

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ АРХЕОЛОГИИ И ЭТНОГРАФИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА
ИНСТИТУТ ЛЕСА им. В.Н. СУКАЧЕВА
ЛИМНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИНСТИТУТ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ В СИБИРИ

Ответственный редактор
академик А.П. Деревянко



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

2008

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
117000, НОВОСИБИРСК, ПЛОЩАДЬ АКАДЕМИКА ЛОМОНОСОВА, 17

УДК 551
ББК 26.323
Г54

Редакционная коллегия серии:

академик В. М. Титов (главный редактор),
академик Ю.И. Шокин, член-корреспондент РАН В.И. Евсиков,
член-корреспондент РАН В.Н. Опарин, член-корреспондент РАН В.А. Ламин,
кандидат геолого-минералогических наук В.Д. Ермиков (ответственный секретарь)

Серия основана в 2003 г.

Г54 **Глобальные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири** / отв. ред. А.П. Деревянко; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т археол. и этногр. [и др.] – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 511 с. – (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 16).

В монографии отражены основные результаты исследования изменения климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири, полученные специалистами естественных и гуманитарных наук в ходе выполнения Интеграционной программы СО РАН. На основании материалов из датированных озерных и континентальных толщ, в том числе донных осадков оз. Байкал, данных геотермического изучения скважин и выявленных древесно-кольцевых хронологий установлены региональные последовательности природно-климатических ситуаций в позднем кайнозое Северной Азии. Особое внимание уделено глобальным изменениям климата. Показана корреляция климатических событий с геодинамической эволюцией Земли.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами палеоклиматологии, геологии, хронологии, палеогеографии, палеоэкологии, археологии, экологии и охраны окружающей среды.

Утверждено к печати

Ученым советом Института археологии и этнографии СО РАН

Рецензенты:

доктора исторических наук *А.Н. Зенин, В.П. Мыльников*
доктор биологических наук *И.Н. Феденева*

Монография подготовлена в рамках интеграционного проекта СО РАН № 121
«Хронология и периодичность глобальных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири и их воздействие на развитие человека»

Авторы:

А.П. Деревянко, М.И. Кузьмин, Е.А. Ваганов, В.С. Зыкин, Е.Л. Гольдберг, И.А. Калугин, А.Д. Дучков, М.А. Грачев, Е.Б. Карабанов, В.С. Зыкина, М.В. Шуньков, С.Г. Шиятов, Д.Ю. Демежко, Е.В. Безрукова, Л.А. Орлова, С.В. Маркин, Л.И. Агафонов, М.А. Федорин, В.Т. Балобаев, А.А. Бычинский, А.А. Прокопенко, В.А. Кравчинский, В.Ф. Гелетий, Э.П. Солотчина, Г.К. Хурсевич, А.В. Горегляд, М.А. Крайнов, С.Г. Андреев, Г.С. Высоцкая, М.М. Наурызбаев, Л.Ф. Ноженкова, А.Н. Николаев, А.Ю. Сурков, О.В. Сидоров, В.В. Шишов, Р.М. Хантемиров, В.С. Мазепа, А.В. Дарьин, К.В. Золотарев, С.С. Воробьева, Л.Г. Смолянинова, И.В. Голованова, Р.П. Дорофеева

ISBN 978-5-7692-0873-7 (вып. 16)

ISBN 978-5-7692-0669-6

© Коллектив авторов, 2008

© Институт археологии и этнографии СО РАН, 2008

© Институт геологии и минералогии СО РАН, 2008

© Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 2008

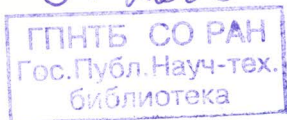
© Институт геохимии СО РАН, 2008

© Институт леса, 2008

© Лимнологический институт СО РАН, 2008

© Институт вычислительного моделирования СО РАН, 2008

© Оформление. Издательство СО РАН, 2008



Л 43
Г 547

ГЛАВА 6

Высокоразрешающая хронология осадконакопления в Телецком озере за последние 800 лет – отклик на климатически обусловленные вариации твердого притока

Телецкое озеро – единственный глубокий (330 м) водоем на юге Западной Сибири, имеющий современные осадки достаточно большой мощности – до 40 м (сейсмический слой 4 [Селезнев и др., 1995]). Вода заполнила узкую тектоническую депрессию, возникшую на месте локального раздвига на границе Западно-Саянского и Алтайского блоков континентальной литосферы. Аллювиально-озерные отложения террасы Беле на юго-восточном берегу озера находятся выше его уровня и имеют возраст $27\ 060 \pm 850$ лет, указывая самую нижнюю границу осадконакопления в современном бассейне [Физико-географическая и геологическая характеристика..., 2001]. В данной работе приводятся сведения о связи терригенного осадкообразования в Телецком озере с климатом умеренного гумидного типа. В результате исследования получена детальная реконструкция (с шагом 1 год) регионального климата, которая впервые для Центральной Азии выведена из осадочной записи. Систематическое изучение донных осадков для реконструкций палеоклимата было начато в 1995 г., в нем принимали участие специалисты разных направлений [Там же]*.

6.1. ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО ОСАДОЧНОГО ОТКЛИКА НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Расшифровка палеоклиматических летописей в соответствии с требованиями международных координационных программ предусматривает детальный анализ событий последних 2000 лет с шагом 1 год – один сезон. Данная проблема решается главным образом дендрохронологическими методами, анализом ледовых кернов, кораллов и сталактитов. Для Сибирского региона в качестве базового объекта рассмотрены донные осадки Телецкого озера, для которого была показана возможность построения детальных хронологий [Goldberg et al., 2001].

Высокоразрешающий отклик терригенных озерных осадков на изменения климата извлекается из анализа временных рядов, при этом получение исходных

*И.А. Калугиным даны сведения о составе осадков, режиме осадконакопления и связи его с локальным климатом озера, он же совместно с А.В. Дарьиным проводил отбор проб; анализ элементного состава осадков выполнен Е.Л. Гольдбергом, М.А. Федориным, К.В. Золотаревым; подсчет диатомовых сделан С.С. Воробьевой; анализ временных рядов индикаторов и метеоданных, а также реконструкция температуры и влажности осуществлены Е.Л. Гольдбергом, М.А. Федориным, Л.Г. Смоляниновой.

данных имеет свои особенности. Из требования высокого разрешения, в первую очередь, вытекает малый шаг инструментального опробования. Как показал опыт [Research protocols..., 1994], массовые измерения влажного керна с шагом от 0,2 мм доступны при неразрушающих образцах методами – рентгеновском (определение содержания элементов, плотности) и гамма-плотнометрии. Извлечение мелких проб с шагом 2 мм возможно для определения содержания органического вещества, для диатомового и гранулометрического анализов. Другие анализы, связанные с отбором проб и резкой керна, либо весьма трудоемки и не являются массовыми, либо требуют более крупных навесок, соответствующих интервалам 5 мм и более, в результате чего не достигается нужное временное разрешение.

Наряду с традиционными минералого-геохимическими методами диагностики и выборочного исследования пород и минералов главных типов нами был взят за основу высокопроизводительный энергодисперсионный рентгено-флюоресцентный анализ на синхротронном излучении (РФАСИ) в режиме непрерывного сканирования исходного влажного керна на станции «Байкал» в Институте ядерной физики СО РАН [Zolotarev et al., 2001; Золотарев и др., 2002; Goldberg et al., 2001, 2002]. При сканировании кювета с осадком, вырезанная вдоль оси керна, перемещалась под пучком синхротронного излучения. Вертикальная апертура пучка составляла 1,09 мм, шаг сканирования 1 мм. Таким образом регистрировались «непрерывные» ряды первичных данных РФАСИ по глубине керна. Расчет массовых концентраций химических элементов во влажном осадке по этим данным проведен методом фундаментальных параметров с калибровкой по внешнему стандарту [Бахтиаров, 1985]. Далее использованы величины содержания элементов в расчете на массу сухого осадка.

Терригенные осадки. Известно, что для глинисто-алевритовых илов глубоководных озер максимальная средняя скорость накопления обычно не превышает первых миллиметров за год [MacDonald et al., 1993; Robbins, Edgington, 1975], хотя минимальные могут быть весьма малы, например, 0,03 мм/год на подводном хребте в оз. Байкал [Грачев и др., 1997; Позднекайнозойская палеоклиматическая запись..., 2000]. Тонкообломочные илы накапливаются в глубоководных озерах на гидродинамически наиболее спокойных участках, и, как считается, это происходит достаточно равномерно для того, чтобы проследивать по ним непрерывный климатический отклик.

Осадки с существенной примесью песка представляются неблагоприятными для анализа. В озерных водоемах песчаные прослои образуются обычно импульсно, из временных подводных потоков, и приурочены к дельтам и конусам выноса с относительно нестабильными фациальными условиями. Мощность одноактных прослоев, как правило, не отражает длительности накопления, и поэтому присутствие песка в разрезах глинисто-алевритовых осадков сильно осложняет создание непрерывных рядов на равномерной временной шкале. Соответственно, теряет смысл малый шаг опробования песков порядка 1 мм.

Постседиментационные изменения. С глубиной и со временем первичные осадки уплотняются, дегазируются, теряют влагу, частично перекристаллизуются. Химические реакции раннего диагенеза, протекающие с участием бактерий, существенно изменяют первичное распределение жидких, органических и минеральных составляющих. Известными примерами син- и постседиментационных изме-

нений являются формирование сульфидных агрегатов и прослоев в обстановке «сероводородного заражения», появление железо- и железомарганцевоокислых прослоев, корок и конкреций в приповерхностной окисленной зоне осадка, растворение скелетов диатомовых водорослей, карбонатизация органического вещества. При этих процессах в пресноводных озерных отложениях изменяются содержания и формы нахождения водорода, углерода, азота, кислорода, фосфора, серы, галогенов и элементов переменной валентности – марганца, железа, мышьяка, урана. Наиболее подвижной фазой является поровая вода и растворенные в ней компоненты. Следующий нестабильный компонент – органическое вещество, которое быстро видоизменяется вплоть до полного исчезновения и замещения аутигенными минералами, например, при карбонатизации. Более консервативны обломочные алевритовые и глинистые частицы; соответственно, содержания составляющих их элементов, таких как Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, K, не претерпевают изменений в раннем диагенезе [Mackereth, 1966; Engstrom, Wright (Jr), 1984; Япаскурт, 1999].

Следует, очевидно, признать, что распределение в осадках подвижных компонентов может прямо отражать климатические обстановки лишь в определенных временных рамках «периодов трансформации». Прямой отклик подразумевает количественную связь твердого притока в озеро с параметрами климата. Состав «современного» твердого притока выводится из состава либо придонного полужидкого слоя, либо тонкообломочной фракции из русловых осадков притоков. После диагенетической трансформации (в глубине осадочной колонки) распределение подвижных компонентов в осадке может отличаться от первичного вследствие растворения их на одних участках, переноса и осаждения – на других при фильтрации и диффузии поровой жидкости. В то же время диагенез в ряде случаев усиливает контрастность первичных неоднородностей осадка, например, при окислении органических веществ и замещении их карбонатом или при бактериальной сульфатредукции с образованием сульфидов. Тем самым климатический отклик в осадке усиливается, хотя уже является косвенным, так как корреляция диагенетических (вторичных) свойств осадка с климатом становится более опосредованной. Таким образом, возраст и глубина захоронения осадка накладывают ограничения на климатическое разрешение осадочного отклика, что необходимо учитывать при реконструкциях, поэтому обязательна количественная оценка этих ограничений.

6.2. ВОДНОЕ ПИТАНИЕ И ТВЕРДЫЙ ПРИТОК

Более половины (66 %) общего притока воды поступает в южную оконечность озера с р. Чульшман. Основной весенне-летний паводок обеспечивает разность максимального и минимального уровней Телецкого озера за год около 3 м, максимум до 6 м. Водосбор реки достаточно обширный и удален от озера, поэтому оттуда в бассейн приносится обломочный материал усредненного гранодиоритового состава. Над озером на 1,5–2,0 км возвышаются горные хребты, с которых стекают небольшие реки, питаемые тающими снежниками и летними дождями, и сходят снежные лавины. Этот более близкий второстепенный приток происходит в нерегулярном паводковом режиме и по сумме водотоков, впадающих в меридиональную часть озера, составляет около 15–20 % от общего. Соответственно, для точки пробоотбора в северной котловине доля фонового притока повышается до

77–81 %. Боковые притоки дренируют ареал метаморфических зеленых сланцев. Отсюда в глубокие впадины северной котловины сносятся обломочный материал матабазитового состава, причем нередко не только глинистой, но и алевритовой, а изредка и песчаной размерности. Поступление растительных остатков в озеро связано с паводками, когда поверхность озера буквально замусорена хвоей, листьями, веточками и др.

Динамика осадконакопления в течение года рассмотрена нами для наиболее глубокой (320 м) северной котловины в меридиональной части Телецкого озера, где находятся опорные разрезы. В связи с этим ниже при балансовых оценках исключается вклад боковых притоков, впадающих в широтную часть озера.

