстадиал хенгело около 37 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
интерстадиал моерсхуфд около 47 тыс. л.н.	

Земское межледниковье

Из перечисленных выше ранневейхсельских интерстадиалов вероятным аналогом родебека может быть аммерсфорт, а брёрупа — оддерраде.

Западное крыло Скандинавского щита располагалось на юго-западе Скандинавии (территория Норвегии). Его динамика представлена в следующем виде (Mangerud, 1981). После завершения фьезангерского межледниковья получает развитие первая фаза (бёнес), которая достигает максимума после интерстадиала фана (возможного аналога интерстадиала родебек). Фаза бёнес сменяется хорошо выраженным интерстадиалом фёрнес, соответствующим, вероятно, брёрупу. В этот период произошла почти полная дегляциация даже в горах Южной Норвегии. В прибрежных районах эта дегляциация продолжалась до 28 тыс. л.н., охватывая эпохи двух холодных интерстадиалов: нигард около 55—45 тыс. л.н. и элесунд (санднес) около 35—28 тыс. л.н., разделенных короткой ледниковой подвижкой. После элесунда наступает максимальная поздневейхсельская подвижка рогне; деградиация на данной территории происходит уже в голоцене.

На территории Швеции, где располагались центральные зоны оледенения, следы ранне-средневеихсельских эпох сохранились слабо. Однако и здесь устанавливается интерстадиал емтланд — аналог брёрупа, когда потепление достигало такой степени, что дегляциацией была охвачена даже Центральная Швеция (Lundqvist, 1986). На юге Швеции проявилось также потепление 27,5—21,5 тыс. л.н. — интерстадиал молодого дёзебака — элсбо. В эпоху своего максимального развития, наступившую около 20 тыс. л.н., ледник довольно продолжительное время находился в квазистационарном состоянии, так как активная фаза дегляциации наступила уже после 14 тыс. л.н. и продолжалась до 8,5 тыс. л.н.

Признаки мощной дегляциации в ранневеихсельское время с распространением хвойной растительности фиксируются и на территории Финляндии интерстадиалом перепохьола — вероятным аналогом емтланд (брёруп) (Korpela, 1969; Mäkinen, 1979; Hirvas et al., 1981). Ему предшествовала первая подвижка ледника (морена I). Основная подвижка произошла во вторую половину ледниковой эпохи (морена II), а позднеледниковью соответствует морена III.

В целом, как показал обобщение Лундквиста (Lundqvist, 1986), активная дегляциация Скандинавского щита наступает после 13—12 тыс. л.н., но прерывается активной подвижкой в эпоху молодого дриаса (11—10,3 тыс. л.н.). Примечательно, что даже в фазу максимального развития Скандинавского ледникового покрова его западная периферия не распространялась далеко на запад.

Результаты исследований английских ученых также свидетельствуют о том, что район Северного моря оставался в значительной мере свободным от льда (Bowen et al., 1986). Согласно их данным ледники Британских островов имели весьма ограниченное распространение не только в пределах Северного моря, но и на юге самой Британии. Даже в максимальную фазу позднеплейстоценовой, девенсийской ледниковой эпохи территории Южной Англии и Южной Ирландии в основном оставались свободными ото льда.

Информация о хроностратиграфии девенсийской ледниковой эпохи, наступившей вслед за ипсвичским (земским) межледниковьем, пока еще не очень детальна. Особенно это относится к ранне- и среднедевенсийскому этапам, для которых отсутствуют данные о существовании оледенения, хотя Д. Боуэн и др. допускают существование ледников в это время в горах.

Широкое распространение приобретают ледниковые отложения в позднем девенсии, начинающиеся моренами димлингтонского ледника. По органическому материалу из этих морен были получены радиоуглеродные датировки 18500 и 18240 лет, а озерные отложения, перекрывающие димлингтоновскую морену, имели возраст 16,7 и 13 тыс. лет. Считается, что 14,5 тыс. л.н. оледенение уже существенно деградировало, процесс деградации сопровождался подвижками (уэллской, ирландской, друмлинской). Ко времени около 14 тыс. л.н. относится интерстадиал уиндермер. После него происходит активизация оледенения. В это время ледники, относимые к стадиям лох-ломонд, вновь несколько разрастаются, в основном в горных районах Шотландии. Возраст этой подвижки — около 11 тыс. лет, и ее, следовательно, можно связать со стадией позднего дриаса.

