

ПАЛЕОКЛИМАТ

ПОЗДНИЙ КАЙНОЗОЙ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПАЛЕОКЛИМАТ ЮГА
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Ф.И. Еникеев

Читагеолсъемка, 672090, Чита, ул. Амурская, 91/15, Россия

Приведены результаты комплексного исследования кернового материала скв. № 126, пробуренной в Чарской впадине (восточная часть Байкало-Станового нагорья). Во вскрытой толще мощностью 1180 м установлены: верхнеплейстоценовые отложения (0—173.1 м) с двумя уровнями ленточных алевритов, синхронных оледенениям вюрма; два среднеплейстоценовых ледниковых горизонта на глубинах 180—263.5 и 337—424.7 м; отложения эоплейстоцена (424.7—550 м), плиоцена (550—1036 м) и миоцена (1036—1180 м). Использование палинологического анализа отложений, содержащих запись климатических изменений за последние 20 млн лет (с двумя значительными перерывами), позволило восстановить динамику растительности позднего кайнозоя и составить климатическую кривую среднегодовой температуры воздуха. Интерполяция крупнопериодных и среднепериодных колебаний климата, закрепленных на временной шкале, позволяет наметить характер климатических изменений на ближайшие 2—2.5 тыс. лет.

Поздний кайнозой, плейстоцен, палеоклимат, палинология, Чарская впадина, Забайкалье.

THE LATE CENOZOIC OF NORTHERN TRANSBAIKALIA AND PALEOCLIMATE
OF SOUTHERN EAST SIBERIA

F.I. Enikeev

Comprehensive studies have been applied to a core from well 126 in the Chara basin (eastern Baikal-Stanovoy upland). The 1180 m thick drilled section comprises Upper Pleistocene sediments (0–173.1 m) with two intervals of varved silt coeval with the Wurm Glacial, two Middle Pleistocene glacial intervals at 180–263.5 m and 337–424.7 m, earliest Pleistocene (424.7–550 m), Pliocene (550–1036 m), and Miocene (1036–1180 m) strata. The core records the history of Late Cenozoic climate and vegetation for the past 20 Myr (with two large gaps), which has been reconstructed using the pollen analysis. Interpolation of long- and medium-period climate oscillations tied to the time scale allows predicting a trend of possible climate change for the future 2–2.5 kyr.

Late Cenozoic, Pleistocene, paleoclimate, palynology, Chara basin, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

На юге Восточной Сибири в пределах восточного окончания Байкало-Станового нагорья восстановление периодичности и амплитуд климатических колебаний от миоцена до голоцена базируется на материалах комплексного исследования керна скв. № 126. В южных широтах Забайкалья выявление характера крупных и среднепериодных колебаний в позднем плейстоцене—голоцене опирается на результаты палинологического анализа и геохронологию разновозрастных нео- и палеолитических памятников [Базаров и др., 1982].

Скважина № 126 расположена на севере Забайкальского края в центральной части Чарской впадины (1 км на юг от западной окраины с. Кюсть-Кемда) [Еникеев, Потемкина, 1999]. В реконструкции климата использовались главным образом палинологические данные, так как последовательные изменения дендрофлор теснейшим образом связаны с динамикой палеоклимата. Для получения по возможности непрерывной картины смены господствующего типа растительности интервал отбора проб на спорово-пыльцевой анализ не превышал 1—2 м. Особое внимание уделялось местам резкой смены литофаций или прослоям и линзам, насыщенным растительными остатками. Ниже подошвы многолетней мерзлоты (500 м) опробование проводилось через каждые 5 м проходки, что обеспечивало полную замену плавунного водонасыщенного материала в циркуляционной системе скважинного оборудования. Этим исключалось заражение опробуемой „пульпы“ пылью и спорами с иных горизонтов. Дополнительно и отдельно от „плавунного шлама“ отбирались целики керна, что позволяло контролировать идентичность

спорово-пыльцевых спектров шлама и ненарушенного керна данного интервала проходки. С глубины 1036 м литифицированные отложения опробовались вновь через 1.0 м. Данные сведения совместно с информацией, полученной в результате глубоководного бурения на оз. Байкал [Безрукова и др., 1999; Безрукова, Легунова, 2001], дают достаточно обоснованное представление о характере формирования рыхлой толщи межгорных впадин восточной части Байкало-Станового нагорья в позднем кайнозое.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ ЧАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Анализ полученной палеоботанической информации, литологических, структурных, текстурных особенностей вскрытых горизонтов, результатов диатомового, силикатного, петрографического, гранулометрического и минералогического (по фракциям) анализов, а также определений абсолютного возраста (радиоуглеродного и термолюминесцентного) и объемного веса литологических разностей позволил расчленить вскрытую скважиной 1180-метровую толщу Чарской впадины на следующие местные [Решения..., 1994] и региональные литолого-стратиграфические подразделения Сибири [Архипов, Волкова, 1995].

Миоцен

Анаргинская свита (N_{1an}) залегает на глубине 1036—1180 м. Подошва не вскрыта. По результатам вибросейсмопрофилирования, проведенного после проходки скважины, фундамент залегает на глубине 2500—2600 м. Отсутствие представителей олигоценовой флоры в отложениях прибортовых частей впадины, где рыхлый чехол вскрыт горными выработками до кристаллического фундамента, а также отсутствие их даже в виде заражений в толще внутригорных впадин, выполненных миоценовыми осадками (Сюльбанской, Лурбунской, Ингамакитской и т. д.), позволяет сделать предварительный вывод, что и нижние не вскрытые интервалы, вероятно, сложены породами миоцена.