Привнос обломочного материала и осаждение более крупных фракций, в первую очередь, определяется паводками. Главная масса терригенной взвеси (до 80 %) приносится с весенне-летним паводком сначала в южную оконечность озера рекой Чулышман (рис. 6.1). Продвигаясь к северной котловине вдоль восточного берега на 35–45 км, мутная вода теряет песчаную и алевритовую фракции по пути следования, и только наиболее тонкая глинистая фракция достигает конечного бассейна накопления. Тонкий ил осажается в котловине при участии нисходящих потоков вдоль термоклина, имеющего вертикальную продольную ориентировку, и донных течений. Больше взвеси осажается у правого берега, что подтверждается возрастанием скорости осадконакопления.

Известно [Селегей В.В., Селегей Т.В., 1978], что снеговое питание озера составляет 55–60 % от среднегодового. С августа по апрель, или почти восемь месяцев, отмечается наибольшая прозрачность воды, в этот период происходит накопление тонких глинистых (менее 2 мкм) и органических частиц, время оседания которых в столбе воды 200 м оценивается по формуле Стокса до 12 месяцев.

Ледостав на северной акватории совпадает с периодом низкой годовой влажности (менее 450 мм) и пониженного уровня озера (среднегодовой – менее 150–180 см). Температура не превышает среднего многолетнего значения более чем на 1,0–1,5 °С. И наоборот, в безледные периоды уровень озера более 200 см и влажность более 450 мм. Надо иметь в виду также, что среднемноголетнее количество атмосферных осадков в районе северной котловины (900 мм) заметно выше, чем на юге озера (600 мм) и на основном водосборе.

Влажные ветры имеют преимущественное направление с севера на юг («низовки»), а сухие – с юга на север («верховки»). В засушливые, в том числе малоснежные, периоды увеличивается ветровой привнос пылеватого материала с юга, из долины Чулышмана с «верховками» [Физико-географическая и геологическая характеристика..., 2001].

Состав осадков. Современные донные осадки Телецкого озера представляют собой достаточно однородную последовательность терригенного алевритоглинистого материала. Они не содержат карбонатов, количество органического вещества и аморфного кремнезема в них также невелико [Калугин и др., 1998]. Радиоуглеродное датирование керн (скв. 96-14) на двух уровнях дает близкие оценки скорости на интервалах 0–50 и 50–90 см [Калугин, 2001], подтверждая тем самым равномерный характер осадконакопления.

Обломочная часть мелкопесчаной и алевритовой размерности представлена остроугольными неокатанными частицами пород, что указывает на ближний источ-

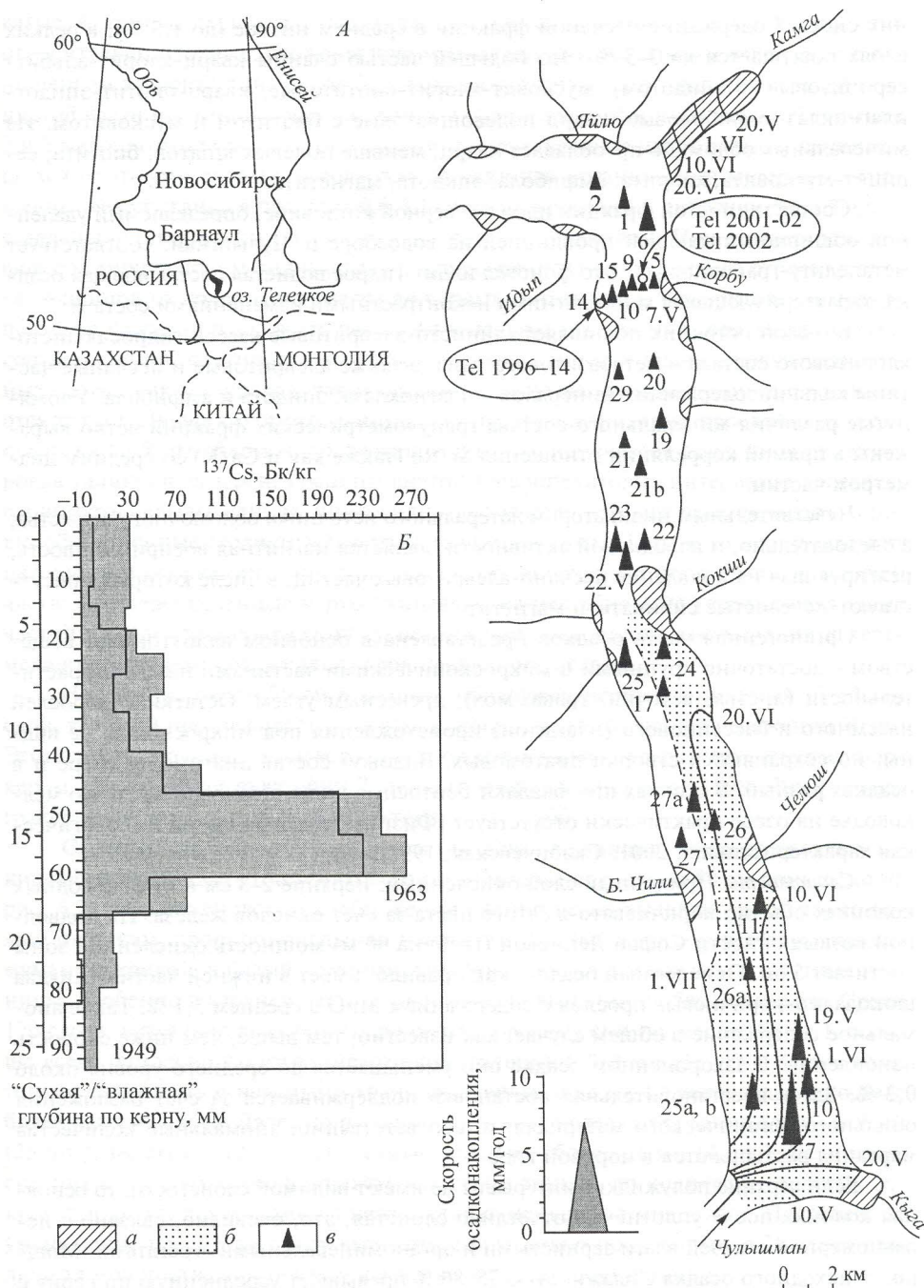


Рис. 6.1. Расположение станций опробования на ^{137}Cs и зон распространения паводковых вод на Телецком озере.

А – географическое местоположение озера; Б – распределение содержания ^{137}Cs в верхних слоях колонки Tel 2002.

а – паводковые воды малых притоков; б – мутные воды р. Чулышман; в – станции опробования. Линиями отмечены границы продвижения мутных вод (с указанием даты).

ник сноса. Содержание песчаной фракции в среднем низкое (до 1,5 %), в редких слоях повышается до 3–5 %. Это большей частью сланцы кварц-хлорит-альбит-серицитовые (с эпидотом), мусковит-хлорит-биотитовые, кварц-биотит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовые, кварц-полевошпатовые с биотитом и мусковитом. Из минеральных обломков преобладает кварц, меньше полевых шпатов, биотита, серицит-мусковита, хлорита, амфибола, эпидота, магнетита.

Состав глинистой фракции илов в северной котловине, определяемый удаленной обширной питающей провинцией на водосборе р. Чулышман, соответствует метапелиту-гранодиориту. Это фоновая иллит-гидрослюдистая составляющая осадка, характеризующаяся многолетними неконтрастными изменениями состава.

Боковой источник поставляет глинисто-алевритовые взвеси гидрослюдисто-хлоритового состава – метабазитового типа, а также алевритовые и песчаные частицы кальцийсодержащих минералов – плагиоклаза, эпидота и амфибола. Упомянутые различия минерального состава гранулометрических фракций четко выражены в прямой корреляции отношения Sr/Rb (также как и Ca/K) со средним диаметром частиц.

Чувствительным индикатором латерального источника обломочного вещества, а следовательно, и паводковой активности, является магнитная восприимчивость, реагирующая на появление песчано-алевритовых частиц, в числе которых присутствуют железистые силикаты и магнетит.

Органогенная часть осадков представлена в основном аллохтонным веществом – достаточно крупными и микроскопическими частицами наземной растительности (листья, веточки, трава, мох), древесным углем. Остатки водорослей наземного и бассейнового (планктон) происхождения под микроскопом не видны, но сохраняются створки диатомовых. Видовой состав диатомей в озере и в осадках разный. В осадках преобладают бентосные виды, несмотря на то что мелководье на озере практически отсутствует [Физико-географическая и геологическая характеристика..., 2001; Скабичевская, 1998].

Слоистость. Придонный слой окисленный. Верхние 2–3 см в глубоководных колонках обычно коричневатого-желтого цвета за счет окислов железа. На подводной возвышенности Софьи Лепневой (глубина 90 м) мощность окисленной зоны достигает 5 см. Окисленный осадок, как правило, имеет в нижней части один-два шоколадно-коричневых прослоя с содержанием MnO в среднем 3,1 %. Такое аномальное содержание в общем случае, как известно, тем выше, чем ниже скорость накопления. В захороненном осадке оно уменьшается до среднего уровня около 0,2 %. Здесь восстановительная обстановка поддерживается за счет разложения обильного органического материала, и, соответственно, аномальные количества марганца растворяются в поровой воде.

Если верхние полужидкие интервалы не имеют видимой слоистости, то основная колонка после уплотнения отчетливо слоистая, это, очевидно, связано с неравномерной отдачей влаги зернистыми и органоминеральными агрегатами. Мощность исходного осадка с влажностью 75–80 % превышает усредненную по керну с влажностью 40–50 % примерно в 2,5 раза.

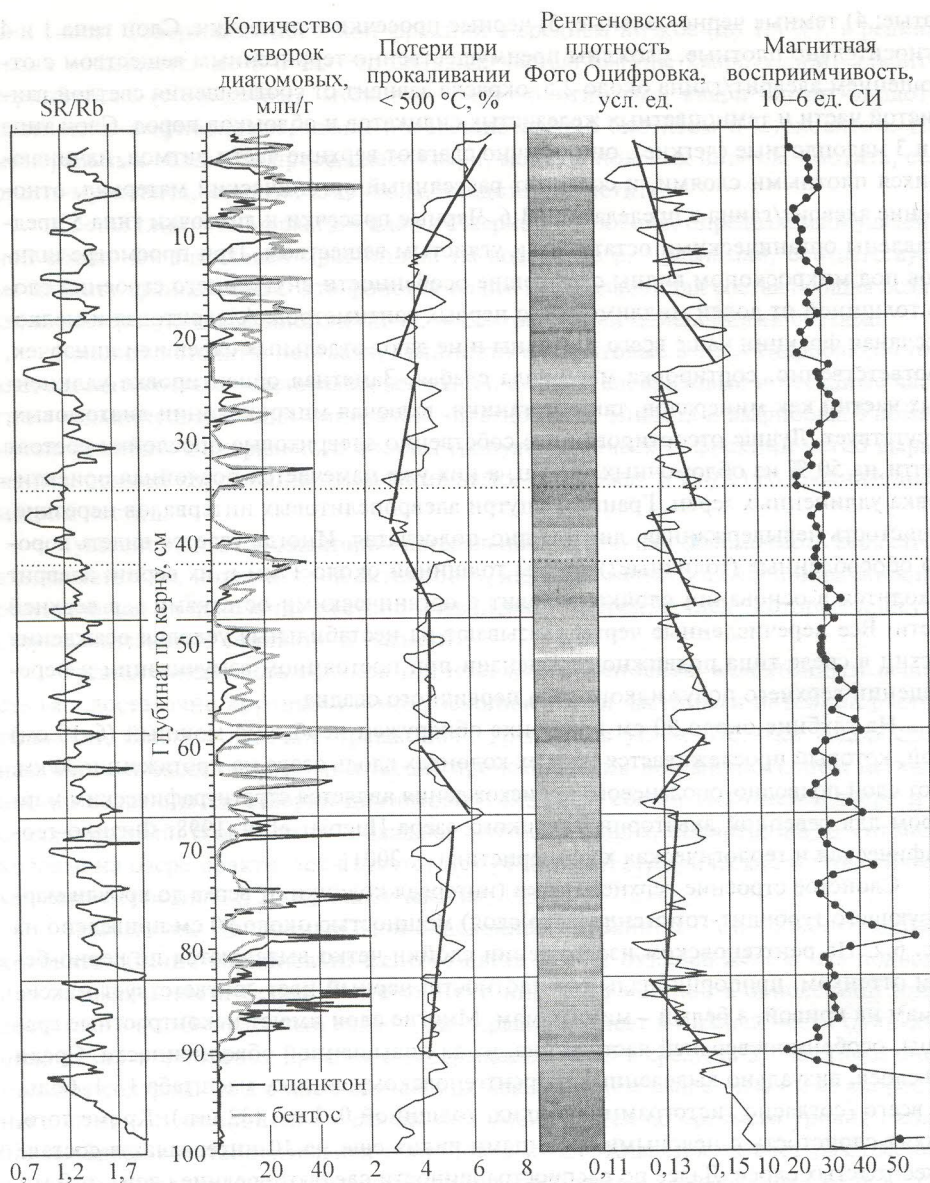
Слоистость осадков запечатлела с разной степенью детальности ритмический режим седиментации. На цветном изображении выделяются: 1) светлые зеленовато-серые слои; 2) светлые зеленовато-бежевые; 3) темные буровато-зелено-

