

К ПАЛЕОГИДРОЛОГИИ БАЙКАЛА В СВЯЗИ С НЕОТЕКТОНИКОЙ

В. Д. Мац, Ш. Фудзии*, К. Машико**, Л. З. Гранина,
Э. Ю. Осипов, И. М. Ефимова, А. В. Климанский

Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

** Лаборатория Фудзии по геологии окружающей среды, Тояма, Япония*

*** Университет Теикьюе, Хачиочжи, Япония*

Приведены данные, доказывающие реальность представлений о значительном подъеме уровня оз. Байкал, величина которого оценивается авторами в 120—150 м. Подъем уровня был связан с тектонически обусловленным (поднятие западного борта Байкальской впадины) подпором. В процессе подъема уровня происходило формирование средних и высоких террас, подпорных фаций песков в дельте Селенги и на других участках, а также разрыв ленского направления стока вод Байкала по долине р. Праманзурка (2,0—0,5 млн лет назад) и образование нового канала стока по Ильча-Иркутской долине в систему р. Енисей (0,5—0,06 млн лет назад). Сток по этому каналу был прерван около 60 тыс. лет назад в связи с опусканием Листвянского блока, что привело к формированию современного Ангарского истока. Рассмотрены преобразования речной сети Западного Прибайкалья в прошлые геологические эпохи и возможные изменения в будущем. Выполнены расчеты, показывающие невероятность геологически длительных значительных снижений уровня Байкала. В то же время приводятся доводы в пользу существования кратких эпизодов падения уровня. Присутствие на берегах озера террас — результат совместного воздействия как тектонических, так и гидрологических факторов.

Изменения уровня, террасы, эволюция каналов стока вод, эволюция гидросети, оз. Байкал

PALEOHYDROLOGY OF LAKE BAIKAL IN RELATION TO NEOTECTONICS

V. D. Mats, S. Fujii, K. Mashiko, L. Z. Granina, E.Yu. Osipov, I. M. Efimova, and A.V. Klimanski

New data prove that a major rise in the Baikal water level (to 120—150 m) in the Middle Pleistocene may have been caused by tectonic uplift of the western side of the Baikal basin and is marked by medium and high terraces and deltaic sand deposition. As a result of tectonic activity, the outlet of Baikal through the paleo-Manzurka valley to the Lena River was barred 2.0—0.5 Ma ago, and a new outlet appeared through the Il'cha-Irkut valley to the Yenisei system (0.5—0.06 Ma ago). This outflow was substituted by the present Angara outlet that was opened due to collapse of the Listvyanka block about 60 ka ago. Calculations show that a geologically long lake level fall in the past is unlikely, but short low-stand episodes appear probable. The terraces surrounding the lake were produced by the joint effect of hydrology and tectonism. Analysis of the past evolution of the drainage network in the Western Baikal region allowed prediction of its possible future changes.

Water level changes, terraces, evolution of drainage network, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Изменение уровня бассейнов играет важную роль в их развитии — в формировании и переформировании берегов, изменении площади зеркала и положения береговых линий, образовании каналов стока, изменении соотношения мелководных и глубоководных зон, а следовательно, температурного режима, гидрофизических процессов и явлений, которые, в свою очередь, оказывают существенное влияние на водное население бассейна.

Одним из основных показателей изменений уровня являются террасы. В байкальских геолого-геоморфологических исследованиях их изучению посвятили свои работы многие авторы [1—14]. Несмотря на это, проблема байкальских террас далека от своего окончательного решения. Разнообразие точек зрения можно свести к трем основным позициям:

— выделяется множество байкальских террас, высота которых над современным уровнем Байкала достигает 283 м [1] и даже 600—700 м [3, 4];