Отложения анаргинской свиты представлены переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов и бурых углей. Литифицированные осадки мелководного озера содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий тсугово-елово-сосновые горные леса с участием разнообразных широколиственных и реликтов палеогеновой флоры. Доминанты (20—40 % от общего состава): *Picea* sect. *Eupicea* (до 5 видов), *Pinus* n/p *Haploxyylon*, *P.* n/p *Diploxyylon*. Субдоминанты (5—10 %): *Tsuga* spp. (5 видов), *Betula* sect. *Albae*. Сопутствующие (2—5 %): *Abies* spp. (2 вида), *Alnus* sp. Единично (менее 2 %), но постоянно встречаются зерна *Cedrus* sp., *Taxodiaceae*, *Sciadopitys* sp., *Podocarpus* sp., *Juglans* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Acer* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., *Diervilla* sp., *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Engelhardia* sp., *Rhus* sp., *Fraxinus* sp., *Ostrya* sp., *Liquidambar* sp., *Magnolia* sp., *Osmunda* sp., *Leiotriletes* (*Coniopteris*?) sp., *Dictyotriletes* sp., *Lygodium japonicum* Sw. Растительные сообщества характерны для субтропической ландшафтной зоны горных областей Юго-Восточной Азии.

Пробы на диатомовые водоросли, отобранные нами, исследовались А.И. Моисеевой (ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург) и Г.П. Черняевой (Лимнологический институт, г. Иркутск). Доминанты: *Melosira* (*Aulacosira*) *praediscus* Jouse, *M.* sp. (af. *canadensis*), *M. distans* (Ehr) Kutz., *M. distans* var. *alpigena* Grun. et var., *M. italica* (Ehr) Kutz., *M.* af. *praegranelata* Jouse, *Enotia robusta* Ralfs et var., *E.* af. *revoluta* A. Cl., *Actinella brasiliensis* Grun., *Pontodiscus* af. *gorbunovii* Sheshukova, *Tetractylus lacustris* var. *compactus* Hust., *T. japonicus* (Petit) Hust, *T. celatom* Okuno et var., *T. lacustris* Ralfs var. *lacustris*, *T. ellipticus* (Ehr) Grun. Субдоминанты: *Eunotia* af. *submonodon* Hust., *Tetractylus lacustris* var. *strumosus* (Ehr) Hust., *Paralia scabrosa* (Oest.) Moiss., разнообразные представители рода *Eunotia*.

По мнению нашего сотрудника палинолога В.И. Потемкиной (ПГО „Читагеолсъемка“), а также А.И. Моисеевой, Г.П. Черняевой, приведенные комплексы микрофлор и диатомей характеризуют осадки среднего миоцена. По многим признакам анаргинская свита является аналогом танхойской (угленосной) свиты Байкальской впадины. Объем и возраст свиты в стратиграфической схеме кайнозоя Восточного Забайкалья утверждены решением стратиграфического совещания [Решения..., 1994].

Плиоцен

Тырынтайская свита (N_{2tr}) залегает в интервале 874—1036 м на отложениях анаргинской свиты со значительным стратиграфическим перерывом (5—7 млн лет). Сложена мелковалунными галечниками с прослоями грубых песков. В верхней части уменьшается количество обломочного материала и возрастает участие мелкозернистых песчаников и алевролитов. В интервале глубин 920—1030 м зафиксирован максимум пыльцы тсуги, составляющий 40—55 %. Отмечается некоторое возрастание количества травянистых (*Cyperaceae*, *Gramineae*) и споровых (*Sphagnum*, *Polytrichaceae*) растений до 4—12 % соответственно. Доминанты: *Tsuga* spp. (4 вида), *Abies* sp., *Picea* sect *Eupicea*, *P. obovata* Ldb., *P. sect Omorica*, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *P.* n/p *Haploxyylon*, *P.* n/p *Diploxyylon*, *P. silvestris* L. Сопутствующие: *Larix* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Alnus* sp. Единично: *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Diervilla* sp., *Rhamnaceae*, *Acer* sp., *Juglans* sp. Богатая микрофлора характеризует тсугово-елово-сосновые горные леса с небольшим количеством широколиственных форм, распространенные в период формирования отложений.

Диатомовые водоросли: *Sibiriodiscus varians* Churs. et Tschern., *Melosira praegranulata* Jouse., *Actinella brasiliensis* Grun., *Melosira Jouseana* Moiss., *Tetracyclus lacustris* Ralfs., *T. lacustris* var. *strumosus* (Ehr) Hust., *T. sp.* (af. *javanicus* Hust.), *T. ellipticus* (Ehr) Grun., *T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata* Hust., *T. ellipticus* var. *latissimus* Hust., *Navicula pseudoscutiformis* Hust. В составе диатомовой флоры много плиоценовых видов, в настоящее время не существующих.

Отложения тырынтайской свиты отражают этап очередной компенсации впадины и превращение ее в суходольную депрессию. Увеличение в верхах разреза осадков озерно-аллювиального и озерного генезисов свидетельствует о постепенном возрождении в Чарской впадине озерного режима седиментации, обусловленном увеличением скорости прогибания фундамента. В.И. Потемкина (ПГО „Читагеол-съемка“) спорово-пыльцевые спектры тырынтайской свиты сопоставляет с палинофлорой аносковской свиты Байкальской впадины [Логачев, 1968].

Значительный перерыв на границе миоцена и плиоцена обнаруживается по четкой смене палинокомплексов, но в большей степени выявляется по резкому отличию в литификации отложений и тем, что в тырынтайской свите древесные остатки не углефицированы. Отмечается только незначительная фоссилизация.

До получения дополнительной информации эти отложения мы относили к низам люксюгунской свиты [Еникеев, Потемкина, 1999].

Люксюгунская свита (N₂lk) залегает в интервале 550—874 м. Состав пород указывает на возрождение глубоководного озерного режима Чарской впадины. Свита представлена переслаивающимися песками, алевролитами, глинами и илами. Эти преимущественно озерные осадки донной фации залегают на отложениях тырынтайской свиты и содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий развитие горной хвойной тайги с редкими представителями неморальной флоры. Отмечается сокращение содержания пыльцы тсуги до 20—30 % от общего состава и появление угнетенных и кустарниковых форм (*Betula* — куст., *Alnaster* sp., *Salix* sp.). Доминанты: *Tsuga* spp. (4 вида), *Abies* sp., *Picea* sect *Eupicea*, *P. obovata* Ldb., *P. sect Omorica*, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *P. n/p Haploxyton*, *P. n/p Diploxyton*, *P. silvestris* L. Сопутствующие: *Larix* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Alnus* sp. Единично: *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., *Juglans* sp., *Fagus* sp., *Corylus* sp. Заметное сокращение видового состава широколиственных пород отражает тем не менее стабильную умеренно теплую климатическую обстановку в период формирования всей плиоценовой толщи.