ваты; 4) темные черно-зеленые; 5) черные просечки и линзочки. Слои типа 1 и 4 относительно плотные, сложены преимущественно терригенным веществом с отношением алевроит/глина около 2,5, окраска зависит от соотношения светлой глинистой части и темноцветных железистых силикатов и обломков пород. Слои типа 2 и 3 малоплотные (легкие), они обычно слагают верхние части ритмов, начинающихся плотными слоями, и содержат рассеянный органический материал, отношение алевроит/глина в пределах 0,6–1,6. Черные просечки и линзочки типа 5 представлены органическими остатками и углистым веществом. При просмотре шлифов под микроскопом видны следующие особенности внутреннего строения слоев толщиной от долей миллиметра до первых сантиметров. Алевроитовая и мелкопесчаная фракции чаще всего рассеяны и не дают отдельных слоев или линзочек, соответственно, сортировка материала слабая. Заметная ориентировка удлиненных частиц как минералов, так и органики, включая микроколонии диатомовых, отсутствует. Лучше отсортированные собственно алевроитовые прослойки состоят почти на 50 % из обломочных частиц, в них уже намечается послойная ориентировка удлиненных зерен. Границы внутри алевропелитовых интервалов нерезкие, слоистость невыдержанная, линзовидно-полосчатая. Иногда удается видеть хорошо обособленные (годовые?) ритмы толщиной около 1 мм и их серии: алевроит находится в основании слойка, а пелит с органическими остатками – в верхней части. Все перечисленные черты указывают на нестабильные условия осаждения частиц в среде типа подвижной суспензии при постоянном взмучивании и перемещении верхнего полужидкого слоя первичного осадка.

На глубине около 90 см в колонке обнаружен необычно мощный (6–10 см) слой, который прослеживается на всех колонках вдоль озера на протяжении 30 км. Этот слой подводно-оползневого происхождения является стратиграфическим маркером для северной акватории Телецкого озера [Lignier et al., 1998; Физико-географическая и геологическая характеристика..., 2001].

Слоистое строение верхней пачки (интервал колонки от верха до кровли маркирующего турбидит-гомогенитового слоя) мощностью около 90 см приведено на рис. 6.2. На рентгеновском изображении слойки четко выделяются по черно-белым оттенкам, пропорциональным плотности: черный цвет соответствует максимумам на кривой, а белый – минимумам. Многие слои имеют неконтрастные границы, особенно в верхней части керна, из-за повышенной обводненности. Среди 120 слоев, визуальнo выделенных по рентгеновскому снимку масштаба 1 : 1, больше всего (согласно гистограмме) тонких, толщиной 0–3 мм (32 шт.). Кроме того, тонкая слоистость с неясными границами видна еще на 10 интервалах в составе более толстых слоев. Далее по распространенности следуют средние слои – 6–9 мм (25 шт.), толстые – 12–15 (15) и самые толстые – более 24 мм (4 шт.). Если часть средних и толстых слоев учитывать как серии тонких, то количество толстых сократится до 13, а 3 из самых толстых станут меньше по мощности. Постепенное уменьшение плотности снизу вверх отчетливо видно по фототону в 25 слоях различной мощности, они обычно имеют резкую нижнюю границу.

Толщина единичного слоя в общем случае определяется продолжительностью привноса взвеси (периода мутной воды) во время сезонных и многолетних паводков. Надо полагать, что при многолетнем активном привносе однородного материала толщина слоя соответствует продолжительности этого периода и будет



превышать годовую. Внутреннее строение каждого слоя при одноактном взмучивании контролируется крупностью осаждающихся частиц: из одной порции принесенной суспензии в стоячей воде или при снижении скорости течения и турбулентности сначала осаждаются относительно крупнозернистый, в нашем случае тонкопесчаный и алевритовый материал и крупные органические остатки, затем глинистые частицы и, наконец, тонкий органический детрит. Импульс привноса и турбулентности (взмучивания) обычно сезонный, тогда ритм отвечает одному году. Подобные слои на рентгеновском изображении керна почти не видны, поскольку оно сделано по пластине толщиной 1 см, а годичный слой имеет толщину

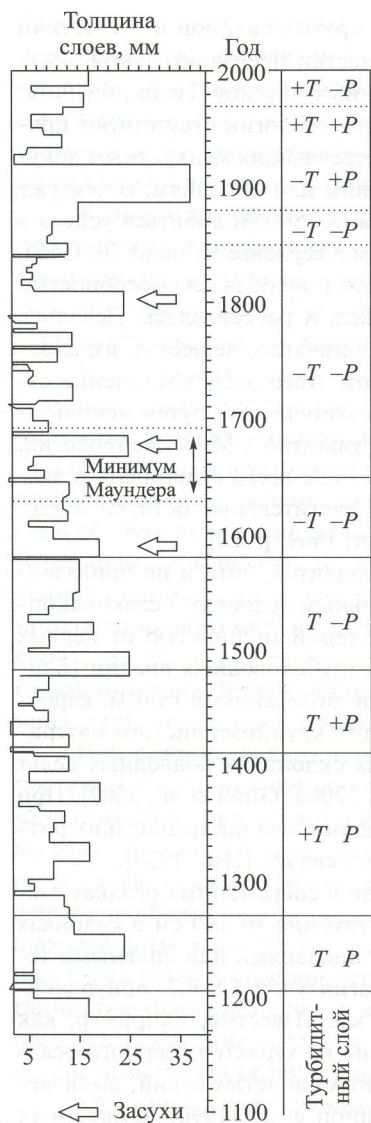


Рис. 6.2. Корреляция свойств осадков по керну Tel 2001-02.

Использована ^{137}Cs временная шкала (см. текст далее). Отношение Sr/Rb и рентгеновская плотность (измеренная как отношение интенсивностей когерентного и некогерентного рассеяния при РФА СИ [см. Дарьин и др., 2003]) опробованы с шагом 1 мм, первичные кривые сглажены скользящей средней по пяти точкам; потеря при прокаливании измерена на отрезках по 5 мм и сглажена скользящей средней по трем точкам. Створки диатомовых подсчитаны на интервалах по 2 мм по керну Tel 1998-01, идентичному керну Tel 2001-02.

T – температура; P – влажность; плюс – повышенная; минус – пониженная.

около 1 мм. Тем не менее они улавливаются при РФАСИ по плотности и отношению Rb/Sr . Анализируя условия формирования годичной слоистости в небольших озерах, К. Дж. Хсю [Hsu, 1989] сделал вывод о прямой зависимости от ледостава: есть ледостав – есть варвы, нет ледостава – варвы не видны.

Указанная последовательность осаднения формируется также за периоды многолетнего затухания придонных течений и турбулентности. В результате в обоих случаях в годичных или многолетних ритмах создается вертикальный градиент плотности в одном слое или их серии. При ускорении течений и усилении турбулентности, наоборот, крупные частицы тяготеют к верхней границе слоя. Однако такие случаи в описываемом разрезе редки. Действительно, за период с 1500 по 2000 г. на измеренной кривой рентгеновской плотности осадка отмечены четыре макроритма, характеризующиеся скачкообразным возрастанием значений (в течение 20–30 лет) и плавным их снижением (в течение 80–200 лет) (см. рис. 6.2).

На подводной возвышенности Софьи Лепневой (80–100 м) средняя скорость накопления несколько ниже бассейновой [Бобров и др., 1999], и еще различие состоит в более четких границах слоистости в глубоководных осадках (во впадинах 250–320 м). Последнее является признаком периодической седиментации при участии придонных течений. Турбидитная природа глубоководных осадков маловероятна, иначе илы здесь должны были бы накапливаться значительно быстрее, чем на изолированной возвышенности. Для турбидитных потоков, в отличие от донных течений, характерна ярко выраженная канализация. Между тем проследивание на больших расстояниях маркирующего слоя, а также корреляция более мелких ритмов по разрезам противоречат гипотезе о существовании узких кана-

лов сноса материала с берега. При наличии очень крутых склонов и отсутствии мелководья в Телецком бассейне не создавались участки предварительной аккумуляции материала для предполагаемых суспензионных потоков. Надо признать, что как и 40 лет тому назад, в современной осадочной геологии отсутствуют прямые описания тонких (первые сантиметры) слоев, отвечающих конкретным документированным событиям, например, землетрясениям или оползням, о чем уже упоминалось в литературе: «Водолазы-аквалангисты не смогли добиться успеха в своих попытках положить начало мутьевым течениям в верховье каньона Ла Иола. Взболтанный в суспензию осадок не набирал скорости и не обладал способностью осуществлять эрозию. Суспензия быстро расходилась и рассеивалась. Делались также другие попытки, с использованием зарядов взрывчатого вещества, взрываемых в вершине каньона, но единственным эффектом этого было увеличение отложения осадка. Дилл попробовал дать начало мутьевому потоку путем использования струи воды, направленной в осадки, но безрезультатно... Морские геологи... установили, что перемещение осадков в каньонах лучше всего сравнивать с ледником. Масса осадка, содержащего песок, камни, растительные остатки и т.д., медленно сползает вниз по каньону» [Van der Ling, 1969, p. 28].

В озерной геологии существуют описания турбидитов, хотя и не привязанные к событиям, но четко соответствующие фаціальным условиям осадконакопления. Например, появление песчаных слоев и их серий мощностью от первых сантиметров до метров в колонках из центральных глубоководных впадин (Байкал, Иссык-Куль и др.) с преобладающими тонкими литофациями глины, карбоната, органики логично увязывается с поставкой этого крупнозернистого материала суспензионными потоками с удаленных крутых склонов и подводных дельт [Sturm, Matter, 1978; Карабанов, 1984; Vologina et al., 2000; Giralt et al., 2002]. При наличии подводных течений в озерах отмечалось формирование нескольких ритмов в седиментационных ловушках в течение летнего сезона [Hsu, 1989].

Тектонический фактор пока не документирован в современных осадках озера, хотя наличие маркирующих песчаных слоев на глубине 80–100 см в колонках указывает на возможность перемещения материала оползнями или сильными течениями. Ближайшее землетрясение с расчетной магнитудой 5,8–6,2, приуроченное к разлому, было в 1771 г. в удалении на 100 км. Известно, например, как сильные тектонические встряски оказывают влияние на характер озерного осадкообразования: они вызывают формирование крупных слоистых серий, выявляемых уже с помощью сейсмопрофилирования [Charpon et al., 1996]. Существует также гипотеза «вытряхивания» крупнозернистой фракции из суспензионного потока, согласно которой каждый слой песка соответствует землетрясению. Эффект новейших толчков 28 сентября 2003 г. в Горном Алтае был проверен в начале 2004 г. На поверхности блока 14 × 14 см, вырезанного ящичным пробоотборником из ненарушенного верхнего слоя осадка, обнаружен тонкий (1–2 мм) слой зеленоватого ила, отсутствовавший прежде во всех подобных пробах. Обычно верхний слой всегда желтый, окисленный, следовательно, зеленый материал, очевидно, был взмучен толчками и принесен донными течениями с подводных склонов.

Связь с климатическими условиями. Придонные течения представляются непосредственным слоеобразующим фактором. Они, в первую очередь, отражают сезонную термическую циркуляцию вод. При вертикальном положении термоклина,

простирающегося параллельно берегам озера, течения способствуют перемещению придонных суспензий по пологому дну от прибрежных зон в центральную котловину под влиянием силы тяжести. Менее ясна связь течений с многолетними колебаниями климата. Это задача дальнейших исследований. В целом, качественная схема формирования наиболее распространенных типов слоев под влиянием климата выглядит следующим образом.

Крайний случай сухого периода: приток слабый, уровень озера низкий, биопродукция на водосборе пониженная. В озеро сносится преимущественно терригенный материал (глина) и мало органических остатков, при этом диатомовые не фиксируются в осадке. Существенную роль может играть ветровой привнос пыли. Слоистость средняя и толстая, неконтрастная.

Если температуры средние или низкие (как в 1974–1977 гг., см. рис. 6.3), то возможно появление годичной слоистости в связи с ледоставом, обеспечивающим застойные условия в придонном слое. Слоистость средней мощности возникает только в периоды продолжающихся из года в год сильных течений и латерального привноса во время редких ливней. При этом границы слоев обусловлены крупностью обломочных частиц либо колебаниями количества темноцветных минералов. В периоды повышенных температур (например, 1980 г.), когда происходит усиленное таяние многолетнего снега на горах, вызывающее поставку дополнительного обломочного материала, за весь указанный интервал формируется один толстый слой или серия слоев с размытыми границами преимущественно алевритоглинистого типа. Ветровой привнос пыли с юга, из аридной зоны долины Чулышмана, дает существенный вклад в формирование толстых слоев.