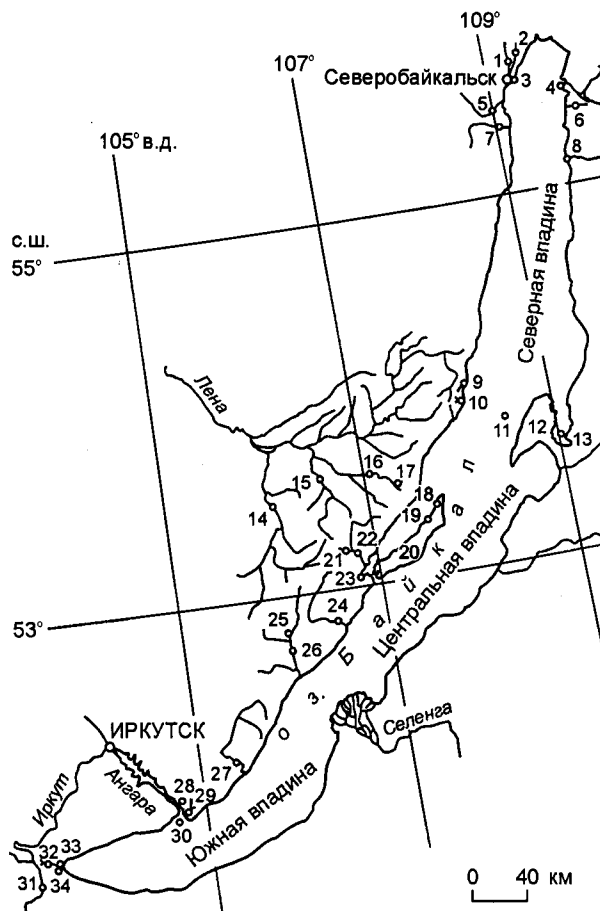
— прослеживается 10—12 террас, максимальная высота которых до 200 м [6, 7, 11];

— есть только четыре общebaйкальские террасы, высота которых вследствие молодых тектонических движений сильно варьирует [4, 5].

Также различны взгляды на роль тектонических и гидрологических факторов в образовании террас. Наиболее полно эта сторона проблемы рассмотрена в [15], где утверждается, что климатически обусловленные изменения уровня Байкала не превышали 2 м и вообще „...значительный подъем уровня озера также маловероятен, как и значительное его снижение...“ [15, с. 533]. Согласно С. Колману [15], наличие лестницы террас объясняется исключительно тектоническими деформациями. Выделение террас, связанных с определенными климатическими фазами [16], по его мнению, основано лишь на радиоуглеродных датировках и неубедительно. В. В. Ламакин [5]

Рис. 1. Обзорная карта региона.

1 — мыс и р. Тья; 2 — р. Нюрундукан; 3 — мыс Курла; 4 — бухта Фролиха; 5 — р. Слюдянка; 6 — р. Бирая; 7 — р. Рель; 8 — бухта Томпуда; 9 — р. Солнце-Падь; 10 — р. Шартлай; 11 — о. Бол. Ушканий; 12 — п-ов Святой Нос; 13 — Чивыркуйский залив; 14 — р. Манзурка; 15 — р. Лев. Иликтя; 16 — р. Прав. Иликтя; 17 — р. Курга; 18 — мыс Саса; 19 — бухта Песчанка (Нюрганская); 20 — о. Ольхон; 21 — р. Успан; 22 — р. Сарма; 23 — залив Мухор; 24 — р. Анга; 25 — дер. Алагуй; 26 — р. Бугульдейка; 27 — р. Голоустная; 28 — дер. Никола; 29 — р. Крестовая; 30 — бухта Листвянская; 31 — р. Бол. Быстрая; 32 — р. Ильча; 33 — с. Култук; 34 — р. Култучная.



формирование террас связывал с климатическими периодами, а их современное высотное положение относил исключительно к тектоническим проявлениям, за счет которых сформировавшиеся четыре террасы были интенсивно деформированы. С. С. Осадчий [17] относит образование террас исключительно на счет поднятий уровня Байкала. Таким образом, дискуссия, связанная с изучением террас Байкала, может быть сведена к следующим вопросам:

— сколько существует байкальских террас, каковы их высоты и возраст?

— связано ли образование террас с изменениями уровня озера или они — результат тектонических движений или совокупного воздействия тектонических и гидрологических факторов?

— если имели место изменения уровня, то обусловлены ли они тектоническими или климатическими причинами, или совместным действием климата и тектоники?