Отложения свиты отличаются чрезвычайно разнообразным видовым составом диатомей. Определено свыше 130 видов и внутривидовых таксонов, многие из которых встречены с высокими оценками обилия. В качественном составе диатомей преобладают виды, живущие на дне водоема. Это многочисленные представители родов *Navicula*, *Cocconeis*, *Fragilaria*, *Eunotia*, *Pinnularia*, *Comphonema*. Встречены и виды рода *Tetracyclus* (многие из них обильны) — это *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea* (Ehr.) Hust. f. *lancea*, *T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata* Hust., *Tetracyclus* sp. Особенно интересен новый центрический, вероятно, планктонный вид *Sibiriodiscus varians* Churs. et Tschern. (определение Г.П. Черняевой) с встречаемостью до „очень часто“. В составе диатомовой флоры много плиоценовых видов в настоящее время несуществующих.

Объем и возраст свиты в стратиграфической схеме кайнозоя Восточной Сибири утверждены решением стратиграфического совещания [Решения..., 1994].

Эоплейстоцен

Ойбонская свита (E₁ob) вскрыта в интервале 425—550 м и представлена переслаиванием песков, алевролитов, илов и гравийных песков. Залегает согласно без следов углового и стратиграфического несогласия на отложениях люксюгунской свиты и с глубоким перерывом перекрывается ледниковыми отложениями среднего неоплейстоцена. Характер накопления осадков свиты свидетельствует о последнем этапе озерного режима байкальского типа в Чарской впадине. Преимущественно озерный генезис отложений сменяется в верхней части свиты (10 м) аллювиальным. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют тсугово-елово-сосновые леса с единичным участием широколиственных пород. По мере накопления осадков отмечается отчетливое ухудшение климатических условий и развитие суходольных пространств, отражающееся в ощутимом увеличении кустарниковых и угнетенных форм (*Betula*-куст., *Alnaster* sp., *Pinus pumila*), до 30—40 % от общего состава, и более широком представительстве трав (Cyperaceae, Gramineae, Ranunculaceae) и кустарничков (Ericaceae) — в сумме до 30 %. Доминанты: *Tsuga* spp. (4 вида), *Abies* sp., *Picea* sect *Eupicea* (два вида), *P. obovata* Ldb., *P. sect Omorica*, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *P. n/p Haploxyton*, *P. n/p Diploxyton*, *P. silvestris* L., *P. pumila*, *Betula* (куст.), *Salix* sp. Сопутствующие: *Larix* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp. Единично: *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp., Elaeagnaceae. Диатомовые водоросли в этом интервале не обнаружены.

Ранее, до получения результатов термолюминесцентного анализа (>640 000 лет назад, № 347, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ), эти отложения относили к верхам плиоцена [Еникеев, Потемкина, 1999].

Вышезалегающие отложения представлены двумя толщами, резко отличающимися по литологии. Тарынакская толща грубообломочная, преимущественно валунно-галечная, перекрывающая ее топалакская — в основном песчаная. В связи с тем, что в самаровское время Чарская впадина представляла собой ледом с мощностью льда около 1500 м, отложения верхнего эоплейстоцена, нижнего плейстоцена и низов среднего оказались частично ассимилированными в мореносодержащую часть ледника, а главным образом срезанными и вынесенными за пределы депрессии.

Средний неоплейстоцен

Тарынакская толща (Q_{II}), залегает в интервале 180—424.7 м. Имеет трехчленное строение. Два ледниковых горизонта разделены водноледниковыми, аллювиальными и озерными осадками.

Самаровский горизонт (Q_{IIsm}) вскрыт в интервале 337—424.7 м и представлен главным образом валунными супесями и суглинками, перекрытыми маломощными ленточными алевритами. Достаточно монотонный в строении горизонт имеет сложную палинологическую картину. Частое чередование „теплых“ и „холодных“ спектров („зебра“) обусловлено ассимиляцией ледником доледниковых отложений, а также активным взаимодействием донной морены с породами ложа. Процесс захвата в мореносодержащую часть ледника отложений эоплейстоцена подтверждается как палинологическими данными, так и термолюминесцентным возрастом песчаного заполнителя морены (>680 тыс. лет назад — № 348, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). В частности, в составе „теплых“ спектров доминируют сосна лесная, кустарниковые березки, осоки, злаки. Сопутствуют ели, сосна сибирская, вересковые, сложноцветные. Единично присутствуют зерна тсуги, экзотических сосен, дуба, липы, лоховых.

В „инситу“ наиболее „холодных“ ритмах спектры отражают растительность лесотундры, кустарниково-травянистой тундры с абсолютным преобладанием в древесной составляющей стланиковых и кустарниковых форм. В частности, на глубине 392—402 м спектры состоят в основном из пыльцы кустарников и трав при резком уменьшении группы деревьев вверх по разрезу. Доминанты: *Betula* (куст.) до 80 %, *Alnaster* sp., *Pinus pumila*, *Salix* sp. Сопутствующие: группа трав (Gramineae, Cyperaceae, Ericaceae), группа спор (*Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Lycopodium obscurum* L., Bryales (*Meesia*?)). Единично: *Pinus silvestris* L., *P. sibirica* (Rupr.) Maur., *Alnus* sp., *Picea obovata* Ldb., *Abies* sp., *Tilia* sp. На глубине 359 м в спектре не содержится пыльца деревьев. Основной фон от общего состава составляют кустарниковые формы берез, осоково-злаковое разнотравье и зеленомошники. Аналогичный „холодный“ спектр выявлен на глубине 276 м, который содержит пыльцу кустарников — 91 % (*Betula* — куст., *Alnaster* sp.), трав — 8 % (Cyperaceae, *Artemisia* sp.) и спор — 1 % (Polypodiaceae). Ландшафт типично тундровый.