При режиме средних температур и влажности с водосбора наряду с глиной поступает достаточно органики. Во время ледостава элементарные ритмы осадков имеют толщину около 1 мм и с большой вероятностью отвечают годовому* циклу: весеннее-летний паводок создает алевритоглинистую светлую зону в основании ритма, а наступивший затем осенне-зимний период чистой воды маркируется осаждением наиболее легкой органогенно-глинистой фракции темного цвета, завершающей ритм. В отсутствие ледостава образуются сочетания глинисто-органогенных слоев различной мощности, при этом максимумам влажности соответствуют глинистые (плотные) слои, а максимумам температуры – глинистые с органикой (легкие). Последние содержат повышенное количество остатков диатомовых, что обеспечивается достаточной продуктивностью мелких водоемов в области сноса.

Крайний случай высоких температур и влажности (как в 1960–1963 гг.): возрастает мутность воды, характерны многочисленные локальные паводки и отсутствие ледостава. Донные осадки откликаются повышением скорости накопления и увеличением толщины ритмов за счет бокового привноса. В историческое время эти периоды отмечены также повышением массы захороненных атмосферных радиоактивных выпадений ^{137}Cs и ^{210}Pb вследствие ускорения их сноса с суши [Бобров и др., 1999]. Границы слоев определяются наиболее сильными паводковыми событиями, зачастую маркированными всплесками магнитной восприимчивости. Количество остатков диатомовых, по-видимому, максимальное, причем планктон может преобладать над бентосом.

*Гидрологический год с ноября по октябрь: холодный период ноябрь–март, теплый – апрель–октябрь.

6.3. ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИИ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Cs-датировка для опорного разреза выполнена неоднократно и в последнем варианте интерпретирована с учетом уплотнения осадка [Kalugin et al., 2005]. Мощность сухого слоя будет $H_{\text{сух.}} = H_{\text{влажн.}}(1 - V_{\text{воды}}/V_{\text{влажн.}})$, где V – объем. Пересчет сделан из реального предположения, что объем осадка при погружении сокращается только по вертикальной координате. Пробоотбор по керну проведен с шагом 5 мм. Линейная (мм/год) и массовая (г/см² в год) скорости накопления осадков измерены для верхнего слоя 6 см, на этой отметке находится максимум содержания ¹³⁷Cs, отвечающий наибольшей интенсивности глобальных выпадений, которая отмечена в 1963 г. (см. рис. 6.1, Б). Средняя линейная скорость по вычисленной мощности сухого осадка оценена в 0,431 мм/год, влажного – 1,1092 мм/год (для скважины 2002 г.). Она экстраполирована вниз до маркирующего слоя северной котловины в виде временной шкалы, при глубине кровли маркирующего слоя 880 мм его возраст составляет 790 лет (1210 г.). Ранее [Бобров и др., 1999] этот же интервал оценивался без поправки на уплотнение и был равен 580 годам (1426 г.). Столь существенная разница возникает вследствие того, что уплотнению с уменьшением мощности в 2,5 раза реально подвергаются именно верхние слои, по которым вычисляется линейная скорость. Сделанная поправка фактически уравнила влажность верхних и нижних слоев в осадочной колонке. Независимое подтверждение возраста маркирующего слоя на глубине 96 см получено радиоуглеродным методом. Б. Дикман (Институт полярных исследований им. А. Вегенера, г. Потсдам) произвел анализ ¹⁴C на AMS в г. Киле (Германия) по частичке мха, отмытого из осадка в 2004 г. [Kalugin et al., 2007]. Таким образом была получена дата 865 ± 40 л. н., полностью соответствующая скорректированной возрастной модели.

На равномерную ¹³⁷Cs временную шкалу нанесены ряды главных параметров осадков [Kalugin et al., 2005]. Временная разрешающая способность этих рядов зависит от шага опробования: рентгеновская плотность – 0,3 мм (или 0,33 года), магнитная восприимчивость – 10 мм (11 лет), содержание створок диатомовых – 2 мм (2,22 года), органическое вещество как потери при прокаливании < 500 °С – 5 мм, содержание элементов – 1 мм (1,1 года).

В регионе известны многолетние с 1840 г. инструментальные измерения по ближайшей метеостанции Барнаул, которая находится на равнине в 200 км к северо-западу от Телецкого озера. Имеются также реконструкции летних температур методами дендрохронологии для Горного Алтая с 1560 г. [Овчинников, Ваганов, 1998; Панюшкина, Адаменко, Овчинников, 2000; Воробьев и др., 2002] и Западной Монголии с 1550 г. [Jacoby, D'Arrigo, Davaajatts, 1996]. На диаграмме отклонений годовых температур и атмосферных осадков от среднего многолетнего уровня за 160 лет выделяются характерные интервалы климатических условий в регионе (рис. 6.3, А), например:

- 1) повышенная температура и пониженная влажность на отрезке 1972–1996 гг., благоприятствующие летним засухам;
- 2) повышенные температура и влажность в 1960–1963 гг., обеспечивающие увеличение притока в озеро;
- 3) ниже средней температура и высокая влажность в 1880–1950 гг., способствующие понижению снеговой линии в горах;

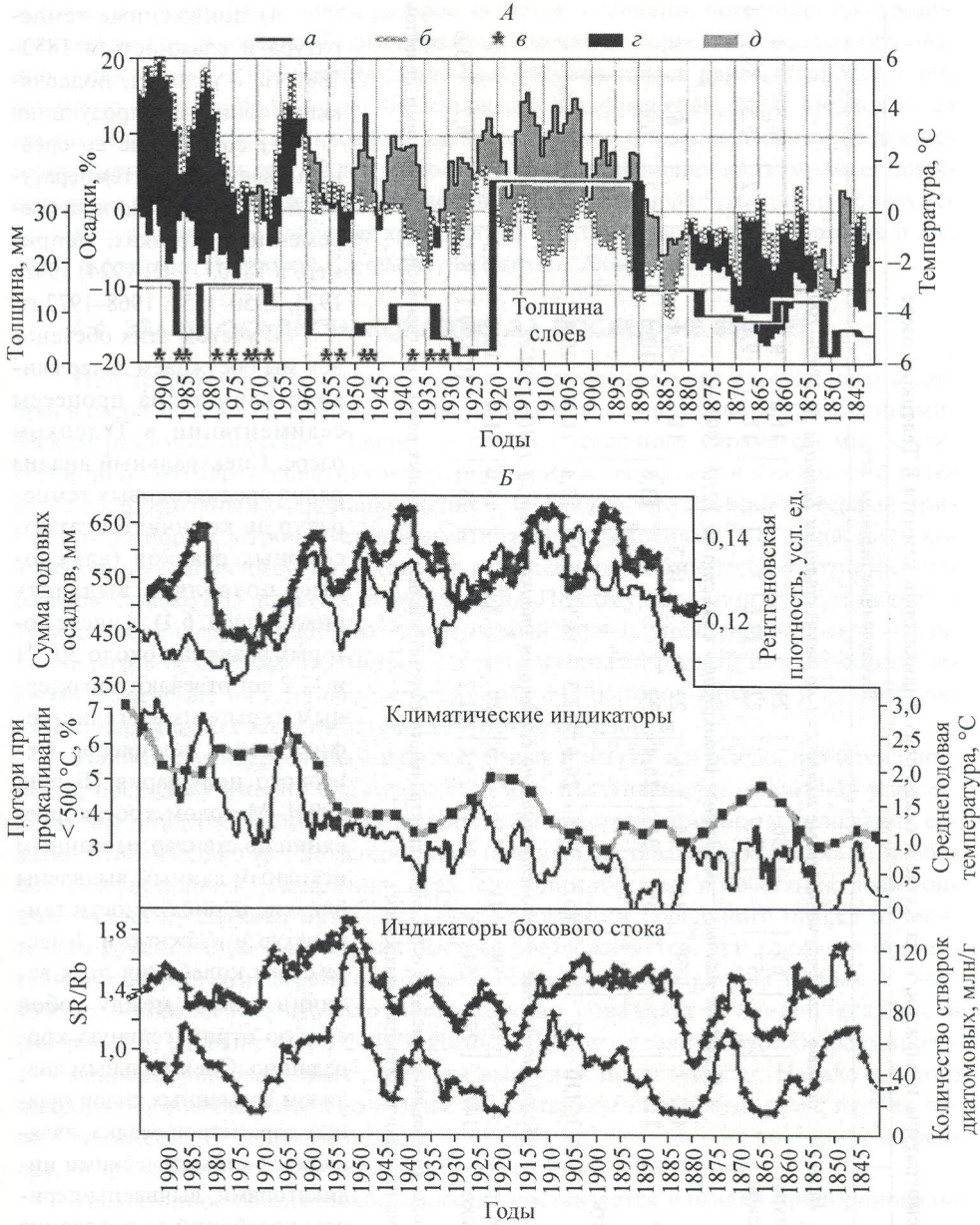


Рис. 6.3. Сравнение вариаций осадочных индикаторов по колонке Tel 2001-02 (Б) с инструментальными метеоданными станции Барнаул (А).

a, б – отклонения соответственно годовых температур и атмосферных осадков от среднегодовых значений; *в* – периоды ледостава; *г* – интервалы, где аномалии температуры (T) значительно больше аномалий влажности (P); *д* – интервалы с обратной зависимостью $T \ll P$. Створки диатомовых подсчитаны по керну Tel 1998-01, идентичному керну Tel 2001-02.

Таблица 6.1

Периоды колебаний температуры и влажности на Алтае и осадочных индикаторов климата в Телецком озере

Временные ряды		Вычисленные периоды, лет											
<i>Исходные данные – инструментальные измерения по метеостанции Барнаул за 1840–1996 гг.</i>													
Среднегодовая температура		61	30	21		11,6	9,6	8,3		6,5	4		
Годовое количество осадков		57	29,7	22	17,6	11,2	9,1	8	7,2	5,5	3,5	4	
<i>Исходные данные – осадочные индикаторы климата за 1210–1991 гг.</i>													
Sr/Rb	171	59	44	35	26	22	15,8	11,1	9,4	8,2	6	4	
Bг	113		39	31	26,4	22	13,8	10,5	8,8	7,7	6,1		
Рентгеновская плотность (XRD)	333; 110	72	45,5	31,8	26,6	22,3	18,9	15,2	13,4	11,3	10,1	7,8	6,5; 5,6
<i>Исходные данные – реконструкция по осадочным индикаторам за 1210–1991 гг.</i>													
Среднегодовая температура		78	58	41	34	26,5	20	17,8	14,6	11,4	10,6	8,5	7,1
Годовое количество осадков		147	77	54	36,4	27,4	21,2		13,3	10,1; 9,1	8,4	6,7	3,6

Примечания. Периоды колебаний вычислены с помощью спектрального (Фурье) анализа временных рядов на годичной шкале. Жирным шрифтом выделены наиболее характерные пики на спектральных кривых.

- 4) пониженные температура и влажность в 1853–1880 гг. – условия, подавляющие общую биопroduкцию;
- 5) совпадение со средними величинами температуры и влажности на кратковременных отрезках, например, в 1880, 1902, 1924, 1932–1934, 1950–1958, 1968–1972 гг.

С учетом этих обстоятельств мы обсуждаем далее влияние климата на процессы седиментации в Телецком озере. Спектральный анализ рядов среднегодовых температур и количества атмосферных осадков (влажности) позволяет выделять циклы (табл. 6.1), в числе которых значения около 30, 21 и 11,2 лет отвечают характерным гармоникам гелиогеофизических процессов Северного полушария [Берри, 1993]. Методом кросскорреляции по стандартизованным исходным данным выявлены близкие периодичности температур и влажности. Вместе с тем колебания этих величин имеют между собой слабую отрицательную корреляцию. Спектральным анализом временных рядов главных параметров осадка, являющихся климатическими индикаторами, выявлены периоды колебаний за последние 800 лет. Определенное совпадение периодичности индикаторов и метеоусловий можно видеть в табл. 6.1. Периоды 21–22 и 11 лет наиболее универсальные, характерные для всех временных рядов,

включая метеоданные, причем разброс является, очевидно, погрешностью хронологической шкалы осадка. Таким образом, намечается корреляция осадкообразования с циклом солнечной активности. Как предполагалось ранее, период 9,5 лет, возможно, связан с приливным циклом океана [Goldberg et al., 2001]. Период 30–35 лет также обнаруживает «сквозной» характер, причем ближайшее значение для метеопараметров составляет 30 лет. Скорее всего, такая периодичность отражает брукнеровские циклы увлажнения [Чижевский, 1973]. Перечисленные циклы обнаружены также в древесно-кольцевых хронологиях Центрального Алтая [Воробьев и др., 2002] и Арктики [Raspopov, Dergachev, Kolstrom, 2004].