На территории Ирландии позднему плейстоцену отвечает ледниковая эпоха мидланд. Она начинается короткой перигляциальной фазой, а затем ледниковой стадией ферманагх. Около 50 тыс. л.н. (радиоуглеродная дата > 48,18 тыс. лет) наступает интерстадиал агхнадаррагх, характеризующийся лесной растительностью. Его сменяет холодная фаза холимаунт, а около 35 тыс. л.н. — интерстадиал дерритри. Доминирующая ледниковая фаза наступает в позднемидландское время — в стадию гленави, после 26 тыс. л.н., а максимальное распространение ледника — около 17 тыс. л.н. Ко времени 14—13 тыс. л.н. произошла существенная деградация; этому интервалу отвечает интерстадиал вудграндж. Последняя

фаза, когда ледники в основном уже существовали только в цирках, относится к интервалу 11—10,5 т.л.н.

Более крупные фазы для позднплейстоценовой — вистулианской (вислинской) ледниковой эпохи выделяются на территории Польши. Здесь устанавливается пять главных подразделений: три стадияла и два интерстадияла. Во время двух ранних стадиялов размеры ледниковых покровов были невелики. Первый из них — касчубский, по мнению Э. Мойского (Mojski, 1988), имел место в интервале 110—90 тыс. л.н., т.е. в зовистулиане, второй — пжегрудзьский — в интервале 60—50 тыс. л.н. Их разделял конинский интерстадиал. Всему среднему вистулиану (50—20 тыс. л.н.) отвечает сложный грудзченский интерстадиал, внутри которого имелись два теплых интервала, разделенных холодным интервалом. Затем между 20 и 18 тыс. л.н. наступила главная фаза, когда вистулианский ледниковый покров имел максимальные размеры, фиксируемые познанскими и поморскими краевыми моренными поясами. После 13 тыс. л.н. начался этап прогрессивной деградации.

ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА

Хроностратиграфия позднего плейстоцена ледниковой области Восточно-Европейской платформы к настоящему времени характеризуется довольно детальной схемой. Несмотря на это, вопрос о времени максимального распространения ледника в позднплейстоценовую, валдайскую, ледниковую эпоху решается не столь однозначно, как в более западных областях, поскольку некоторые исследователи, в частности И.И. Краснов, Е.П. Заррина, Е.А. Спиридонова, придерживаются мнения о том, что в раннем валдае размеры ледника были близки (если не больше) таковым в позднем валдае (Заррина и др., 1989). Следует, однако, признать, что преобладает представление, согласно которому максимальным был поздневалдайский ледник (Чеботарева, Макарычева, 1974; Вознячук, 1985; Фаустова, Борисова, 1986; Величко, Фаустова, 1987; и др.).

Вместе с тем названные выше исследователи, хотя и придерживаются различных представлений о размерах ледника в раннем валдае, по существу, имеют достаточно близкие взгляды на периодизацию природно-климатических фаз, устанавливаемых в области распространения валдайского ледникового покрова.

После завершения микулинского межледниковья ранневалдайский этап начинается непродолжительной холодной фазой — курголовской, или аландской. Она сменяется отчетливо выраженным в первой половине валдая верхневолжским интерстадиалом, когда теплообеспеченность и увлажнение способствовали произрастанию хвойных (преимущественно еловых) лесов, возможно, с участием широколиственных пород. Верхневолжский интерстадиал (интерстадиал Йонёнес I по схеме О.П. Кондратене, 1965) большинство исследователей сопоставляют с интерстадиалом брёруп, не отделяя от него время амерсфортского интервала. В перигляциальной зоне ему отвечает крутицкий интерстадиал. Правда, И.И. Краснов, Е.П. Заррина, Д.Б. Малаховский, Е.А. Спиридонова в своей схеме выделяют в раннем валдае три потепления и сопоставляют с брёрупским интерстадиалом не первый — верхневолжский, а второй — тосненский интерстадиал, рассматривая его как наиболее теплый.