Резкий перерыв в подошве самаровского горизонта, продолжительностью около 0.5 млн лет связан с ледниковым срезом доледниковых толщ и находит свое отражение в резком разрыве климатической кривой.

Ширтинский горизонт (Q_{IIst}) вскрыт в интервале 263.5—337 м и сложен слоистой толщей различного состава — от глин, суглинков до валунных прослоев. Характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами, соответствующими лесному типу растительности. В спектрах проб, отобранных из этого горизонта, резко увеличивается количество пыльцы деревьев: *Abies* sp. — до 4 %, *Picea* sect. *Eupicea* — до 6 %, *P. obovata* Ldb. — до 50 %, *Pinus* n/p *Haploxylon* — до 10 %, *P. sibirica* (Rupr.) Maur. — до 25 %, *P. silvestris* L. — до 17 %, *Larix* sp. — до 3 %, *Betula* sect. *Albae* — до 31 %, *Alnus* sp. — до 15 %, *Ulmus* sp. и *Quercus* sp. — единично. Также присутствуют кедровый стланик, кустарниковые формы берез, ольховник. В травяном покрове преобладают осоковые и злаковые. Группу споровых представляют белый мох, кочедыжниковые, уховниковые и плаунок сибирский. Богатые спорово-пыльцевые спектры, отражающие широкое развитие темнохвойной тайги, свидетельствуют о незначительном промерзании грунтов. Климатические условия были более теплыми, чем мы наблюдаем в настоящее время.

По заключению А.И. Моисеевой (ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург), в пробе, взятой на глубине 275 м, выявлены многочисленные створки и панцири диатомей — 79 видов, принадлежащих 21 роду. Преобладают представители класса Pennatophyceae, среди которых наиболее широко представлены роды *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella* и *Gomphonema*. В целом характер флоры типично пресноводный. Благодаря обилию видов-образователей можно сказать, что в Чарской впадине накопление осадков происходило в пресном водоеме с широко развитой прибрежной полосой водной растительности. Преобладают бореальные виды (55 %), связанные с умеренно холодной географической зоной. Заметна также роль северных и северо-альпийских форм (14 %). Изученный комплекс не содержит вымерших форм. Все составляющие его таксоны свойственны пресным водоемам озерного типа четвертичного времени и современным. Интересной находкой являются единичные экземпляры *Cyclostephanos costatus* Lop., Lupik. et Churs. — вида, широко распространенного в позднеплиоценовых озерах Забайкалья и сохранившегося в качестве реликта в отдельных современных озерах этого региона.

Подошва и кровля отложений ширтинского горизонта несколько не совпадают с отчетливыми перегибами климатической кривой, характеризующими начало и завершение данного межледниковья.

Это обусловлено тем, что оба среднеплейстоценовых оледенения, носившие покровный характер, в значительной степени воздействовали на доледниковые и межледниковые осадки, обуславливая их ассимиляцию совместно со всеми ингредиентами, включая микрофоссилии. В связи с этим предпочтение в стратиграфическом расчленении среднего плейстоцена отдано литологии горизонтов.

Тазовский горизонт (Q_{IItz}) залегает в интервале 173.1—263.5 м. Сложен валунными суглинками и включает гранитный отторженец вертикальным размером 27.6 м (214.8—242.4 м). Морена перекрыта водно-ледниковыми образованиями мощностью 6.9 м (ленточные алевриты, валуны, галька, песок слагают низы топалахской толщи). Отложения почти „немые“, только в кровле и подошве горизонта выделены „холодные“ спектры. В них преобладает пыльца кустарниковых березок, ольховника, кедрового стланика, осоки, вересковых. Пыльца древесных представлена небольшим количеством зерен ели, лиственницы, сосны. На глубине 202 м получен относительно „теплый“ спектр, связанный с ледниковым захватом более древних осадков. В его составе ель обыкновенная, сосна сибирская, березы, осоки, сложноцветные, вересковые. Единично встречена пыльца дуба, ильмовых, лоховых. В период формирования тарынакской толщи темнохвойные леса постепенно замещались светлохвойной тайгой. Такая же смена фитоценозов происходила на территории юго-западной части Якутии.

В Березовском прогибе Сибирской платформы на северной периферии ледникового покрова Байкало-Станового нагорья тазовского времени пески, залегающие в основании конечного гляциолимноплена, имеют термолюминесцентный возраст 200 ± 20 тыс. лет (№ 352, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Проба на абсолютный возраст взята из основания правобережного, постоянно подмываемого руслом Чары, высокого (более 100 м) обнажения напротив устья р. Джелинда (непосредственно у северной границы Забайкальского края).

Верхний неоплейстоцен

Топалахская толща (Q_{III}) преимущественно песчаного состава завершает разрез рыхлых отложений центральной части Чарской впадины (0—180 м). Четко делится на пять литоциклов, соответствующих пяти терморитмам. Каждый цикл начинается с маломощных озерных отложений донной фации и завершается достаточно мощным слоем песков и гравийно-галечников с песчаным заполнителем. Нижняя часть толщи мощностью 6.9 м имеет среднеплейстоценовый возраст.

Казанцевский горизонт ($Q_{III}kz$) — первый снизу литоцикл, залегает в интервале 138.8—173.1 м. Характеризуется распространением светлохвойных лесов среднетаежного типа. Основной фон растительности в период накопления осадков имел следующий облик. Группа деревьев — 27—30—39 %, кустарники — 20—41—54 % (в трех палинокомплексах): *Picea obovata* Ldb. — 1—15—48 %, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. — 0—1—6 %, *Pinus silvestris* L. — 0—3—13 %, *Larix* sp. — 0—9—20 %, *Betula sect Albae* — 0—17—26 %, *Pinus pumila* (P.) Mayr. — 14—16—26 %, *Betula* (куст.) — 0—25—41 %, *Alnaster* sp. — 2—9—15 %. Пыльца трав, кустарничков — 8—12—28 %: Cyperaceae — 40—83—90 %, Gramineae — 4—7—8 %, Compositae — 0—2—4 %, *Artemisia* sp. — 0—2—4 %, Caryophyllaceae — 1—2 %, Ericaceae — 0—3—8 %. Споры — 8—11—20%: *Bryales* (*Meesia*?) — 0—1—2 %, *Meesia* sp. — 0—2—5 %, *Sphagnum* sp. — 10—20—30 %, Polypodiaceae — 0—45—90 %, *Selaginella sibirica* (Milde) Hier. — 0—1—4 %, *Lycopodium obscurum* L. — 0—2—6 %. Тип растительности лесной и отражает климат несколько более теплый, чем современный, но все же имеет менее выразительную характеристику, чем одновозрастные им палинокомплексы Западной Сибири и Прибайкалья. Они наиболее сопоставимы с данными по юго-западным районам Якутии. Судя по содержанию пыльцы ели в спектрах межледниковья, климатическая обстановка была если и мягче, чем в настоящее время, то ненамного. Вероятно, таликовые зоны в многолетнемерзлой толще пользовались несколько большим развитием по сравнению с голоценом.