Работы последних лет надежно установили наличие более высоких, чем четвертая, байкальских террас [9, 18]. Частично они изображены картографически [19]. Также выяснена тектоническая природа ряда высоких террасовидных площадок, описанных Н. В. Думитрашко и М. М. Тетяевым в качестве древнебайкальских террас [20, 21], исключая те из них, на которых найдены пески со спонгиофауной [22]. Эти находки необходимо подтвердить современными исследованиями. Достаточно хорошо изучены низкие террасы [9, 12]. Однако проблема высоких террас до сих пор не получила должного решения.

Настоящая статья посвящена некоторым частным вопросам, связанным с изучением террас. Хотя эти вопросы рассмотрены в ряде современных работ [11, 13, 15, 23], однако и они не исчерпали проблему. Не заканчивает дискуссию и предлагаемая статья, но приводимые в ней данные помогут продвинуться в решении этой проблемы. Среди широкого круга вопросов, связанных с изучением террас, мы намерены обсудить следующие: изменения уровня Байкала; перестройка речной сети на примере р. Бугульдейка; эволюция стока вод Байкала.

В статье использованы материалы геолого-геоморфологических исследований, выполненных традиционными методами, а также привлечены данные [24] молекулярной биологии по изучению гаммарид. Обзорная карта района показана на рис. 1.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ БАЙКАЛА

Как известно, одним из главных показателей изменений уровня бассейна служат террасы, формирование которых может быть обусловлено либо гидрологическими, либо тектоническими факторами, либо их совместным воздействием. В связи с этим прежде всего необходимо выяснить, существуют ли достаточно веские аргументы для утверждения об имевших место в прошлом изменениях уровня вод. Применительно к Байкалу мы можем утверждать, что имели место как повышения, так и понижения уровня.

Сведения о былых повышениях уровня опираются на различные данные. На западном побережье о. Ольхон, в бухте Нюрганской (см. рис. 1), палеонтологически датированные [25] эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые отложения, в том числе озерные, древнебайкальские, содержащие створки эндемичных байкальских диатомей [27], залегают у уреза вод Байкала. Делювиальные суглинки,

охарактеризованные верхнеоплейстоцен-нижнеоплейстоценовой фауной и обратномагниченные, залегают в 1,5—2 м выше уровня Байкала в цоколе V (20—22 м) байкальской террасы у с. Байкальское [25]. На берегу о. Ольхон, у бух. Загли, на высоте 2—3 м над уровнем Байкала также залегают делювиальные суглинки с близкой по возрасту фауной [26]. Таким образом, все известные на берегах Байкала достоверно датированные верхнеоплейстоцен-нижнеоплейстоценовые отложения залегают непосредственно вблизи уровня озера.

В то же время среднеоплейстоценовые отложения, в том числе палеонтологически датированные [10, 27], распространены на более высоких гипсометрических уровнях. Так, в районе мыса Тья (г. Северобайкальск) древнебайкальские отложения, содержащие створки диатомей байкальского комплекса (определения Г. П. Черняевой и Е. А. Черемисиновой), и остатки среднеоплейстоценовой фауны крупных млекопитающих [10] залегают в разрезе 40—80-метровых террас. В районе бухты Фролиха, вблизи устья р. Бирая и на других участках, эти отложения слагают цоколи 40—50-метровых и более низких байкальских террас. На о. Ольхон, над упомянутым выше Нюрганским разрезом, на высоте около 80 м простирается отчетливо выраженная в рельефе абразионная платформа, венчающая мыс Саса. По ее поверхности рассеяны плоские (озерного типа) гальки, состоящие из невыветрелого гранита. Последнее свидетельствует о сравнительно молодом (средне-позднеоплейстоценовом) возрасте галек, поскольку гальки гранитов в более древних террасах обычно несут отчетливые следы выветривания. Залегание более древних террасовых отложений гипсометрически ниже более молодых не может быть объяснено тектоническими движениями. Такие соотношения однозначно свидетельствуют о поднятии уровня вод озера. На это также указывают признаки накопления среднеоплейстоценовых песков в дельте Селенги и на других участках восточного побережья в условиях подпора, обусловленного поднятием уровня Байкала [12]. Эти свидетельства поднятия уровня озера согласуются с данными о наличии стока вод Байкала в это время через Култучно-Иркутскую древнюю долину [11]. Современная поверхность дна этой долины достигает абсолютной отметки 700 м (244 м над Байкалом). Ее пререзает каньон („Ильчинские щеки“), глубина которого, уточненная по крупномасштабной карте, составляет 110 м (рис. 2). Образование этого каньона обусловлено позднейшим тектоническим поднятием по разлому, ограничивающему здесь Южно-Байкальскую впадину. Эту цифру следует принять в качестве оценки величины позднейшего тектонического поднятия. Отсюда может быть получена оценка величины поднятия уровня Байкала в среднем неоплейстоцене, составляющая около 120—130 м [11].