Вслед за наиболее теплым интерстадиалом (аналогом брёрупа) наступила фаза похолодания (лапландская), которую сменило круглицкое потепление (интерстадиал Йонёнес II по О.П. Кондратене). Ранневалдайский этап завершается шестихинским похолоданием (52—47 тыс. л.н., Арсланов, 1975), с которым связывают, по-видимому, широкое распространение оледенения в раннем валдае сторонники этой точки зрения.

Для среднего валдая, который мы рассматриваем в интервале около

50—30 тыс. л.н., характерна существенная неустойчивость ландшафтно-климатических условий. В этом интервале устанавливается три фазы потеплений и три фазы похолоданий. Многочисленные палеоботанические данные показывают, что холодные фазы имели менее суровый характер, чем в раннем, и тем более позднем валдае. Вместе с тем и потепления были слабее выражены, чем, например, верхневолжский (крутицкий) интерстадиал. На основе общих преимущественно прохладных и вместе с тем влажных условий, свойственных этому интервалу, его можно определить как средневалдайский мегаинтерстадиал.

Поздневалдайский этап начинается с хорошо выраженного интерстадиала — дунаевского (брянского в перигляциальной зоне), хронологический диапазон которого от 30 (31) до 25 (24) тыс. л.н. обеспечен многочисленными радиоуглеродными датами. Он характеризовался в основном распространением таежных лесов. Свидетельства этого интерстадиала содержатся в ряде разрезов различных районов Русской равнины.

Наиболее холодная фаза за весь валдайский этап приходится на период от 23 до 17 тыс. л.н. Этому же периоду отвечает максимальное распространение поздневалдайского ледникового покрова на большей части территории Русской равнины. Правда, на северо-востоке равнины, куда распространялись уже льды не Скандинавского ледникового покрова, а Новоземельского, максимум распространения льдов приходится на несколько более ранний этап — не позднее 33 тыс. л.н.

В позднеледниковье выделяется несколько крупных фаз стагнации и даже надвига края ледника: около 16 тыс. л.н. — едровская фаза, между 16 и 14 тыс. л.н. — вепсовская фаза. В интервале 14—13 тыс. л.н. фиксируется слабое потепление — раунисское. За ним следуют две фазы активизации ледникового фронта — лужская и невская, предположительно разделенные потеплением 12750—12250 л.н., соответствующим бёллингу. Указанное потепление служит рубежом, с которого начинается этап быстрой деградации ледника, особенно в эпоху аллерёдского потепления (11,7—11,0 тыс. л.н.). Правда, в эпоху похолодания позднего дриаса (11—10,300 тыс. л.н.) ледник вновь распространился на большую часть Карелии.

Приведем в итоге основные подразделения периодизации позднего плейстоцена:

Поздний валдай	стадия дриас III 11—10,3 тыс. л.н.
	интерстадиал аллерёд 11,7—11 тыс. л.н.
	стадия невская
	интерстадиал бёллинг 12,75—12,25 тыс. л.н.
	стадия лужская
	интерстадиал раунисский (14—13 тыс. л.н.)
	стадия крестецкая ~ 14 тыс. л.н.
	стадия вепсовская ~ 15 тыс. л.н.
	стадия едровская ~ 16 тыс. л.н.
	максимальная, усвячская фаза оледенения 23—17 тыс. л.н.
	дунаевский, брянский интерстадиал 30—24 тыс. л.н.
<hr/>	
Средний валдай	шенское похолодание около 35 тыс. л.н.
	шапуровское потепление
	суражское похолодание
	ленинградское потепление
	кашинское похолодание
	красногорское потепление

СИБИРЬ

Хроностратиграфические подразделения для Сибири обычно рассматриваются дифференцированно для Западной Сибири (в основном, по бассейну Оби) и для Средней Сибири (бассейн Енисея, Северо-Сибирская низменность, Таймыр). Вместе с тем в схемах обоих районов имеется много общего (Архипов, Исаева, 1987). Началу позднего плейстоцена и там, и здесь отвечает казанцевское межледниковье, являющееся аналогом микулинского Восточной Европы.

В схеме, разработанной в последние годы для Западной Сибири (Архипов, 1971; Архипов, Вотах, 1982), вся история позднеплейстоценовых оледенений рассматривается в рамках единой ледниковой эпохи — зырянской, разделенной на три этапа. Из них раннезырянский отвечает собственно зырянскому оледенению более ранних схем, а позднезырянский — сартанскому оледенению. Пересмотр прежних схем связан с существенной детализацией хроностратиграфических построений.