Муруктинский горизонт ($Q_{III}mr$) выделен в интервале 73—138.8 м и объединяет два литоцикла, один из которых стадиальной природы. По периферии Чарской впадины коррелятные отложения представлены валунными суглинками, слагающими наиболее выдвинутый из троговых долин конечно-моренный комплекс. Спектры стадиального цикла отражают лесотундровый тип растительности. Доминируют березки, ольховник, кедровый стланик, осоки, белый мох, кочедыжники. Субдоминанты — лиственница, злаки, вересковые. Сопутствующие — сосна лесная, береза. Единично — ель, ива, маревые. Интерстадиальная часть соответствует теплому ритму. Тип растительности лесной. Доминируют кедровый стланик, вересковые, белый мох. Субдоминанты — ель, сосна лесная, березки, ольховник, разнотравье. Сопутствуют — лиственница, сосна сибирская, ольха.

Каргинский горизонт ($Q_{III}kr$) представлен отложениями четвертого литоцикла, залегающего в интервале 41.1—73 м. Древесные остатки, отобранные на глубине 54 м в соседней скв. № 125 из этого же горизонта, дали радиоуглеродный возраст 38210 ± 870 лет (ЛУ-977). Состав спорово-пыльцевого комплекса соответствует лесному типу растительности с сильно разреженным древостоем, с участием в ландшафтах степных и тундровых группировок. Доминируют кедровый стланик, осоки, вересковые,

белый мох, кочедыжники. Субдоминанты — сосна лесная, лиственница, березки, ольховник, полыни, плаунок сибирский. Сопутствующие — ель, сосна сибирская, береза, ива, злаки, зеленые мхи.

Сартанский горизонт (Q_{IIIsg}) мощностью 41 м в основании представлен ленточными алевритами, перекрытыми песками с гравием и галькой. По подсчетам варв в ленточных алевритах время существования ледниково-подпрудного озера во впадине не менее 5 тыс. лет. Коррелятные озерным осадкам ледниковые отложения слагают самый верхний конечно-моренный комплекс по периферии впадины. В интервалах глубин 4—21 и 30—39 м, отвечающих наиболее холодным ритмам, выявлены следующие спектры: пыльца деревьев (4—9—13 %) представлена: *Picea obovata* Ldb. — 0—0.3—2 %, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. — единично, *Pinus silvestris* L. — 0—4—7 %, *Larix* sp. — 0—3—11 %, *Betula* sect. *Albae* — 7—9—12 %, *Alnus* sp. — 0—0.4—1 %; кустарники (32—43—51 %): *Pinus pumila* (P.) Mayr. — 2—2.5—17 %, *Salix* sp. — 0—7—14 %, *Betula* (куст.) — 44—51—56 %, *Alnaster* sp. — 12—20—35 %; пыльца трав и кустарничков (17—34—55 %): *Superaceae* — 0—34—93 %, *Gramineae* — 0—7—20 %, *Compositae* — 0—5—15 %, *Artemisia* sp. — 0—33—80 %, *Chenopodiaceae* — 3—7—23 %, *Ranunculaceae* — 0—5—9 %, *Ericaceae* — 0—7—29 %; споры (10—14—22 %): *Sphagnum* sp. — 30—49—80 %, *Lycopodium clavatum* L. — 0—4—6 %, *Selaginella sibirica* (Milde) Hier. — 0—0.8—4 %, *Polypodiaceae* — 21—46—90 %, *Lycopodium annotium* L., *L. selago* L., *Riccia* sp. — единично.

Состав комплекса соответствует лесотундровому и тундровому типам растительности.