6.4. ЭТАПЫ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 800 ЛЕТ

При терригенном осадконакоплении поступление масс взвешенного вещества в озеро зависит от притока, а накопление осадка определяется гидродинамическим режимом бассейна. Значит, используя осадочные параметры мы фактически получаем характеристику изменений притока во времени в некоторой точке озера с непрерывным осадконакоплением. Очевидно, что жидкий и твердый приток с водосбора контролируется климатическими условиями, т.е. существует количественная зависимость притока от региональных температур и атмосферных осадков. Однако она пока еще не разработана. Поэтому на данном этапе мы используем для реконструкций широко применяемый, хотя и упрощенный подход – сравнение рядов осадочных параметров с климатическими рядами исторического периода, выделение на этой основе осадочных индикаторов климата и экстраполяцию обнаруженных зависимостей на глубокие горизонты.

Наиболее универсальным из измеренных показателей осадка является плотность, поскольку именно она отражает темпы поступления и отложения взвесей. Здесь мы придерживаемся следующей схемы: быстрые привнос и отложение создают относительно крупнозернистую – плотную составляющую осадка и, наоборот, слабый привнос и медленное осаждение способствуют возрастанию доли тонкозернистого – легкого материала. При уплотнении первичного осадка относительно крупнозернистая фракция быстрее обезвоживается, чем глинисто-органическая, контраст этих агрегатов в разрезе усиливается. Сравнение данных за 1880–1996 гг. показывает, что плотность хорошо совпадает с кривой влажности (см. рис. 6.3; [Дарьин и др., 2003]). Исходя из этого, главные рубежи формирования макроритмов осадочных слоев мы выделяем по плотности. Начало каждого макроритма обычно отмечено резким возрастанием плотности, далее идет ее общее понижение (в одном интервале – повышение, в одном – на постоянном уровне), на фоне которого наблюдаются более короткие колебания.

Аллохтонное органическое вещество поставляется в осадки пропорционально растительной продуктивности на суше, определяемой климатом. Поскольку его осаждение синхронизировано с основной массой терригенного материала, содержание органической составляющей тоже контролируется стоком.

Особенность терригенного осадконакопления в Телецком озере, отраженная в составе осадков, как уже упоминалось, состоит во взаимодействии фонового и бокового притока (привноса) материала. Приток определяется климатом, и со своей стороны он может быть охарактеризован измеряемыми свойствами донных осадков.

Фоновый приток выражается многолетними трендами и периодическими (декады и более) изменениями параметров осадка, он имеет следующие характерные признаки, существенные при реконструкции климата:

- метапелитовый состав осадка характеризуется пониженным отношением Sr/Rb и магнитной восприимчивостью (см. рис. 6.4);
- количество органического вещества повышается вместе с температурой (см. рис. 6.3), а в историческое (теплое) время явно тяготеет к ледоставным периодам в связи с более спокойными условиями водной среды в течение полугодия;
- отсутствие створок диатомовых в осадке связано с летними засухами (см. рис. 6.3);
- плотность осадка увеличивается вместе с климатической влажностью;
- содержание марганца обратно пропорционально скорости накопления осадка. Обычно при темпах осадконакопления в озерах не более 2–3 мм/год вблизи поверхности раздела вода–осадок (на 1–1,5 см ниже ее) всегда существуют прослойки, корки и даже конкреции, богатые MnO_2 , причем концентрация элемента тем выше, чем меньше скорость осадконакопления. Минеральными формами марганца являются пиролюзит (в окислительных условиях) и карбонат (в восстановительных условиях). По мере погружения верхнего пиролюзитового слоя и его растворения остаточное содержание элемента в восстановленной зоне в силу кинетических причин тем выше, чем больше было его в верхней окисленной зоне. Логично предположить, что «остаточные» содержания марганца в колонке восстановленного осадка пропорциональны концентрации элемента в приповерхностном барьерном слое.

Боковой приток, накладывающийся на фоновый процесс, отражает более кратковременные климатические события, чаще всего летние ливневые паводки, а также подводные перемывы и оползни, вызванные, в частности, землетрясениями. Влияние бокового притока характеризуется следующими параметрами осадков:

- в состав осадка добавляется метабазитовый материал (появляются обломки зеленых сланцев) с повышенным отношением Sr/Rb и магнитной восприимчивостью;
- плотность возрастает за счет метабазитовой составляющей, а не из-за уменьшения доли органического вещества;
- отсутствие створок диатомовых в осадке связано с переносом ранее отложенного на подводных склонах материала, как это видно на примере маркирующего турбидит-гомогенитового слоя. Бездиатомовые слои содержат относительно крупнозернистые фракции близлежащих метабазитовых пород. Если же эти слои имеют пониженное отношение Sr/Rb и низкую магнитную восприимчивость, то их появление связано с засухами.

Таким образом, на основании анализа источников вещества и качественных связей параметров осадка с климатом нами выделяются следующие интервалы осадконакопления за последние 790 лет (выше турбидитного слоя, см. рис. 6.2). Временная шкала принята по варианту с поправкой на неравномерное уплотнение, где скорость отложения влажного осадка составляет 1,09 мм в год.

1. 1210–1270 гг. Понижение плотности и уменьшение мощности слоев, градиционные слои с затуханием плотности сверху, в середине интервала – тонкослоистые осадки ледоставных условий; высокое количество остатков диатомовых

с преобладанием планктона. Климат умеренно-теплый с умеренными боковыми паводками.

2. 1270–1410 гг. Осцилляция плотности, на минимумах – пики влажности, содержания остатков диатомовых и органического вещества. Слоистость средняя и тонкая, присутствуют два толстых слоя с микрополосчатостью, без створок диатомовых и с малой органической составляющей – маркеры сухих условий и контуритного бокового привноса. Тренд возрастания влажности осадка и количества органического вещества вероятен за счет повышения температуры. Пики магнитной восприимчивости совпадают с пиками Sr/Rb, отмечая события бокового привноса. Судя по содержанию Mn, скорость накопления стабильная с замедлениями в начале и конце периода. Стабильные условия повышенных летних температур и усиления паводков.

3. 1410–1480 гг. Повышение плотности, тонкие слои внизу, а средние и толстые вверх. Уменьшение количества органического вещества при достаточно высоком содержании остатков диатомовых, преимущественно планктона. В первой половине возрастает доля бокового терригенного привноса, которая затем снижается до среднего значения. Скорость накопления скачкообразно возрастает в начале интервала, затем имеет два импульса замедления к концу периода, а на рубеже 1500 г. опять резко увеличивается. Летнее похолодание с сохранением частых паводков.

4. 1480–1580 гг. Понижение плотности с максимумом в начале периода, здесь же отсутствие остатков диатомовых (засуха). Общий средний уровень органической составляющей за счет похолодания, слои средние и толстые с градиционным строением в конце интервала, общее замедление осадконакопления и некоторое уменьшение бокового привноса. В составе диатомовых в отличие от предыдущих этапов бентос преобладает над планктоном. Пониженная среднегодовая температура и увеличение аридности.

5. 1580–1650 гг. Понижение плотности и уменьшение мощности слоев, причем самый толстый слой в основании не содержит остатков диатомовых вследствие контуритного привноса материала. Отмечена тенденция падения содержания органического вещества и створок диатомей, хотя и со всплеском в середине интервала. Микрополосчатость как признак ледостава характерна для второй половины периода. Заметное ускорение накопления происходило в середине интервала, вероятно, в связи с 20-летним импульсом потепления, как показывает пик органической составляющей. Падение паводковой активности. Условия пониженных температур, аридность.

6. 1650–1840 гг. Максимумы плотности в начале и конце периода соответствуют аридным условиям. Эти оба толстых микрополосчатых слоя содержат минимум органического материала и лишены остатков диатомовых. В целом интервал характеризуется наиболее низким содержанием органического вещества и створок диатомей, слоистость средняя и тонкая, боковой привнос также минимальный. Самое малое количество органического материала вписывается в рамки известного в Европе так называемого минимума Маундера (1645–1715 гг.). Те же условия, но с некоторым потеплением к концу интервала.

7. 1840–2000 гг. (исторический период). Колебание плотности соответствует кривой атмосферных осадков (см. рис. 6.3). Депрессии на диатомовом графике

совпадают с минимумами бокового привноса (Sr/Rb). В колонке (см. рис. 6.2) видны два ритма с увеличением мощности слоев сверху, причем нижний представлен серией градационных слоев. Рост содержания органического вещества находится в резонансе с температурной кривой (см. рис. 6.3).

Насыщение осадков диатомовыми водорослями происходило регулярно, каждые 15–20 лет начиная с 1880 г., в период общего увлажнения в кратковременные эпизоды понижения температур и отсутствия паводков (см. также рис. 6.3, где видно, что пики содержания створок диатомовых ближе всего к интервалам сочетания среднего многолетнего уровня температуры со средней и повышенной влажностью). За рассматриваемый период намечается явное увеличение скорости осадконакопления (по Mn -индикатору), на фоне которого происходили резкие замедления обычно вблизи совмещенных минимумов T и P 1880–1885, 1930–1935, 1950–1955, 1970–1975 гг. (даты приведены с учетом первичного залегания Mn -слоя на глубине 1,5 см ниже поверхности осадка). Уровень бокового привноса (по отношению Sr/Rb) был слабый в начале периода, но возрастал к современности вместе с ростом летних температур.

Илы «исторического» интервала 19–0 см (1840–2000 гг.) отлагались в условиях повышения уровня воды в озере, вызванного общим потеплением и возрастанием влажности в середине интервала. Формировались толстые и утолщенные ритмы с горизонтами повышенной плотности илов. Ритм с трендом потепления и со скачком гумидности в середине.

6.5. КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО ОТКЛИКА

Различные характеристики донных осадков, измеренные по колонкам, позволяют исследовать режим твердого притока с водосбора в Телецкое озеро за последние 800 лет. Выявлены индикаторы климатических условий, связанные с седиментацией. Плотность осадка, а также все показатели, имеющие с ней прямую или обратную корреляцию, такие как влажность, количество органического вещества и содержание многих элементов, отражают фоновый приток материала с водосбора. Плотность коррелируется с суммой осадков, а содержание органического вещества, также как и Vg , – с температурой. Индикаторами бокового привноса с береговых хребтов, дающего до 30 % материала осадка, служат отношение Sr/Rb и количество створок диатомовых. Совпадение их минимумов маркирует периоды летних засух, а в случае отсутствия створок диатомовых при максимальном отношении Sr/Rb отмечается усиление перемещения терригенного материала подводными течениями. Всплески магнитной восприимчивости также характерны для слоев контуритов (донных осадков, отложенных течениями). Обнаружено, что гармонические колебания упомянутых трех показателей близки к метеорологическим циклам вблизи значений 9, 11 и около 33 лет, соответствующим известным циклам океанских приливов, солнечной активности и увлажнения.

На исследованном отрезке времени выделены семь этапов изменения притока по следующим датам 1210 – 1270 – 1410 – 1480 – 1580 – 1650 – 1840 – 2000 гг. с видимым рубежом около 1490 г. Три первых этапа отличаются более высоким содержанием створок диатомовых. Четыре последних характеризуются одинако-

выми тенденциями притока (индикатор плотность): быстрым (за 10–20 лет) нарастанием в начале периода и постепенным (за 70–90 лет) убыванием к концу в колебательном режиме. Наиболее вероятной причиной нисходящих трендов плотности в каждом цикле является начальный скачок бокового привноса более плотного метабазитового материала. Боковой привнос, в первую очередь, откликается на возрастание гумидности, так как поступает с ближайших к озеру береговых хребтов, а затем постепенно устанавливается режим более отдаленного фонового привноса относительно легкого материала.

На главном рубеже 1490 г. роль бокового притока в целом уменьшается, а отношение планктон/бентос в составе диатомовых становится меньше 1. Особенно он падает в начале XVII в. в связи с похолоданием и вероятным снижением снеговой линии. Количество органического вещества (вместе с диатомовыми) в это время также уменьшается и только ближе к современности – в эпоху глобального потепления – достигает уровня первых этапов.

За исследованный 790-летний период выделяются события, маркированные толстыми слоями на отметках 1590, 1680 и 1800 гг. Им соответствуют резкое падение содержания створок диатомовых до нуля вместе с минимумами Sr/Rb и количества органического вещества, интерпретируемые как засухи (см. вблизи 70-х гг. XIX и XX вв., 1920 и 1930-е гг.). На отметках 1370 и 1470 гг. к той же комбинации параметров добавляются пики магнитной восприимчивости, в связи с чем данные события скорее отвечают усилению подводных течений и сносу вещества со склонов в котловину.