Раннезырянскому этапу отвечает ермаковское оледенение (горизонт), внутри которого выделяются две морены — ранняя кормужихантская и более поздняя хошгортская. Две указанные ледниковые фазы разделены хорошо выраженным теплым интерстадиалом, который по природным условиям был близок современному. Отнесение этого интерстадиала С.А. Архиповым к одной из подстадий стадии 5 кислородно-изотопной шкалы делает вероятным сопоставление его и с интерстадиалом брёруп.

Среднезырянский этап, названный каргинским, характеризуется неоднократными колебаниями природной обстановки. Он начинается харсоимским интерстадиалом (арктический комплекс фораминифер) в интервале 50—40 тыс. л. н. Интервалу 40—30 тыс. л. н. отвечает лохподгорское похолодание (стадиал), к которому отнесена морена в устье Оби. Завершается среднезырянский этап собственно каргинским интерстадиалом (29—25 тыс. л. н.), который по хроностратиграфическому положению может рассматриваться как аналог дунаевского, брянского, интерстадиала Восточно-Европейской равнины, отнесенного нами к началу позднего валдая.

Позднезырянскому этапу (моложе 25 тыс. л.н.) отвечает сартанское оледенение, включая интервал его максимального распространения (салехардоувальская фаза) и стадии отступления — сопкейскую и полярно-уральскую.

Существенный вклад в периодизацию событий позднего плейстоцена был сделан исследователями бассейна Нижнего Енисея и Северо-Сибирской низменности — Н.В. Кинд, Л.Л. Исаевой и другими (Антропоген Таймыра, 1982). Раннезырянскому этапу в Средней Сибири отвечает муруктинский ледниковый горизонт, внутри которого выделяются две стадии. Среднезырянский (каргинский) этап начинается здесь также с потепления — нижекаргинского интерстадиала, который сменяется конощельским похолоданием (38—35 тыс. л. н.). Завершается средний этап липовско-новоселовским потеплением — интерстадиалом, который, по мнению его исследователей, мог отвечать даже более теплым условиям, чем современные. По хроностратиграфической позиции он приближается к собственно каргинскому интерстадиалу в Западной Сибири (дунаевский, брянский, интерстадиал Восточной Европы). Максимальное распространение сартанского

ледника здесь также наступает после 21 тыс. л. н. (20—19,5 тыс. л. н.) и фиксируется гыданской стадией. Времени деградации отвечают стадии тиутейская (16—15 тыс. л. н.), ньяпанская (15—13 тыс. л. н.) и норильская (11,4—10,7 тыс. л. н.).

Из существующих данных следует, что в отличие от Восточно-Европейской равнины на территории Сибири отчетливо фиксируется широкое распространение льдов не только во второй половине позднплейстоценовой (валдайской, зырянской) ледниковой эпохи, но и в ее начале. При этом раннезырянское оледенение имело даже большие размеры, чем сартанское. Теоретическое объяснение этому явлению заключается в том, что в начале ледниковой эпохи сибирский антициклон еще не распространялся широко и западные циклоны могли проникать в глубь Сибири, в дальнейшем же, при максимальном похолодании, сказывался блокирующий эффект мощного антициклона (Величко, 1987).

Перечислим основные элементы периодизации ледниковых областей Сибири в позднем плейстоцене:

	<i>Западная Сибирь</i>	<i>Средняя Сибирь</i>
Поздний зырян (сартанское оледенение)	полярно-уральская стадия	норильская стадия (10,7—11,4 тыс. л. н.)
	сопкейская стадия	ньяпанская стадия тиутейская стадия (15—16 тыс. л. н.)
	салехардоуваньская стадия	гыданская стадия (19,5—20 тыс. л. н.)
Средний зырян (30—50 тыс. л. н.)	каргинский интерстадиал (25—29 тыс. л. н.)	липовско-новоселовский интерстадиал (23—29 тыс. л. н.)
	лохподгорское похолодание (29—36 тыс. л. н.)	конощельское похолодание (30—38 тыс. л. н.)
	харсонимское потепление	нижнекаргинский интерстадиал
Ранний зырян (зырянское оледенение)	хошгортская ледниковая фаза ермаковского оледенения богдашкинский интерстадиал кормужихантская ледниковая фаза ермаковского оледенения	муруктинское оледенение
Казанцевское межледниковье		