Близкую оценку дает изучение террас на о. Бол. Ушканий. Здесь самая высокая терраса (вершина острова), на которой местами сохранился покров крупных галечников типичной озерной формы, поднята до абсолютной высоты 671 м, т. е. более чем на 200 м над современным уровнем Байкала [4]. Высота первой (голоценовой) террасы на острове 5 м, тогда как обычно она составляет 1,5—3 м [9, 28], т. е. терраса о. Бол. Ушканий за 10 тыс. лет тектонически поднята примерно на 2,5 м. Таким образом, поднятие происходило со скоростью примерно 0,025 см/год. По другим оценкам эта величина имеет порядок 0,1 см/год [9], что, учитывая приблизительность таких подсчетов, удовлетворительно согласуется. Поднятие со времени среднего неоплейстоцена (ориентировочно 200 тыс. лет назад) составит около 50 м. Отсюда получаем оценку повышения уровня Байкала в среднем неоплейстоцене порядка 150 м, что согласуется с приведенной выше оценкой по району Култучно-Иркутского канала стока. Этому не противоречат данные о наличии высоких террас (до 150—200 м) на ряде участков Байкальского побережья. Они установлены на о. Ольхон и на некоторых участках восточного побережья Северного Байкала, а также специальными детальными геолого-геоморфологическими маршрутами и дешифрированием аэрофотоснимков на п-ове Святой Нос [6—8, 14] (рис. 3). Во всех указанных случаях при вскрытии делювиальных покровных отложений в суглинках были обнаружены гальки. Террасовидные площадки на этих уровнях отмечены при дешифрировании аэрофотоснимков и на восточном побережье Среднего Байкала [14]. Таким образом, поднятие уровня Байкала на 120—150 м выше современного можно считать вполне реальным.

Сведения о былых понижениях уровня противоречивы. Можно предполагать, что уровень Байкала опускался ниже современного, однако оценки величины опускания, его длительности и хронологии весьма проблематичны. В ряде случаев субаэральные отложения подходят непосредственно к урезу воды и продолжают ниже уровня озера. Такие соотношения установлены в районе мыса Курла, где под воду уходят покровные суглинки, датированные поздним неоплейстоценом (радиоуглеродный возраст 13—15 тыс. лет [29]), содержащие остатки материальной культуры палеолита. Подобные соотношения описаны в районе р. Бугульдейка, в заливах Мухор и Чивыркуйском. Эти данные свидетельствуют о более низком уровне Байкала в конце позднего неоплейстоцена—начале голоцена [30], но не позволяют оценить величину его снижения.

В [23] утверждается, что в строении дельтовой серии р. Селенга установлены признаки понижения уровня Байкала в среднем неоплейстоцене более чем на 300 м. Однако эти выводы вызывают понятное сомнение [15], поскольку наблюдаемые особенности строения дельтовых отло-