6.6. ЧИСЛЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ

Как показано в предыдущих разделах, измеряемые нами геохимические индикаторы качественно отражают разные аспекты меняющейся обстановки в водосборном бассейне. Если такая связь между экспериментально наблюдаемыми трендами геохимических индикаторов и инструментальными метеоданными достаточно сильна, то можно использовать разработанные в палинологии и океанографии методы реконструкции метеопараметров за пределами инструментального (калибровочного) интервала. В этом разделе описана процедура и первые результаты такой реконструкции. В качестве инструментальных данных использованы метеонаблюдения на ближайшей к озеру станции Барнаул (степной Алтай), где они велись с 1838 г. [Пульсирующее озеро Чаны, 1982; Bradley, 1992]. Ряд метеоданных был получен также от К. Бриффа через Е.А. Ваганова. Было установлено, в частности, что тренды годовой температуры и температуры «сибирской зимы» почти тождественны – коэффициенты корреляции 0,92 (табл. 6.2). Следовательно, выполненные «осадочные» реконструкции характеризуют зимние температуры и тем самым дополняют известные [Панюшкина, Адаменко, Овчинников, 2000] дендрохронологические записи преимущественно летних температур.

Из-за сильной корреляции между метеопараметрами (табл. 6.2, 6.3), разумно искать связь измеряемых палеоиндикаторов с суперпозицией (линейной комбинацией) метеоданных. Такой подход является общепринятым как в дендрохронологических задачах, так и в задачах определения «функций переноса» для самых

Таблица 6.2

Корреляционная матрица метеоданных по ст. Барнаул за 1840–1995 гг.

Параметр	Температура							Осадки				
	Зимняя	Весенняя	Летняя	Осенняя	Годичная	«Сибирская зима»	Паводковая	Зимние	Весенние	Летние	Осенние	
Температура	Зимняя	1										
	Весенняя	0,67	1									
	Летняя	0,5	0,6	1								
	Осенняя	0,49	0,52	0,49	1							
	Годичная	0,89	0,86	0,73	0,63	1						
	«Сибирская зима»	0,93	0,73	0,54	0,48	0,92	1					
	Паводковая	0,57	0,91	0,5	0,28	0,75	0,59	1				
	Зимние	0,14	0,05	0,35	0,28	0,22	0,12	0,14	1			
	Весенние	0,18	0,26	0,4	0,34	0,33	0,25	0,29	0,63	1		
	Летние	0,13	0,12	0,21	0,12	0,17	0,14	0,21	0,35	0,39	1	
Осадки	Осенние	0,08	0,08	0,4	0,15	0,17	0,07	0,74	0,67	0,4	1	
	Годичные	0,16	0,15	0,41	0,26	0,27	0,17	0,85	0,8	0,7	0,87	1

Примечание. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции выше 99%-го уровня значимости.

разных климатических реконструкций (см., например: [Bradley, 1992; Hegerl et al., 1997; Mann, Bradley, Hughes, 1998, 1999; Mackay et al., 2003]). Коэффициенты корреляции экспериментальных трендов St/Rb и Bg с их линейными аппроксимациями показаны на рис. 6.4, в, г. Как можно видеть, максимальный отклик (корреляция) между наблюдаемыми и предсказанными рядами усиливается, по сравнению с однопараметрическим.

Мы сначала определяли число «скрытых» ортогональных (независимых друг от друга) метеотрендов (форсингов), ответственных за основную вариабельность метеоданных за интервал инструментальных наблюдений. На этот вопрос можно ответить, используя аппарат факторного анализа (ФА) [Благуш, 1989; Кендалл, Стюарт, 1976; Ким и др., 1989]. ФА по методу принципиальных компонент показывает, что 73 % наблюдаемой климатической вариабельности за период 1840–1995 гг. по ст. Барнаул описываются всего тремя трендами (форсингами), а 63 % – двумя. Остальные же метеоряды являются зависимыми от этих трех основных форсингов и выражаются их линейными комбинациями. Мы остановились на удобном варианте: «годовая температура», «годовые осадки», «летние осадки». При этом первые два тренда на 63 % опре-

Таблица 6.3

Корреляционная матрица метеоданных по ст. Барнаул за 1891–1995 гг.

Параметр	Температура				Осадки				
	Зимняя	Весенняя	Летняя	Осенняя	Годичная	Зимние	Весенние	Летние	Осенние
Температура	Зимняя	1							
	Весенняя	0,64	1						
	Летняя	0,24	0,4	1					
	Осенняя	0,38	0,36	0,42	1				
	Годичная	0,89	0,83	0,51	0,64	1			
Осадки	Зимние	-0,18	-0,48	-0,09	-0,22	1			
	Весенние	-0,26	-0,27	-0,33	-0,18	-0,32	1		
	Летние	-0,17	-0,17	-0,53	-0,11	-0,33	-0,08	1	
	Осенние	-0,39	-0,53	-0,13	-0,47	-0,25	0,21	0,08	1
	Годичные	-0,38	-0,56	-0,45	-0,38	-0,52	0,36	0,59	0,7

Примечание. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции выше 99%-го уровня значимости.

деляют полную вариабельность метеоданных (табл. 6.4).

Та же самая процедура была применена и к геохимическим данным. Оказалось, что 65 % вариабельности 30 измеренных нами индикаторов (влажность осадка (WC); содержания K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Br, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, Th, U, Sn, I, Cs, Ba, La, Ce; Sr/Rb) описывается всего пятью трендами-источниками сноса. Величины факторных нагрузок для геохимических данных приведены в табл. 6.5. Ассоциации элементов, сгруппированные в качестве принципиальных компонент, мы приписываем следующим основным источникам (табл. 6.5): терригенным взвесям, поступающим с водами Чулышмана и обеспечивающим фоновую седиментацию (обогащены K, Ti, Cr, Ni, Rb, Th, Cs, Ba с низким отношением Sr/Rb); частицам гранитов, поставляемым южными притоками из гранитной провинции озера (обогащены La, Ce, Cu, Zn, но обеднены Zr, Nb); частицам из зеленосланцевых участков водосбора, поступающим в озеро с паводками (обогащены Ca, Sr, Ti, Zr с высоким отношением Sr/Rb); органическому детриту (обогащен Br, I, U); также возможен почвенный источник, характеризующий компоненты поровых вод в условиях окислительно-восстановительного геохимического барьера типа железомарганцевых корок, сильно обогащенный Mo, Y, As, U. Тренды принципиальных компонент (основных источников) для нашего ряда геохимических измерений показаны на рис. 6.5.

Далее мы реализуем «усеченный» метод реконструкции, который подробно описан [Bradley, 1992; Mann, Bradley, Hughes, 1999], в достаточно строгом варианте. Если связь между

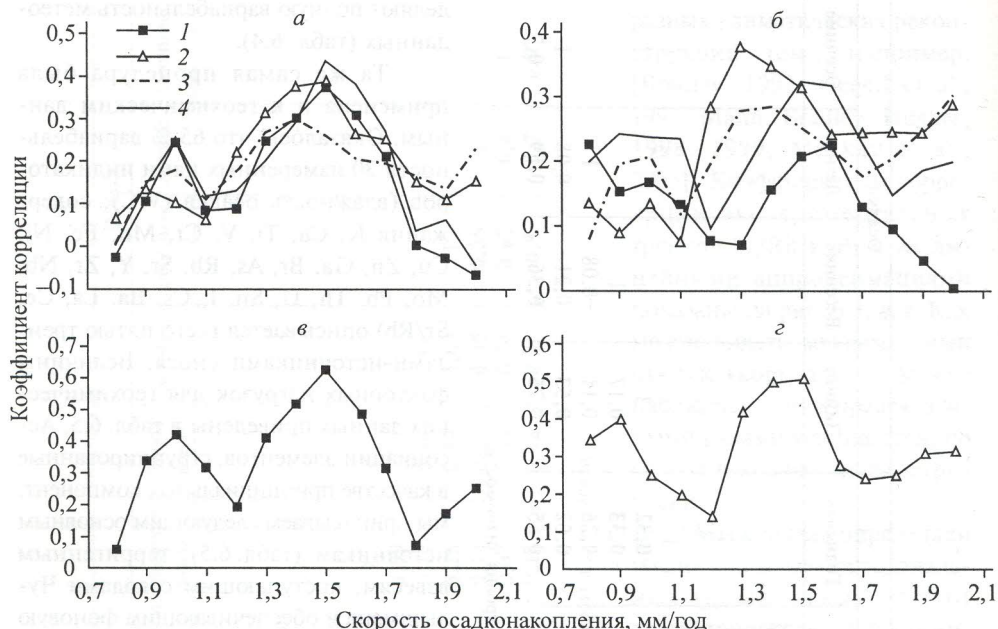


Рис. 6.4. Зависимость коэффициентов корреляции Sr/Rb (а) и Bg (б) от температуры и атмосферных осадков при различных скоростях осадконакопления и то же с использованием комбинации метеопараметров – уравнение (1) (соответственно в, г).

предикторами и предиктантами линейна и везде использованы нормализованные переменные или их аномалии, то соотношение между климатическими рядами (n) протяженностью k лет, которые мы хотим реконструировать, и предикторами (геохимическими источниками) (m) выражается матричным уравнением

$$\hat{A} = \hat{G} \cdot \hat{Y} + \hat{E}, \quad (1)$$

Таблица 6.4

Факторные нагрузки принципиальных метеокomпонентов (основных метеофорсингов) на сезонные метеопараметры и доля полной вариабельности метеоданных за 1840–1995 г.г., описываемая этими форсингами

Параметр		Годовые осадки	Годовая температура	Летние осадки
Температура	Зимняя	-0,03	0,84	0,15
	Весенняя	-0,02	0,89	0,11
	Летняя	0,43	0,67	-0,03
	Осенняя	0,25	0,7	-0,08
Осадки	Зимние	0,88	0,07	0,11
	Весенние	0,8	0,24	0,18
	Летние	0,31	0,08	0,93
	Осенние	0,89	0,04	0,17
Полная вариабельность, %		32	31	9,8

Примечание. Жирным шрифтом выделен главный вклад параметров в вариабельность каждой ортогональной функции.

Таблица 6.5

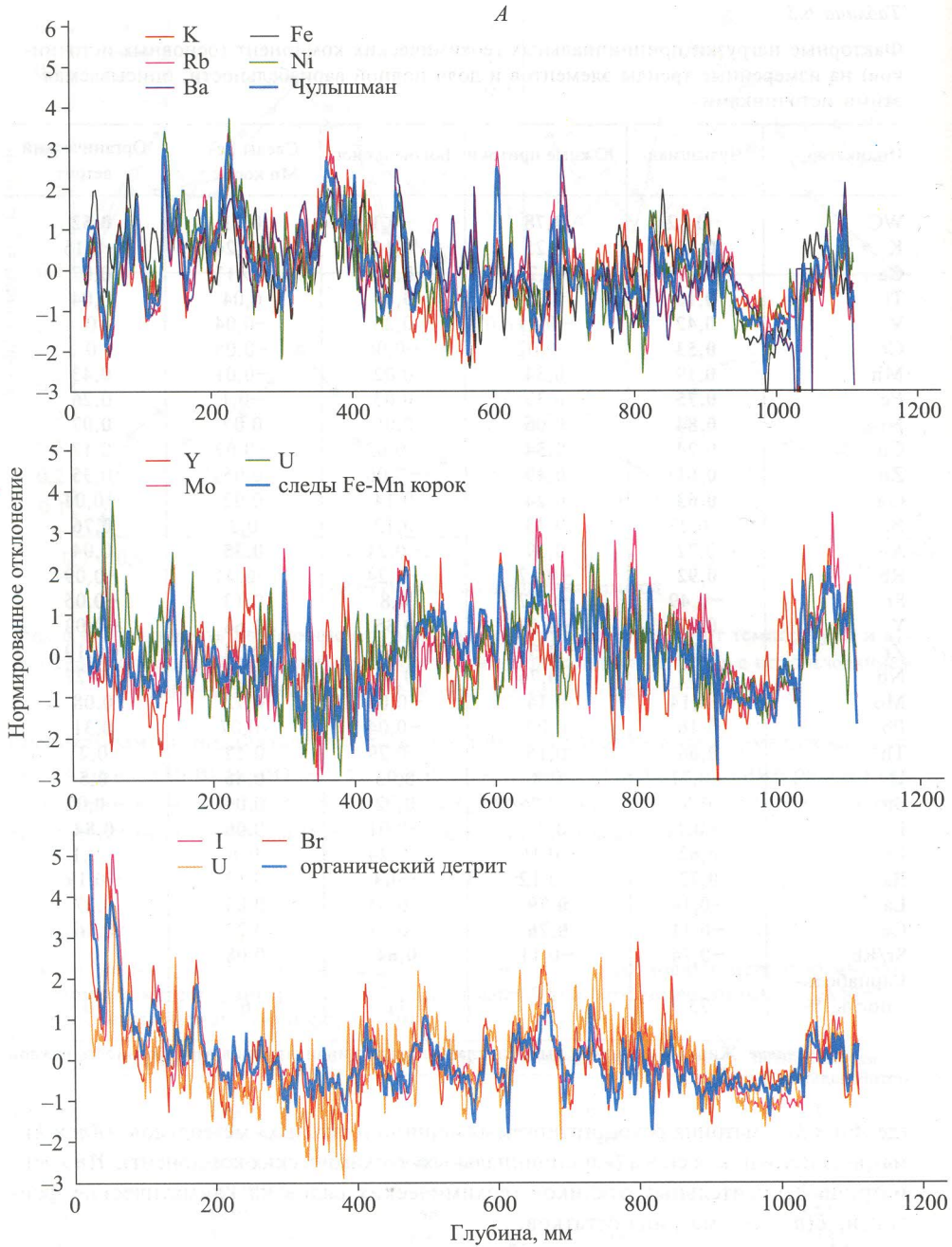
Факторные нагрузки принципиальных геохимических компонент (основных источников) на измеренные тренды элементов и доля полной вариабельности, описываемая этими источниками