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Условия развития оледенения на Северо-Востоке СССР существенно отличались от таковых в более западных районах. Если в пределах Восточной Европы и Сибири доминировали покровные оледенения, то Северо-Восток являлся ареной развития горного оледенения. Как и в других горноледниковых областях Северного полушария, сохранность индикаторов истории оледенения значительно скромнее, чем на равнинах. Однако в главных чертах, как показывает сообщение В.Г. Беспалого и О.Ю. Глушковой (Четвертичные оледенения..., 1987), периодизация позднего плейстоцена данной области поддается корреляции с таковой соседних областей. Поздний плейстоцен здесь начинается валькатленской трансгрессией. Внутри позднплейстоценовой ледниковой эпохи выделяются три этапа. Ранний этап характеризовался развитием тылхойского оледенения (ванкаремские и тылхойские морены), завершившегося около 60—55 тыс. л. н. Средний — каргинский этап (амгумские морские слои). Природные условия этого этапа приближались к современным. Внутри него имело место похолодание

33—30 тыс. л. н. — жиганская ледниковая подвижка. Позднему этапу с максимальным похолоданием 20—19 тыс. л. н. соответствует хаймикинское (на Камчатке), искатеньское (на Чукотке) оледенение.

В отношении размеров оледенения устанавливается та же закономерность, что и для Сибири: оледенение начала позднеплейстоценовой ледниковой эпохи (тылхойское) превышало по своим размерам оледенение второй половины позднего плейстоцена (хаймикинское).

Хроностратиграфические компоненты ледниковых областей Северо-Востока

Поздний зырян	Хаймикинское (искатеньское) оледенение	
Средний зырян	каргинский интервал	жиганская ледниковая подвижка (30—33 тыс. л. н.)
Ранний зырян	тылхойское оледенение	
	Валькатленское межледниковье	

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом наряду с местными особенностями для ледниковых областей позднего плейстоцена Северного полушария устанавливается очевидное сходство в периодизации событий (рисунок).

Поздний плейстоцен начинается хорошо представленным межледниковым этапом — сангамонским, ипсвичским, земским, микулинским, казанцевским, соответствующим стадии 5е изотопно-кислородной кривой.

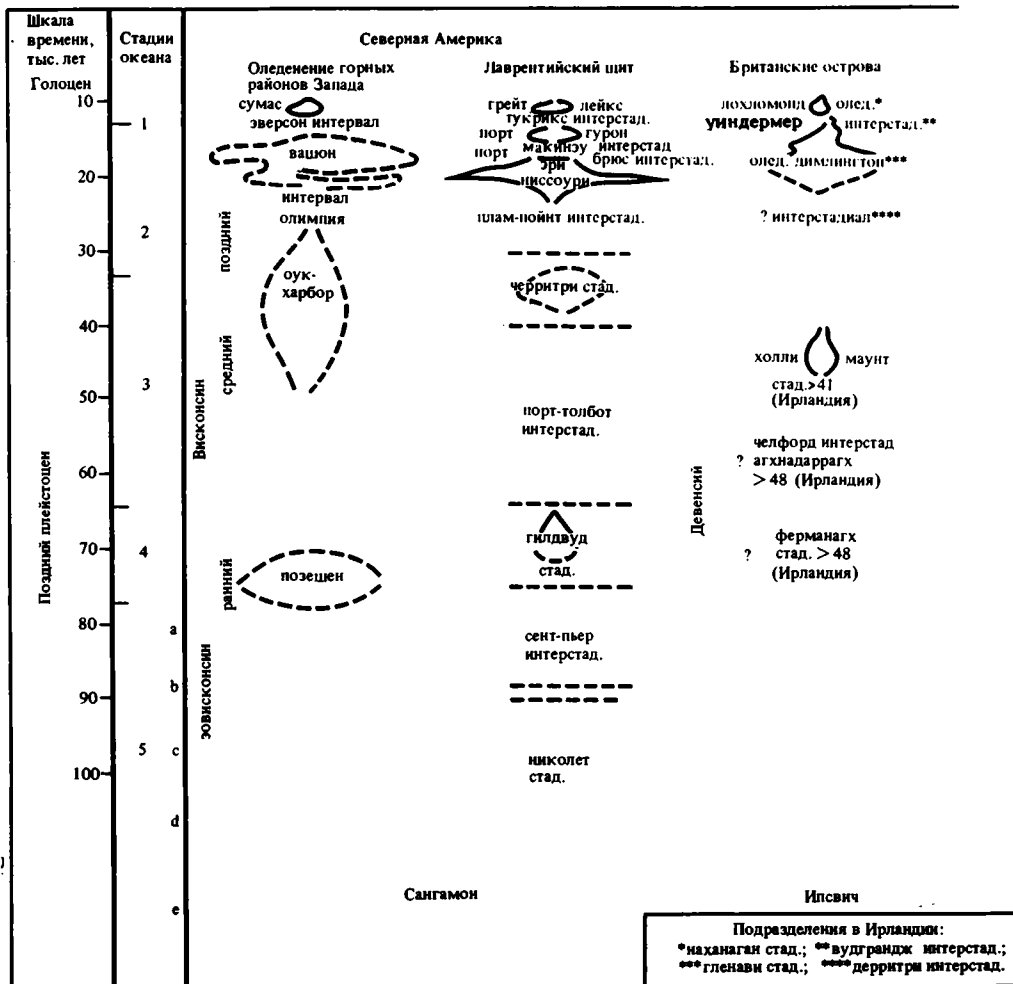
В большинстве областей позднеплейстоценовая ледниковая эпоха подразделяется на три этапа.