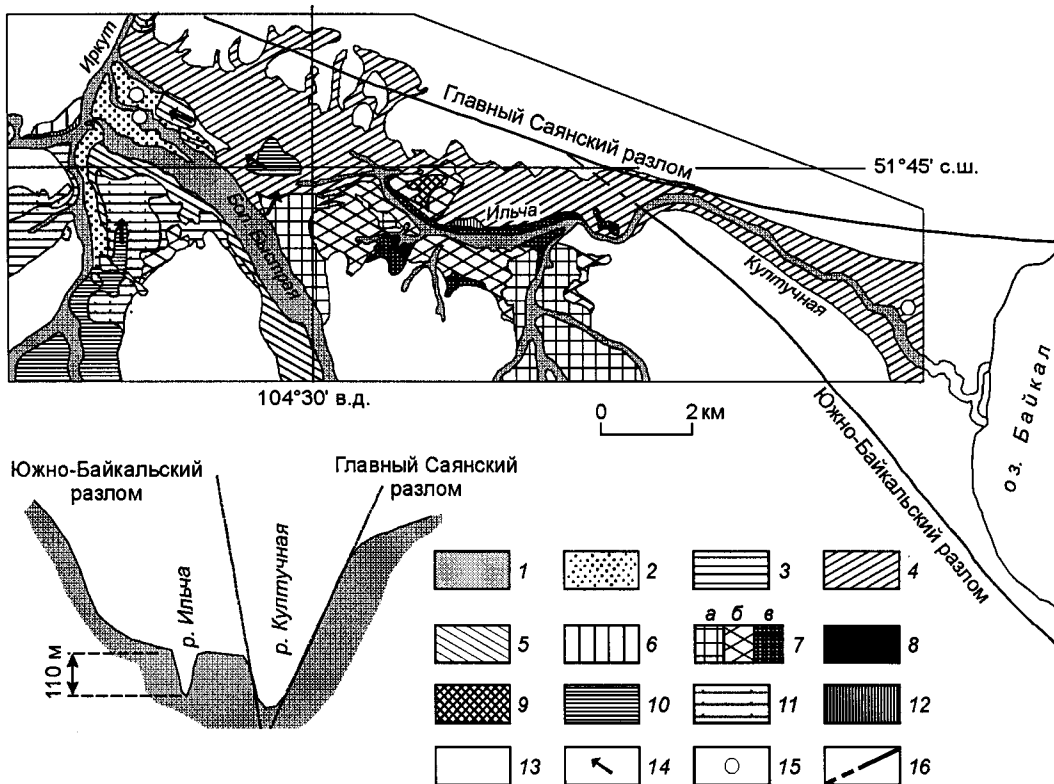


Рис. 2. Схематическая карта кайнозойских отложений района сочленения Байкальской и Быстринской впадин (по [11], с изменениями).

1 — аллювий русла и низкой поймы — валунники, галечники, пески, суглинки (Q_{IV}^2); 2 — аллювий, делювио-пролювий высокой поймы — пески, супеси, суглинки (Q_{IV}^1); 3 — делювио-пролювий придолинных педиментов, пролювий конусов выноса, шлейфы подножий — щебни, суглинки ($Q_{III}^4 + Q_{IV}^4$); 4 — аллювий первой (6—8-метровой) террасы — галечники, пески ($Q_{III}^4 + Q_{IV}^4$); 5 — зыркузунская толща — делювио-пролювий — дресва, щебень, суглинки (Q_{III}^4); 6 — аллювий второй (12—16-метровой) террасы — галечники, пески, суглинки (Q_{III}^{3+4}); 7 — быстринская толща: а — аллювиально-пролювиальные валунно-галечные отложения, б — делювиально-пролювиальные щебнисто-дресвяные отложения, в — делювиальные дресвяники, суглинки (Q_{III}^{bs}); 8 — аллювий третьей (30-метровой) террасы — валунники, галечники (Q_{III}^2); 9 — ильчинская толща, верхняя часть разреза — аллювиальные валунно-галечные отложения ($Q_{II-III}^{il/2}$); 10 — ильчинская толща, нижняя часть разреза — аллювиальные валунно-галечные отложения ($Q_{II,2}^{il/1}$); 11 — ниже(?)—среднечетвертичные отложения — охристые аллювиальные пески ($Q_{I,2+II}^1$); 12 — верхнеплиоценовые охристые конгломераты, щебнисто-дресвяные отложения (N_{II}^2); 13 — докембрийские образования; 14 — направление потоков Праиркута; 15 — буровая скважина; 16 — разлом.