Голоцен

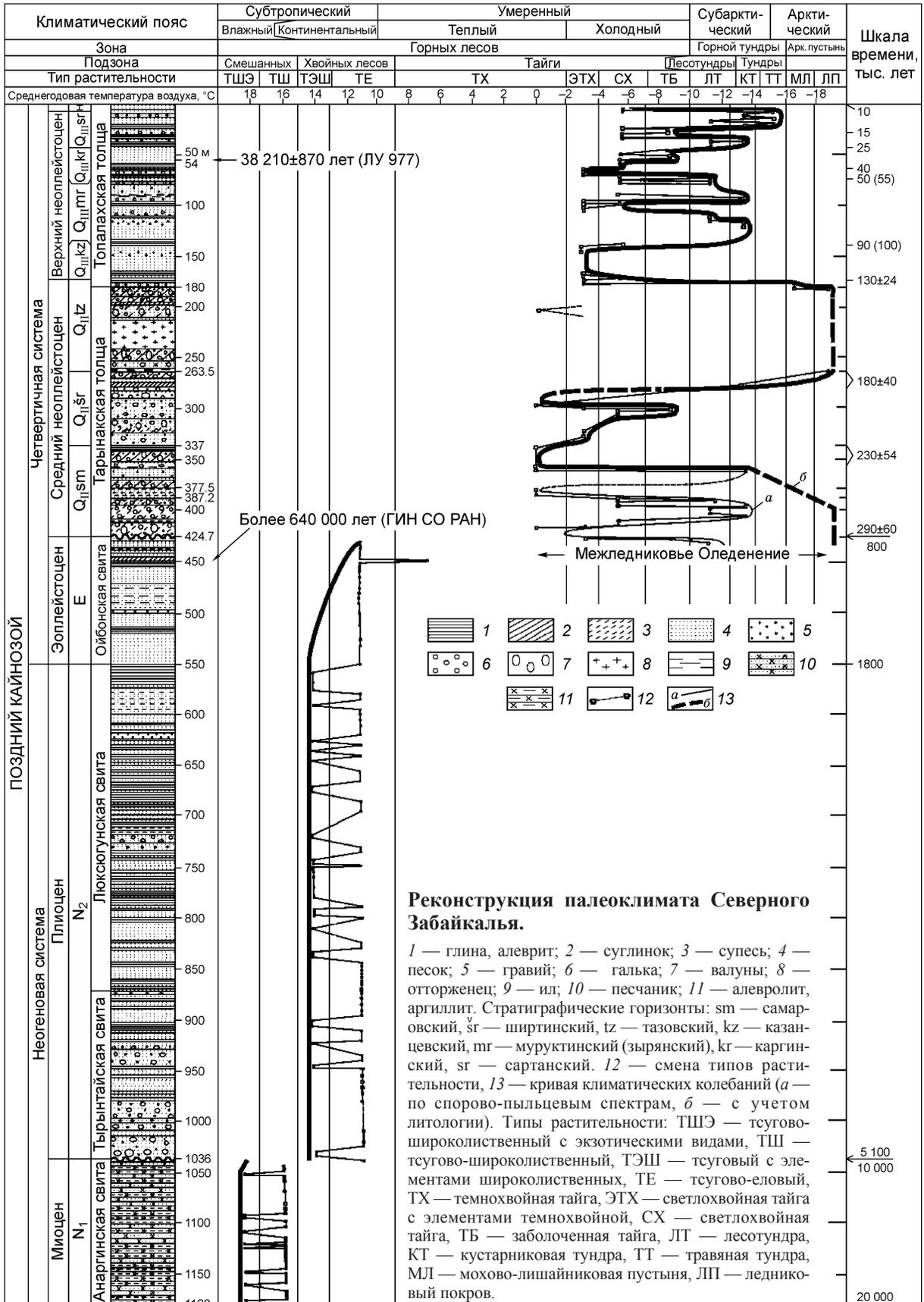
На климатической кривой, составленной по скв. № 126, голоценовый (Н) „всплеск“ получен в результате иллювиального заражения современной пылью и спорами отложений кровли сартанского горизонта. В многочисленных скважинах и обнажениях послеледниковых образований Чарской впадины выделяются спектры, указывающие на климатическую обстановку, близкую к обстановке в каргинское межледниковье. В комплексах доминируют сосна лесная, кедровый стланик, осоки, вересковые. Субдоминанты — лиственница, березы, кустарниковые березки, ольховник, белый мох. Сопутствующие — ива, сложноцветные, разнотравье, плауны. Единично — ель, ольха. Тип растительности — лесной горно-таежный.

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

В основу реконструкции палеоклиматической кривой положена многолетняя среднегодовая температура воздуха, характерная для горных районов современных климатических поясов — субтропического на юге и арктического на севере евроазиатского континента. Последовательное изменение от +18 до -18 °С определило горизонтальную развертку кривой климатических изменений (рисунок). С учетом среднемесячных температур наиболее теплого (июль) и наиболее холодного (январь) месяцев, и на примере природных условий современных географических аналогов на оси абсцисс определены рубежи палеоклиматических поясов, зон, подзон и типов господствующей растительности, определившие структуру матрицы графика [Волкова, 1977; Еникеев, Потемкина, 1999].

Результаты спорово-пыльцевого анализа дают картину последовательного изменения дендрофлоры, связанного как с нарастающим похолоданием в неогене и эоплейстоцене, так и с существенным перераспределением родов и видов в фитоценозе, в связи с резкими климатическими колебаниями в неоплейстоцене Сибири [Архипов, Волкова, 1995]. Выделены 11 типов растительности, несущие яркие признаки климатических особенностей своего времени. В определении типов растительности заложен не только классический принцип ранжирования по доминантам и субдоминантам, но и анализ родов и видов, которые в большей степени несут в себе информацию об условиях среды обитания. Речь идет о флоре, наиболее чувствительной к экологическим изменениям. Например, в зоне горных лесов выделены подзоны смешанных и хвойных лесов по тсуге. В настоящее время самые северные границы ареала тсуги на северо-американском континенте проходят в умеренно-теплом поясе в непосредственной близости от северных окраин субтропического пояса приблизительно по нулевой изотерме среднеянварской температуры воздуха [Жизнь..., 1978; Фукарек и др., 1982]. В пределах тсуговых лесов выделена подзона смешанных лесов, где тип растительности, несмотря на доминирующую роль разнообразных елей и сосен, характеризуется как тсугово-широколиственный с элементами экзотических форм (ТШЭ). Здесь в условиях уже существовавшей вертикальной поясности в распределении растительности, определяющими для расшифровки климата являются именно экзотические термофильные формы, как для Черноморского побережья те же таксодиевые, магнолии, сумахи [Костин, Покровская, 1961].

Таким образом, в нижней части графика выделенные типы растительности отображают постепенное вымирание экзотических, теплолюбивых, широколиственных и хвойных форм при движении снизу вверх по разрезу. Поэтому характеризующая палеоклиматические условия кривая описывает линию смены



типов растительности с левой „теплой“ стороны, так как вопросы заражения неогеновых отложений пылью и спорами здесь не столь актуальны. И темп седиментации осадков невысок, и смена растительности в пределах стратиграфических подразделений неогена весьма незначительна. В правой (верхней) части графика типы растительности выделены по доминантам и субдоминантам и достаточно объективно отражают палеоклиматическую ситуацию. В Сибирском регионе южная граница развития многолетнемерзлых пород в общем совпадает со среднегодовой изотермой $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. С этой же изотермой совмещается граница раздела подзоны горной тайги на темнохвойную и светлохвойную части. Вместе с тем резкая континентальность, широкое развитие мерзлых пород и усугубление суровости климата в неоплейстоцене позволили по присутствию ели светлохвойную тайгу расчленить на несколько подразделений. Здесь ель выступает как индикатор таликов в криолитозоне. В данном случае, чем больше в спектре пыли ели, тем менее суровы мерзлотные условия грунтов, больше талых участков и наоборот. В настоящее время в Чарской впадине, да и на всем севере Забайкалья еловые урочища наиболее развиты на участках подрусловых таликов с мощной разгрузкой подземных вод, в конечном итоге составляя ничтожную долю в современном фитоценозе. Экологическая ниша ели при переходе от умеренно теплой зоны к умеренно холодной сужается, а в районах развития многолетнемерзлых пород становится очень узкой и, естественно, более информативной.