В первый этап в отдельных районах отмечалось развитие оледенения. Наиболее стабильное проявление этого процесса отмечается в восточной части Евразии и, возможно, в Северной Америке. К этому же этапу в большинстве районов относятся один из наиболее выраженных теплых интерстадиалов позднего плейстоцена (сент-пьер, фёрнес, перепохьола, верхневолжский, крутицкий, богдашкинский), которые могут быть близки по времени к брёрупскому интерстадиалу.

Средний этап характеризовался в целом неустойчивыми климатическими условиями с колебаниями от прохладных до умеренно влажных: в Северной Америке — интерстадиалы порт-толбот I и II, разделенные стадиалом; в Западной Европе — интерстадиалы моерсхуфд и хенгело, чередующиеся со стадиалами; в Восточной Европе — три потепления и три похолодания средневалдайского мегаинтерстадиала, в Сибири — основная часть каргинского интервала.

Почти во всех областях прослеживается интерстадиал в интервале 30 (29) — 25 (24) тыс. л. н. Этот интерстадиал (плам-пойнт, денекамп, эллесбо, дунаевский, брянский, липовско-новоселовский, позднекаргинский) наряду с брёрупским может рассматриваться как важнейший хроностратиграфический и палеогеографический компонент позднего плейстоцена.

Максимум похолодания (а в ряде районов и оледенения) наступает вслед за этим интерстадиалом, его пик приходится на время около 21—20—19 тыс. л. н. Начало особо активной фазы деградации ледниковых систем относится ко времени около 13 тыс. л. н.