жений могут быть объяснены тектоническим погружением их призмы. Не дают достоверного решения о возможной величине снижения уровня озера и сведения о наличии подводных террас [30], поскольку достаточных доказательств их природы нет. К данным о значительных снижениях уровня озера относят сведения о ледниковых отложениях на глубинах 300—400 м [32, 33] и даже 500 м в районе бухты Фролиха [31]. В этом же ряду находятся данные о залегании ниже уровня Байкала ледниковых отложений максимального оледенения на западном побережье, в районе оз. Слюдянского [34]. В пробуренной здесь скважине были вскрыты флювиогляциальные (внизу), ледниковые и озерные (вверху) отложения. Основание этого комплекса находится на абсолютной отметке 352 м, подошва собственно ледниковых отложений — на отметке 399 м (т. е. на 57 м ниже современного уровня Байкала), а их кровля — на отметке 474 м (на 18 м выше современного уровня Байкала).

Подводя итог сведениям о понижениях уровня Байкала, следует утвердительно ответить на вопрос о том, имели ли они место. Однако представлениям о значительной величине снижения уровня противоречит строение осадочной толщи, в разрезе которой отсутствуют признаки существования Байкала в качестве бессточного водоема [15, 35], хотя в литературе встречаются утверждения о неоднократном существовании бессточного Байкала в течение длительного времени [31]. Если на протяжении какого-то отрезка времени Байкал был бессточным, то в нем со временем должно было начаться накопление солей, приводящее к образованию новых минеральных фаз и выпадению их из водной толщи. В частности, должна была происходить химическая садка карбоната

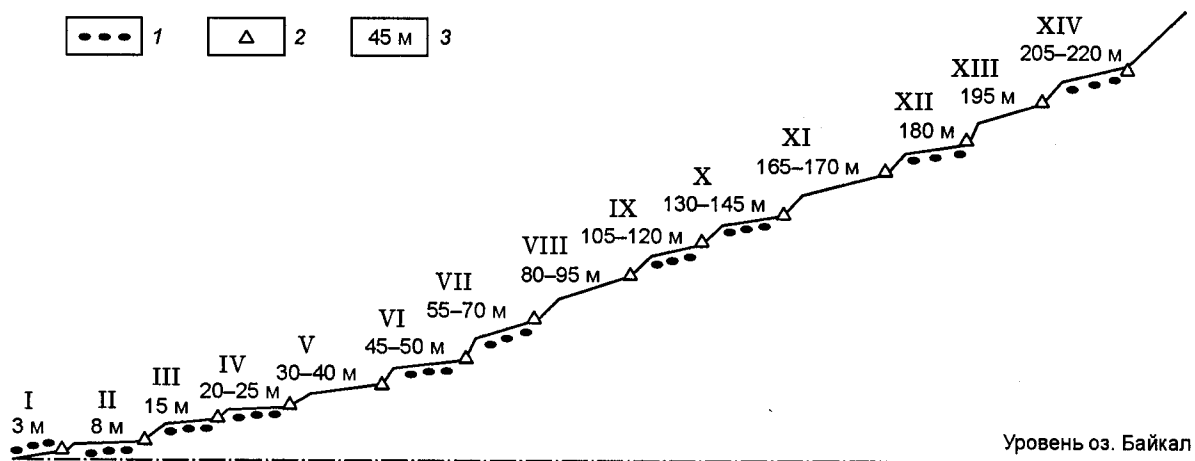


Рис. 3. Схема высотных уровней байкальских террас на п-ове Святой Нос по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и полевых исследований.

1 — находки гальки; 2 — отметки тыловых швов террас; 3 — высота тылового шва террасы над уровнем оз. Байкал.

кальция и его последующее накопление в осадке. Между тем известно, что, как правило, карбонаты отсутствуют в донных отложениях Байкала. Хотя новейшие данные глубокого бурения на Академическом хребте показали наличие сидерита и родохрозита в толще осадков глубже 300 м под поверхностью дна [36], однако эта находка относится к дочетвертичным отложениям и ее интерпретация выходит за пределы рассматриваемого в статье отрезка истории бассейна.