Зона перехода от умеренно холодного климата к субарктическому отмечается увеличивающимся разрежением светлохвойной, преимущественно лиственничной, тайги до заболоченного редкостойного леса. Дальнейшее угнетение древесной растительности приводит к формированию лесотундровых и тундровых ландшафтов [Волкова, 1977]. Развитие травянистой тундры или мохово-лишайниковой арктической пустыни (бриевые мхи) отвечает наиболее суровым климатическим условиям ледниковья и приледниковья в неоплейстоцене. Участки разреза, сложенные донной мореной, идентифицируются с ледниковым покровом (ЛП), выделенным в строке „климатическая зона“.

Очевидно, что во всех случаях переотложенные пыльца и споры смещают спорово-пыльцевые комплексы в „теплую“ сторону. Во время формирования четвертичных отложений происходила неоднократная смена растительности за счет перераспределения родов и видов внутри фитоценозов, и отличить заносную пыльцу не представляется возможным. В это же время ледниковые „возмущения“ коснулись мощной толщи доледниковых и межледниковых отложений, что также привело к интенсивному заражению как морен, так и перигляциальных осадков чуждыми микрофоссилиями. По этой причине в верхней своей части кривая, характеризующая изменение среднегодовых температур воздуха, описывает линию смены типов растительности с правой „холодной“ стороны и частично исключает „отепляющий“ эффект заражения.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА БЛИЖАЙШЕЕ БУДУЩЕЕ

В крупных климатических циклах, обусловленных чередованием эпох потеплений и похолоданий, намечается определенная закономерность. В частности, продолжительность ширтинского межледниковья была около 50 тыс. лет, казанцевского — 30—40, каргинского — 25—30 тыс. лет. Если сохранится такая тенденция, то продолжительность современного послеледниковья (голоцен) окажется около 25 тыс. лет. Приблизительно с такими же темпами сокращаются периоды оледенений. Причин, могущих кардинально изменить климатическую „фибрилляцию“, а это дрейф континентов или горообразовательные движения земной коры, ожидать не приходится. Эпохи активизации эндогенных процессов охватывают десятки, и даже сотни миллионов лет. На этом фоне 50, 100 и даже 200 тыс. лет являются весьма краткими хронологическими интервалами, в течение которых не проявятся и тысячные доли амплитуд неотектонических движений. Согласно продолжительности голоцена (10 тыс. лет), почти половина послеледниковья уже прошла. Можно ожидать глобального потепления в последующие 2—2.5 тыс. лет, а затем климатический тренд будет ориентирован в сторону похолодания и как результат — очередное оледенение.

Однако на крупные климатические циклы накладываются более мелкие фазы, соизмеримые со стадиями оледенений, а также эпизоды потеплений и похолоданий внутри межледниковий, таких как климатический оптимум (5.0—8.0 тыс. лет назад) и малая ледниковая эпоха в историческое время (XVI—XIX вв. н.э.). Естественно, что эти и более мелкие климатические ритмы при наложении могут сказаться как в сторону дополнительного потепления, так и относительного похолодания.

Массовые определения абсолютного возраста, особенно широко используемые при исследованиях археологических объектов юга Забайкалья [Базаров и др., 1982], способствовали датированию рубежей не только оледенений и межледниковий, но и фазовых (среднепериодных) колебаний климата, усложняющих эти крупные ритмы. Продолжительность фаз составляет в среднем 5.0 тыс. лет (таблица).

Достаточно ритмичный характер их повторяемости несколько нарушается в нижней части таблицы (наиболее древние фазы). Однако это связано, скорее всего, со сложностью получения более точных дат на пределе радиоуглеродного метода определения возраста (40—50 тыс. лет). Обращает на себя внимание,

Продолжительность крупных ритмов и фазовых колебаний климата в позднем неоплейстоцене—голоцене

Климатостратиграфическое подразделение			Время, тыс. лет назад	Продолжительность, тыс. лет		Древние поселения юга Забайкалья
				период	фаза	
Голоцен	Верхний	Субатлантический	2.2—0	10.0	5.0	Исторический этап Студеное-1 (гор. 1—3); Читкан, Фомичево, Кандабаево и Куналей (гор. 1); Черемушки (гор. 1, 2)
		Суббореальный	5.0—2.2			
		Атлантический (оптимум)	8.0—5.0		5.0	
	Нижний	Бореальный	10.0—8.0		Студеное-1 (гор. 10—12)	
Верхний неоплейстоцен	Сартанское оледенение	Норильская стадия	10.8—10.0	15.0	5.0	Студеное-1 (гор. 13/1, 13/2), Куналей (гор. 2) Ошурково (гор. 3, 4), Фомичево (гор. 2), Читкан (гор. 2), Черемушки (гор. 3), Студеное-1 (гор. 14—19), Куналей (гор. 3), Санный Мыс (гор. 3)
		Таймырское потепление	12.0—10.8			
		Похолодание	12.2—12.0			
		Кокоревское потепление	15.0—12.2			
		Главные стадии (гыданско-ньяпанская)	20.0—15.0		5.0	
	25—20.0		5.0	Санный Мыс (гор. 6, 7)		
	Каргинское межледниковье	Липовско-новоселовское потепление	30.0—25.0	25 (30)	5.0	—
		Конощельское похолодание	33.0—30.0		3.0	Варварина Гора
		Оптимум (малохетское потепление)	43—33.0		10.0	Толбага, Мельничное (гор. 2), Береговое
		Похолодание	50—43		7.0	—

Примечание. Таблица составлена Ф.И. Еникеевым с использованием материалов М.В. Константинова и Д.-Д.Б. Базарова [Базаров и др., 1982].