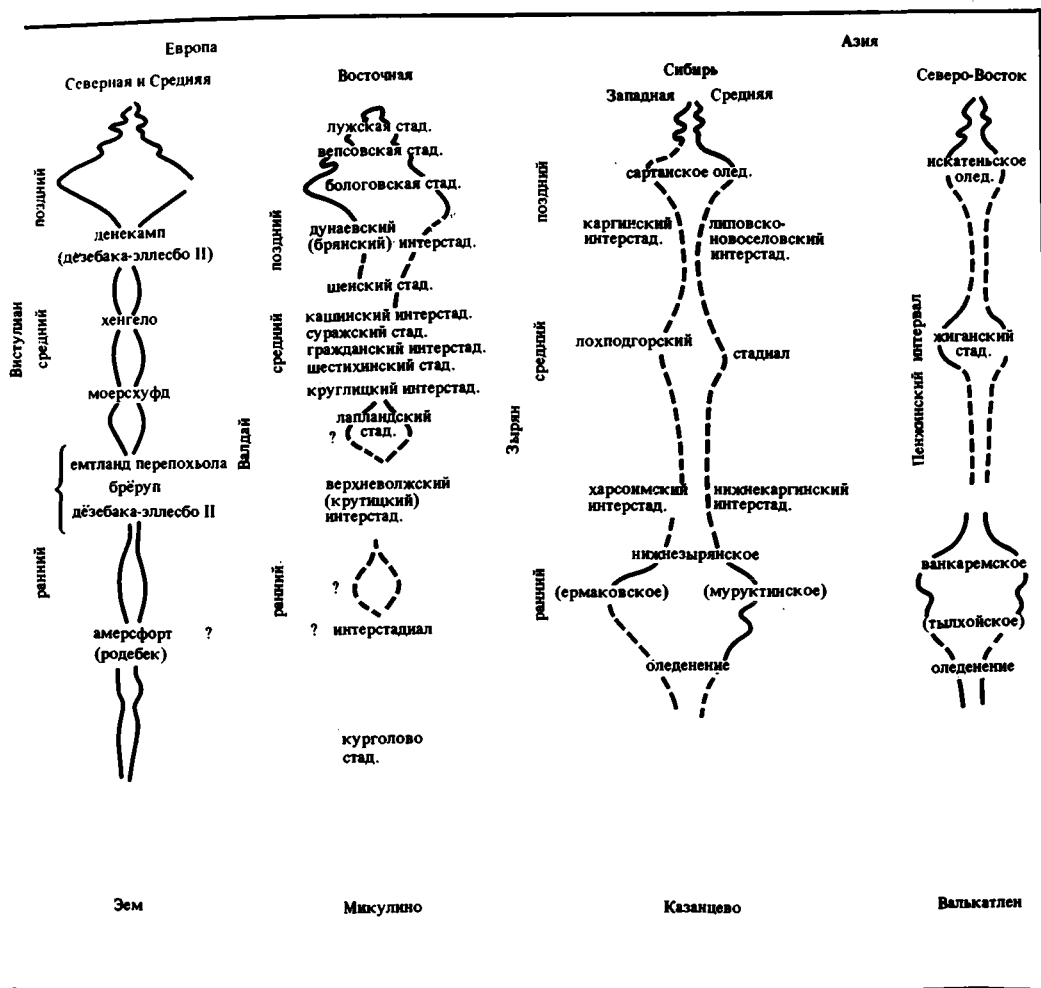
Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария (составил А.А. Величко)

ABSTRACT

The recent results showed that the last glacial epoch of Late Pleistocene (Wisconsin, Vistula, Valdai, Zyryanka, including Sartan) may be subdivided into three (in Eurasia) or four stages (in North America) with the earliest stage referred to Eowisconsin. Correlation of chronostratigraphical scales gives evidences for subglobal synchronism of main waves of glaciomorphism. The glacial phase corresponding to maximal cooling 20 to 18 ka BP was distinctly pronounced in most regions. The degradation of the last ice sheet had numerous local peculiarities.

ЛИТЕРАТУРА

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 179 с.
 Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны) //Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 43. С. 3—25.



- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорье) //Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 46—58.
- Архипов С.А., Исаева Л.Л. Сибирь //Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 42—61.
- Беспалый В.Г., Глушкова О.Ю. Северо-Восток //Там же. С. 62—69.
- Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 3. С. 21—34.
- Величко А.А., Фаустова М.А. Восточно-Европейский регион //Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 14—42.
- Вознячук Л.И. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины //Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8—55.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.В., Спиридонова Е.А. Климатические ритмы позднего плейстоцена (Северо-Запад и Центр европейской части СССР) //Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47—58.
- Кондратене О.П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных //Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс: Лиентис, 1965. Вып. 1. С. 189—216.
- Природные условия США в позднечетвертичное время. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 320 с.
- Фаустова М.А., Борисова О.К. Новые данные о палеогеографической обстановке валдайского клима-