Рассчитаем, какое время должно пройти с момента прекращения стока из озера до начала карбонатакопления. Все расчеты выполнены для концентраций, выраженных в г-ион/л. Насыщенность раствора CaCO_3 рассчитана по формулам [37]:

$$[\text{CO}_3] [\text{Ca}] (f'')^2 / \text{ПР CaCO}_3(t), \quad (1)$$

$$[\text{CO}_3] = \text{Alk} K_2 / 2K_2 + f''/f' [\text{aH}^+], \quad (2)$$

где в квадратных скобках концентрация ионов Ca и CO_3 ; f' и f'' — коэффициенты активности для 1 и 2 валентных ионов, рассчитанные из ионной силы раствора по упрощенной формуле для маломинерализованных растворов [37]; в нашем случае $f' = 0,92$, $f'' = 0,71$; $\text{ПР CaCO}_3(t)$ — табличная величина произведения растворимости CaCO_3 . В нашем случае при $t = 3,6$ °C она равна $4,65 \cdot 10^{-9}$. Концентрация $[\text{CO}_3]$ рассчитана из измеренной концентрации HCO_3^- (при допущении, что щелочность раствора (Alk) примерно равна концентрации ионов HCO_3^-) и при заданной величине pH по формуле (2), где aH^+ — активность ионов H^+ , K_2 — вторая константа диссоциации угольной кислоты. При температуре 3,6 °C константа $K_2 = 2,11 \cdot 10^{-11}$.

Рассчитаем из уравнений (1), (2) насыщенность байкальской воды карбонатом кальция при $\text{pH} = 7,6$ и $t = 3,6$ °C. Концентрация ионов Ca^{2+} и HCO_3^- в воде равна 16,1 и 66,7 мг/л соответственно [39]. Результаты расчетов показывают, что при таких концентрациях насыщенность составляет всего 4,8 %, т. е. вода Байкала резко недонасыщена по отношению к карбонату кальция.

Рассчитаем, какова будет эта величина через 1000 лет при тех же условиях питания озера химическими элементами, при той же величине pH и температуре воды. Поступление ионов Ca^{2+} и HCO_3^- с речным стоком и из атмосферы составляет в настоящее время 1090 и 4440 тыс. т/год соответственно [40]. Учитывая объем водной массы озера, равный 23 000 км³, получаем, что через 1000 лет насыщенность байкальской воды карбонатом кальция будет 73 %, а через 10 000 лет — примерно 4300 %. Карбонат кальция может образовывать сильно пересыщенные растворы без выпадения твердой фазы в осадок. Поэтому его химическая садка может предположительно осуществиться примерно через 10 000 лет после прекращения стока из озера, т. е. когда байкальская вода будет в тысячи раз пересыщена относительно CaCO_3 . Этот результат (10 000 лет) получен при условии, что водный баланс отрицательный, т. е. при отсутствии стока из озера поступающий речной

приток компенсируется испарением. Таким образом, можно допустить существование бессточного Байкала лишь на геологически короткое время.

Имеющиеся данные о строении каналов стока позволяют оценить возможную величину снижения уровня, которое должно быть не более того, какое привело бы Байкал в состояние бессточного бассейна. Наибольшей величины снижение уровня могло достичь в эпоху максимального оледенения, которое по общему, но не достаточно доказанному мнению [10, 41, 42], относится к среднему неоплейстоцену. В это время, после разрыва Ленского канала стока и прекращения истечения вод по долине Праманзурки [11, 41], уровень Байкала в связи с тектонически обусловленным подпором был поднят. Как показывают балансовые гидрологические расчеты [43, 44], подъем уровня при прекращении стока должен происходить весьма быстро — со скоростью около 1 м/год. Во всяком случае, эта величина на несколько порядков больше допустимой скорости тектонического поднятия. Отсюда очевидно, что разрыв стока по долине Праманзурки не был геологически мгновенным. По мере тектонического поднятия западного борта Байкальской впадины, ускорившегося в позднем плиоцене [18, 41], и соответственно поднятия порога стока, поднимался и уровень Байкала. Однако сток по Праманзурскому каналу не прекращался, так как подъем уровня опережал подъем порога стока, и Байкал не превращался в бессточный водоем. При этом долина реки врезалась в коренное ложе, глубина вреза достигла 100—120 м [41]. Этот процесс растянулся во времени до тех пор, пока уровень Байкала не поднялся до высоты нового порога стока по Култучно-Иркутской долине, что и привело к отмиранию стока по долине Праманзурки.