Индикатор	Чулышман	Южные притоки	Боковой снос	Следы Fe- Mn корок	Органический детрит
WC	-0,12	0,78	-0,1	0,11	0,52
K	0,79	0,25	0,14	-0,24	-0,15
Ca	-0,37	-0,26	0,78	-0,13	0,07
Ti	0,16	0,02	0,69	0,04	0,04
V	0,42	-0,21	0,25	-0,04	0
Cr	0,53	-0,02	-0,06	-0,05	0
Mn	0,19	0,34	0,02	-0,01	0,43
Fe	0,75	0,33	0,03	-0,1	0,26
Ni	0,84	0,06	0,06	0,02	0,07
Cu	0,24	0,54	-0,03	-0,02	0,17
Zn	0,61	0,49	-0,06	0,05	0,35
Ga	0,63	0,24	0,14	0,02	-0,04
Br	-0,27	0,33	0,12	0,2	0,76
As	0,22	0,39	-0,21	0,35	0,04
Rb	0,92	-0,17	-0,24	-0,04	-0,09
Sr	-0,49	-0,27	0,8	0,13	-0,05
Y	0,27	-0,13	0,35	0,64	-0,03
Zr	0,02	- 0,57	0,57	0,34	-0,19
Nb	0,02	- 0,76	0,47	0,05	-0,27
Mo	-0,14	0,14	-0,04	0,72	0,08
Pb	0,16	0,09	-0,04	-0,07	0,31
Th	0,66	0,15	-0,29	0,12	0,2
U	-0,21	0,3	0,03	0,46	0,5
Sn	0,5	-0,25	0,02	0,04	-0,02
I	-0,1	0,25	-0,01	0,06	0,84
Cs	0,62	-0,16	-0,24	0,1	-0,1
Ba	0,72	-0,12	-0,3	0,13	-0,19
La	-0,14	0,79	-0,04	0,03	0,37
Ce	-0,11	0,76	-0,11	0,23	0,16
Sr/Rb	-0,74	-0,11	0,64	0,08	0
Вариабель- ность, %	23	15	11	6	10

Примечание. Жирным шрифтом выделен главный вклад индикаторов в вариабельность каждой ортогональной функции.

где $\hat{A}(n \times k)$ – матрица реконструируемых «принципиальных» метеорядов; $\hat{G}(m \times k)$ – матрица источников сноса («принципиальных» геохимических компонент); $\hat{Y}(n \times m)$ – матрица относительных откликов геохимических рядов на климатические форсинги; $\hat{E}(n \times k)$ – матрица остатков.

Матрица искомым откликов \hat{Y} получается минимизацией уравнения (1) на калибровочном (инструментальном) интервале протяженностью k_1 лет, где нам известна и матрица метеоданных $\hat{A}1$, и матрица источников $\hat{G}1$. Сама минимизация проводится либо по методу наименьших квадратов ($\Sigma E_{i,j}^2$ – минимальна),



либо из условия минимума множественного коэффициента корреляции матрицы остатков (столбцов матрицы \hat{E}). Решение в этом случае единственно и устойчиво [Ким и др., 1989; Кендалл, Стюарт, 1976; Благуш, 1989] и дается матричным выражением

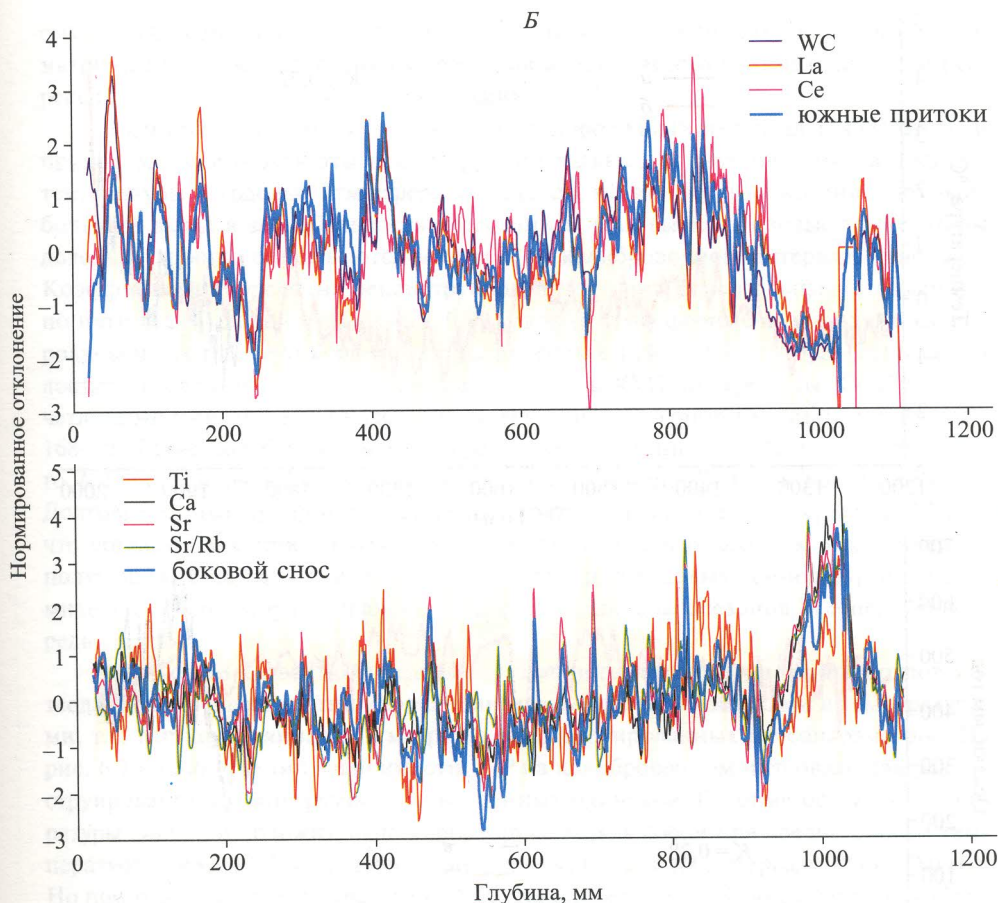


Рис. 6.5. Тренды ряда элементов по глубине колонки Tel 2001-02 и профили поставки терригенного материала пятью основными источниками. Вклады элементов в источники приведены в табл. 6.5.

$$\hat{Y}1 = (\hat{G}1^T \cdot \hat{G}1)^{-1} \cdot \hat{G}1^T \cdot \hat{A}1. \quad (2)$$

Надстрочный индекс «Т» означает транспонирование матрицы. Все матрицы в правой части выражения (2) нам известны на калибровочном интервале. Рассчитав таким образом матрицу относительных откликов $\hat{Y}1$, мы, в соответствии с предположением о «мягкой» нестационарности климатической системы, используем ее для дальнейшей реконструкции метеорядов за пределами калибровочного интервала, подставляя в уравнение (1) вместо \hat{Y} :

$$\hat{A} = \hat{G} \cdot (\hat{G}1^T \cdot \hat{G}1)^{-1} \cdot \hat{G}1^T \cdot \hat{A}1. \quad (3)$$

Матрица сезонных метеорядов $\hat{S}(j \times k)$ реконструируется далее, в соответствии с теорией, матричным выражением

$$\hat{S} = \hat{A} \cdot \hat{J}^T, \quad (4)$$

где $\hat{J}(j \times n)$ – матрица факторных нагрузок, приведенная в табл. 6.4.

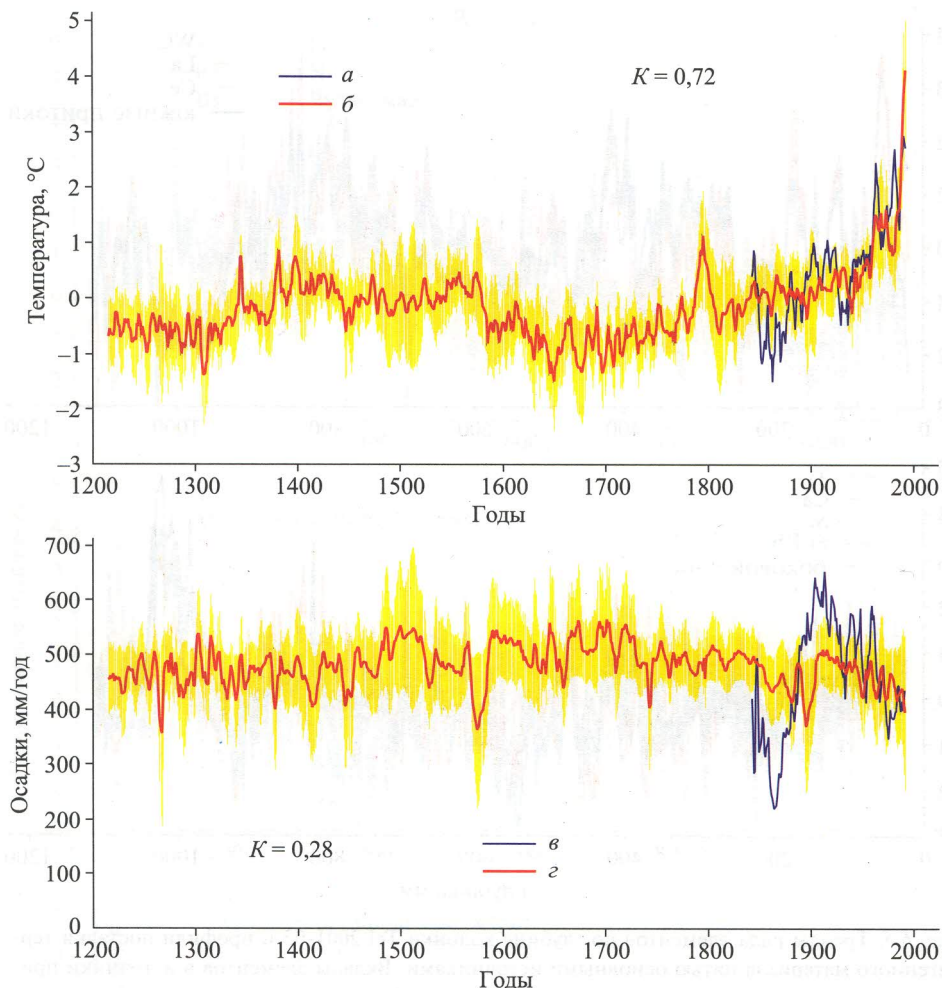


Рис. 6.б. Реконструкция годовых температур и атмосферных осадков по модели со слабо меняющейся скоростью осадконакопления со средним значением $\sim 1,1$ мм/год (красная линия). а – измеренная температура; б – реконструированная; в – измеренное количество осадков; г – реконструированное; д – пятилетнее скользящее среднее наблюдаемых метеоданных на инструментальном интервале за 1840–1995 гг. Заштрихованная область – 2σ реконструкции. К – коэффициент корреляции.

Заметим, что решение уравнения (2) на калибровочном интервале можно получить и методами многомерной регрессии. Это хотя и более громоздко, но даже предпочтительнее, поскольку коммерческие пакеты программ позволяют проводить «пошаговую регрессию» с оценкой статистической значимости каждого из варьируемых параметров и выбраковкой статистически незначимых параметров на каждом шаге, вследствие чего статистические ошибки рассчитанных элементов матрицы \hat{Y} уменьшаются и надежность реконструкции увеличивается. Для большого числа предикторов и предиктантов, или ретроспективных реконструкций,

более удобен матричный метод ввиду его экономичности. Мы реализовали оба: матричный для ретроспективных расчетов и метод многомерной пошаговой регрессии для окончательной реконструкции.

В данной работе мы использовали калибровочный интервал 1840–1995 гг. и приводим ниже результаты реконструкции только для двух метеорядов: годовой температуры и годовых атмосферных осадков, поскольку именно они дают наибольший вклад в вариабельность метеоданных (см. выше). Годовые температуры довольно хорошо описываются моделью на калибровочном интервале (рис. 6.6). Коэффициент корреляции реконструированных и инструментальных (сглаженных по пяти годам) данных высокий – 0,8. Годовые атмосферные осадки хуже калиброваны и дают слабую корреляцию на интервале 1840–1995 гг. – 0,28. Выделяется достаточно длинный холодный период с начала XVII до середины XVIII в. с отчетливыми минимумами около 1650, 1690 и 1710 гг. и коротким потеплением 1660–1680 гг. Такие колебания соответствуют структуре минимума Маундера, известного в Европе и ряде других мест в середине – конце XVII и в начале XVIII в. Долговременный тренд повышения температуры наблюдается с середины XIX в., что согласуется с глобальными данными как для Северного, так и для Южного полушария. Еще раз отметим, что реконструкция годовых температур по геохимическим индикаторам отражает температуру холодных сезонов, и в первую очередь зимнюю.