- тического ритма //Тез. докл. Всесоюз. совещ. по четвертичному периоду. Кишинев 1986. С. 183—184.
- Чеботарева Н.С., Макарычева Н.А.** Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
- Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 128 с.
- Четвертичные оледенения Северного полушария. Прага, 1985. 327 с.
- Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. 379 с.
- Andersen B.G.** The deglaciation of Norway 15 000 – 10 000 B.P. //Boreas. 1980. Vol. 8. P. 78–87.
- Andrews J.T., Miller G.H., Vincent J.S., Shilts W.W.** Quaternary correlations in Arctic Canada //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 127–136.
- Berthelsen A.** Contrasting views of the Weichselian glaciation of Denmark //Boreas. 1979. Vol. 8. P. 125–132.
- Bowen D., Rose J., McCabe A., Sutherland D.** Correlation of Quaternary glaciations in England, Ireland, Scotland and Wales. //Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 299–340.
- Dreimanis A., Karrow P.** Glacial history of the Great lakes – St. Lawrence region //The classification of the Wisconsinian stage and its correlatives. XXIV Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Sect. 12. P. 5–15.
- Easterbrook D.** Stratigraphy and chronology of Quaternary deposits of the Puget lowland and Olympic Mountains of Washington and the Cascade Mountains of Washington and Oregon //Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 145–160.
- Eschman G.F., Mickelson D.M.** Correlation of glacial deposits of the Huron, lake Michigan and Green Bay lobes in Michigan Wisconsin //Ibid. 1986. P. 53–58.
- Fenton M.M.** Quaternary stratigraphy of the Canadian Prairies //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 57–68.
- Fullerton D.S.** Chronology and correlation of glacial deposits in the Sierra Nevada, California //Quaternary glaciation in Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986a. P. 161–170.
- Fullerton D.S.** Stratigraphy and correlation of glacial deposits from Indiana to New York and New Jersey //Ibid. 1986b. P. 23–38.
- Fulton R.** Quaternary stratigraphy of Canada //A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 1–5.
- Hallberg G.** Pre-Wisconsinian glacial stratigraphy of the Central plains region in Iowa, Nebraska, Kansas and Missouri //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 11–16.
- Hamilton T.D.** Correlation of Quaternary glacial deposits in Alaska //Ibid. 1986. P. 171–180.
- Hirvas H., Korpela K., Kujansuu R.** Weichselian in Finland before 15 000 B.P. //Boreas. 1981. Vol. 10. P. 423–436.
- Johnson W.H.** Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the lake Michigan Lobe Prior to 14 Ka B.P. //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 17–24.
- Karrow P.F.** Quaternary stratigraphy and history Great lakes – St. Lawrence region //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 139–154.
- Korpela K.** Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinland) im Licht von sudmoränen //Ann. Acad. sci. fenn. A. 1969. Vol. III–99. P. 1–108.
- Late-Quaternary environments of the United States. Vol. 1. The Late Pleistocene /Ed. S. C. Porter. Minneapolis: Univ. Minn. press, 1983. 407 p.
- Lundqvist I.** Stratigraphy of the central area of the Scandinavian glaciation. Late weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 251–292.
- Mäkinen K.** Interstadialinen turverkerrostuma Tervolav Kauvonkankaalla //Geologi. 1979. Vol. 31. P. 82–87.
- Mangerud J.** The early and middle weichselian in Norway: A review //Boreas. 1981. Vol. 10. P. 381–393.
- Matsch C.L., Schneider A.F.** Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the glacial lobe complex in Minnesota and Northwestern Wisconsin //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 59–64.
- Mojski J.E.** Ozmianach klimatu podczas czwartorzędu //Przemiany srodowiska geograficznego Polski. W-wa: Wyd-wo Pol. Akad. Nauk. 1988. S. 25–46.
- Quaternary glaciations in the Northern hemisphere: Rep. of the Intern. Geol. Correlation Progr. project 24 /Ed. V.Sibrava, D.Q. Bowen, G.M. Richmond. Oxford: Pergamon press, 1986. 514 p.
- Richmond G.M.** Stratigraphy and chronology of glaciations in Yellowstone National Park //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 83–88.
- Rutter N.** Pleistocene history of the western canadian ice-free corridor //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 49–56.
- Sjörring S.** The glacial stratigraphy of the island of Als, Southern Denmark //Ztschr. Geomorphol. Suppl. 1977. Vol. 27. P. 1–11.
- Stone B.D., Bornes H.** Pleistocene glacial and interglacial stratigraphy of New England, Long Island and adjacent Georges Bank and gulf of Main //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 39–52.