что от начала каргинского межледниковья до конощельского похолодания на три фазы приходится 20 тыс. лет. Возможно, при дальнейшем уточнении количества фаз и дат выявленных рубежей продолжительность каждой фазы будет соизмерима со временем в 5 тыс. лет.

На климатической кривой скв. № 126 фазовые ритмы проявились отчетливо, но не все. Это связано с тем, что значительное количество проб оказались „немыми“. Такое явление, как „немые“ толщи, характерно для отложений неоплейстоцена Забайкалья. Несмотря на частый отбор проб в некоторых интервалах мощностью в десятки метров, соответствующих оледенениям или эпохам похолоданий, получены только 2—4 полноценных спорово-пыльцевых спектра. Тем не менее такие характерные фазы, как кокоревское потепление (15.0—12.2 тыс. лет назад) в сартанское оледенение и Малохетский оптимум в каргинское межледниковье (43—33 тыс. лет назад) выразились весьма отчетливо. Причем в кокоревское время среднегодовая температура воздуха, согласно климатической кривой, составляла -9°C , что на три градуса ниже современной в Чарской впадине. А по характеру кривой смены растительности среднегодовая температура могла совпадать с современной (см. рисунок). Во время малохетского потепления каргинского межледниковья среднегодовая температура составляла -3°C , что на три градуса выше современной.

Анализ характера фазовых колебаний климата Южного Забайкалья показывает, что последняя суббореально-субатлантическая фаза голоцена (5—0 тыс. лет) завершается (см. таблицу). В дальнейшем должна начаться очередная фаза похолодания. Наложение предстоящего фазового похолодания на финал потепления более крупного климатического ритма (последледниковье), вероятно, снизит темпы нарастания среднегодовых температур в предстоящие 2—2.5 тыс. лет.

В природе существуют и короткопериодные климатические ритмы: обусловленные солнечной активностью (11- и 22-летние); 60-летние, приводящие в Забайкалье к колебаниям уровня Торейских озер

(вплоть до полного их высыхания); 500-летние, вызвавшие разрастание ледников Альп и замерзание каналов в Голландии (малая ледниковая эпоха). Имеются природные ритмы, связанные с орбитальными особенностями Солнечной системы, со спецификой теплообмена атмосферы и гидросферы, воздействующими на поведение океанических течений, которые, в свою очередь, оказывают влияние на распределение среднегодовых температур в различных широтных поясах и т. д. Наиболее важные из установленных среднепериодных колебаний климата, видимо, определяли глобальные понижения температуры, происходившие, по нашим данным, примерно каждые 5000 лет (см. таблицу), а также 2500 лет, по данным ученых Великобритании и США [Джон и др., 1982].

Оценка взаимодействия природных ритмов разного ранга представляет собой сложную задачу. В будущем возможный учет эффекта их наложений значительно повысит точность прогноза, как на далекую перспективу, так и на ближайшее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несомненно, что на фоне разномасштабных естественно-природных климатических колебаний современное глобальное потепление носит частный характер, но приводит и будет приводить к катастрофическим (с позиции человечества) явлениям. Это связано с организацией социума, адаптированного к современному состоянию климата, т. е. без учета обязательного его изменения в историческое время. Ясно, что даже незначительные флуктуации уровня Мирового океана и внутриконтинентальных морей, обусловленные климатическими факторами, затронут существенные „пласты“ человеческого общежития.

В настоящее время, особенно в последние 30—40 лет, активно рассматриваются проблемы, связанные с техногенным влиянием человека на современный климат — выделение тепла в атмосферу в результате сжигания углеводородного сырья, возникновение „парникового“ эффекта за счет выброса в атмосферу CO_2 и CO , воздействие на озоновый слой атмосферы, уничтожение лесов, развитие пустынь в результате мощнейшей сельскохозяйственной нагрузки (пахота, выпасы скота), перемещения огромных масс горных пород и т. д. При этом высказываются мнения широкого спектра — от абсолютного воздействия на климатическую ситуацию промышленных выбросов до практически полного отрицания такового. Вероятно, вначале необходимо выяснить не только ритмику климатических колебаний, но и точные причины их вызывающие. Ведь фактически интенсивное промышленное производство развилось только последние 100 лет, тогда как колебания среднегодовых температур второй половины неоплейстоцена достигали 8—10 °С в ту или иную сторону без всякого влияния человеческой деятельности. Не исключено, что техногенез оказывает воздействие или в будущем скажется только на самые короткопериодные естественно-природные ритмы.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995, 105 с.

Базаров Д.-Д.Б., Константинов М.В., Иметхенов А.Б., Базарова Л.Д., Савинова В.В. Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1982, 164 с.

Безрукова Е.В., Летунова П.П. Высокора разрешающая запись палеоклиматов Восточной Сибири для раннего и среднего плейстоцена по материалам палинологического исследования Байкальских осадков (глубоководная скв. BDP-96-1) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 98—107.

Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (5), с. 739—749.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М., Наука, 1977, 240 с.

Джон Б., Дербишер Э., Янг Г., Фейрбридж Р., Эндрюс Дж. Зимы нашей планеты. М., Мир, 1982, 336 с.

Еникеев Ф.И., Потемкина В.И. Поздний кайнозой Чарской впадины // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М., ИГиРГИ, 1999, с. 105—112.

Жизнь растений. М., Просвещение, 1978, т. 4, 448 с.

Костин С.И., Покровская Т.В. Климатология. Л., Гидрометеиздат, 1961, 485 с.

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 72—101.

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, ХГГП, 1994, 124 с.

Фукарек Ф., Мюллер Г., Шустер Р. Растительный мир Земли. М., Мир, 1982, т. I, 136 с.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2007 г.
А.В. Каныгиным*

*Поступила в редакцию 22 мая 2007 г.,
после доработки — 15 октября 2007 г.*