Мы можем косвенно определить разумность реконструированных рядов метеоданных, отслеживая тип корреляции между годовыми осадками и температурами, т.е. тип корреляционной матрицы реконструированных метеопараметров. На рис. 6.7 видно, что тип зависимости T – P на калибровочном интервале для реконструированных и инструментальных данных одинаков. Годовые осадки и температуры сильно и положительно коррелируют между собой при среднегодовых температурах ниже 0 °С (наподобие климатического типа на интервале 1840–1880 гг.). Но при годовых температурах выше 0 °С эта корреляция слабоотрицательная (ближе к интервалу 1900–1995 гг.). Наконец, коэффициенты корреляции T – P для инструментальных и реконструированных данных за весь период 1840–1995 гг. также близки между собой – 0,26 и 0,33 соответственно. Таким образом, выполненная реконструкция кажется вполне разумной и по степени ее коррелированности с наблюдениями на калибровочном интервале, и при ее сравнении с глобальными данными, и по типу внутренних корреляций между климатическими переменными.

Другой вариант количественной реконструкции температуры и влажности представлен на рис. 6.8. По измеренным среднегодовым температурам и годовым количествам осадков в период с 1840 по 1996 г. проведена экстраполяция до 1210 г. путем построения зависимостей, или так называемых трансферных функций: $T = f(\text{Br}, \text{XRD}, \text{Sr/Rb})$ и $P = f(\text{Br}, \text{XRD}, \text{Sr/Rb})$, где T – среднегодовая температура; P – годовое количество осадков; Br – массовое содержание брома; XRD – рентгеновская плотность; Sr/Rb – отношение содержаний Sr и Rb. Для получения зависимостей использовались искусственные нейронные сети, осуществляющие нелинейную многомерную регрессию с регулируемой гладкостью выходной функции [Bartsev, Okhonin, 1989; Горбань, 1990]. Интерполирующим служил один из вариантов многомерных представлений в виде интегралов Фурье с заменой интегралов

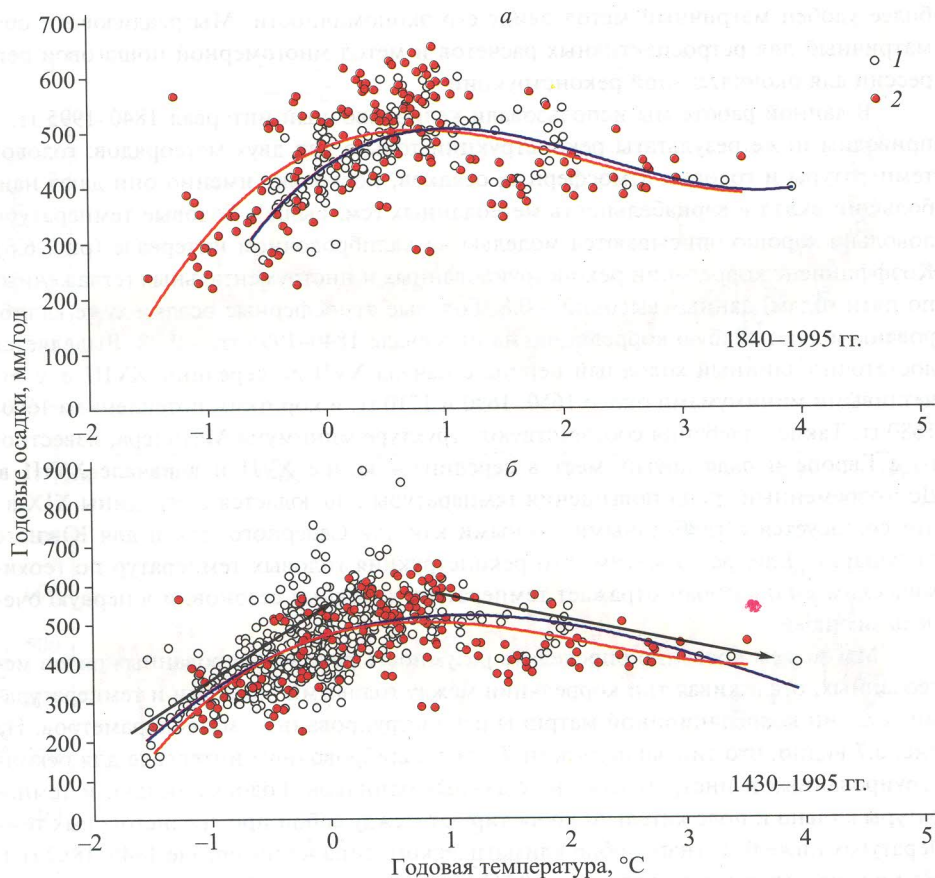


Рис. 6.7. Зависимость $T-P$ для реконструированных и инструментальных данных на калибровочном интервале (а) и за весь реконструированный период (б).

1 – реконструированные данные; 2 – инструментальные за 1840–1995 гг.

конечными суммами. Вид выходной функции определен структурой нейросети. В данном случае использовались сети слоистой структуры с функционированием вида

$$\alpha_i = \sum_j x_{ij} \sin \left(\sum_k y_{jk} A_k \right),$$

где α_i – выходной сигнал сети; A_k – входные параметры; x_{ij} , y_{jk} – подстраиваемые параметры.

Тогда зависимости T и P от указанных величин принимают следующий вид:

$$T = \sum_n x_n \sin (y_{n1} Br + y_{n2} XRD + y_{n3} Sr/Rb),$$

$$P = \sum_n x_n \sin (y_{n1} Br + y_{n2} XRD + y_{n3} Sr/Rb),$$

где n – число нейронов сети, что соответствует числу гармоник Фурье-представления.

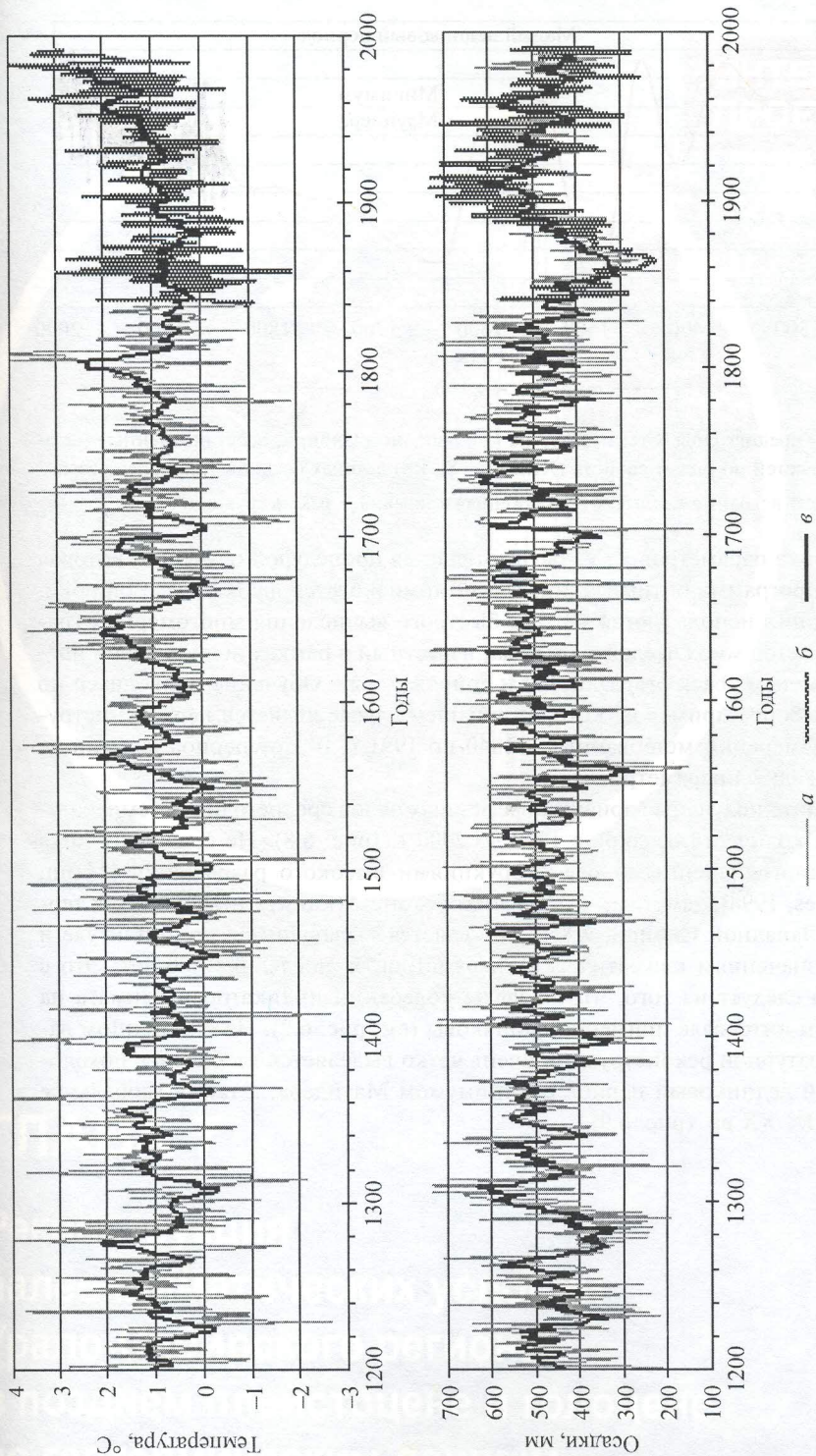


Рис. 6.8. Динамика среднегодовых температур и атмосферных осадков на юге Западной Сибири, восстановленная методами нейронных сетей по рядам свойств (XRD, Vg, Sr/Rb) донных осадков Телецкого озера.
а – реконструкция; *б* – инструментальный период (интервал для калибровки); *в* – сглаженные скользящим средним по пяти точкам. Вертикальными линиями разграничены осадочные маккоритмы, выделенные в разрезе (см. рис. 6.2).

ИНТЕГРАЦИОННЫЕ ПРОЕКТЫ

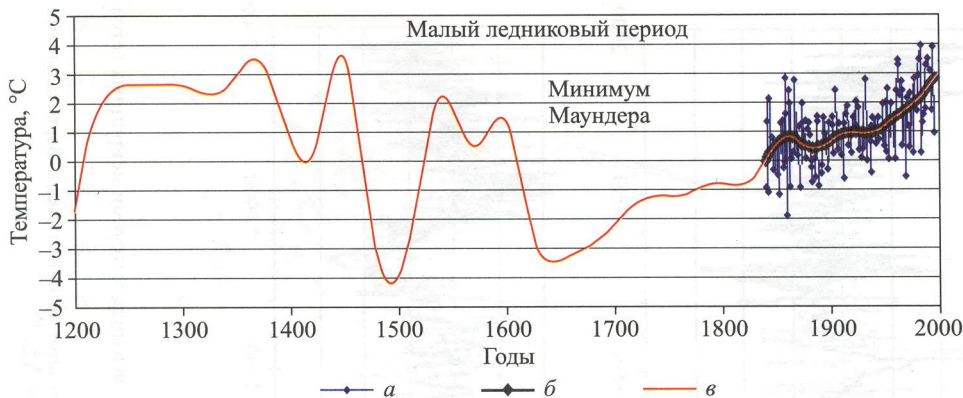


Рис. 6.9. Тренды среднегодовых температур на юге Западной Сибири, восстановленные методом нейронных сетей по рядам свойств (XRD, Br, Sr/Rb) донных осадков Телецкого озера.

a — исходные данные; *б* — сглаженная кривая; *в* — реконструкция.

Подстройка параметров x_n , y_{nk} осуществляется процедурой обучения, которая по сути есть программа оптимизации, где минимизируется функционал ошибки. При оптимизации используются методы быстрого вычисления многомерных градиентов (или метод множителей Лагранжа, известный в рамках нейросетевой идеологии под именем «back propagation») и сопряженных. Обучение проводится по обучающей выборке примеров, которой в нашем случае является период инструментальных измерений метеоданных с 1840 по 1991 г. В этот период каждый из входных и выходных параметров известен.

В результате получены варианты временных рядов среднегодовой температуры и годовых количеств осадков с 1210 до 2000 г. (рис. 6.8). Не сравнивая пока эти ряды с многочисленными реконструкциями высокого разрешения [Mann, Bradley, Hughes, 1998], заметим, что в нашей реконструкции, относящейся к территории юга Западной Сибири, XX в. не является выдающимся по амплитуде и абсолютным значениям климатических параметров за последние 800 лет. Это с очевидностью следует из того, что пределы колебаний индикаторов климата на исследованном интервале примерно одинаковы (см. рис. 6.2). На сглаженном варианте температурной реконструкции очень четко выделяется глобальное похолодание — малый ледниковый период с минимумом Маундера, а также глобальное потепление XIX–XX вв. (рис. 6.9).