Култучно-Иркутская древняя долина (см. рис. 2) заполнена рыхлыми отложениями, вскрытыми скважинами до глубины 70 м. Абсолютная отметка забоя скважины, не достигшей коренного ложа, равна 635 м. Если учесть позднейшее тектоническое поднятие (110 м — врез Ильчи), то дно долины располагалось на отметке ниже 525 м. Таким образом, в среднем неоплейстоцене уровень Байкала вряд ли на сколько-нибудь длительное время опускался ниже этой отметки. Современный порог стока на выходе р. Ангара расположен на высоте не более чем на 2 м ниже уровня Байкала, т. е. на абсолютной высоте 454 м. В маловодные годы люди вброд переходили через Ангару (устное сообщение директора Байкальского музея СО РАН В. А. Фиалкова). Таким образом, невозможно допустить заметное снижение уровня Байкала (более чем на 2 м) без того, чтобы он не превратился в бессточный бассейн, а это, как показали приведенные выше расчеты, невозможно на сколько-нибудь геологически длительное время.

В то же время имеются некоторые данные о переуглубленных устьевых участках долин притоков Байкала. В долине р. Култучная (в районе пос. Култук) коренное ложе долины вскрыто на глубине 90 м (около 75 м ниже уровня озера), в устьевой части долина р. Рель также переуглублена, что установлено бурением. Если бы удалось получить систематические данные о переуглублениях притоков Байкала, то это был бы весомый аргумент, свидетельствующий о заметных, но кратковременных снижениях уровня озера. Однако пока есть лишь разрозненные данные, не решающие проблему.

ПЕРЕСТРОЙКИ РЕЧНОЙ СЕТИ СИСТЕМ ЛЕНЫ И БАЙКАЛА

С развитием рельефа Байкальского рифта связаны перестройки речной сети. Они сравнительно хорошо изучены в Западном Прибайкалье [16, 41, 45—47]. Фрагменты древнейших долин, судя по составу аллювия [16], относятся к палеогену. Они принадлежали к субмеридиональной системе широких, неглубоких, но достаточно полноводных рек, в которых накапливались мономиктовые кварцевые песчано-галечные отложения. Источником терригенного материала служила латерит-каолинитовая кора выветривания. Основное направление водотоков определялось общим топографическим уклоном к северу и простирали геологических структур. Примером таких долин могут служить древняя долина р. Курга в верховье р. Правая Иликта [16] и древняя долина, заполненная нижнепалеоценовыми и миоценовыми галечниками, выявленная на Тья-Горемыкском плато на водоразделе р. Ньюндукан [48, 49].

Субмеридиональное направление основных речных артерий сохранилось и в олигоцен-миоценовое время. Две параллельные древние долины с существенно кварцевыми галечниками протягиваются вдоль подножий западного (в бассейне Сармы) и восточного склонов Приморского хребта. Одна из них фрагментарно сохранилась на эскарпе Приморского разлома, у выхода из гор, с левой стороны долины р. Курма, на высоте порядка 500 м над Байкалом. Состав изученных нами галечников свидетельствует о поступлении обломочного материала в эту продольную долину как со стороны современной водораздельной области Приморского хребта, так и со стороны внутренней части Байкальской впадины. Вероятно, ее же отложения прослеживаются в зоне Бугульдейско-Чернорудского грабена [50] у дер. Тонты.

В позднем плиоцене началась переориентировка речной сети с субмеридиональной на субширотную и диагональную, что было связано с началом роста Байкальского сводового поднятия. Наиболее

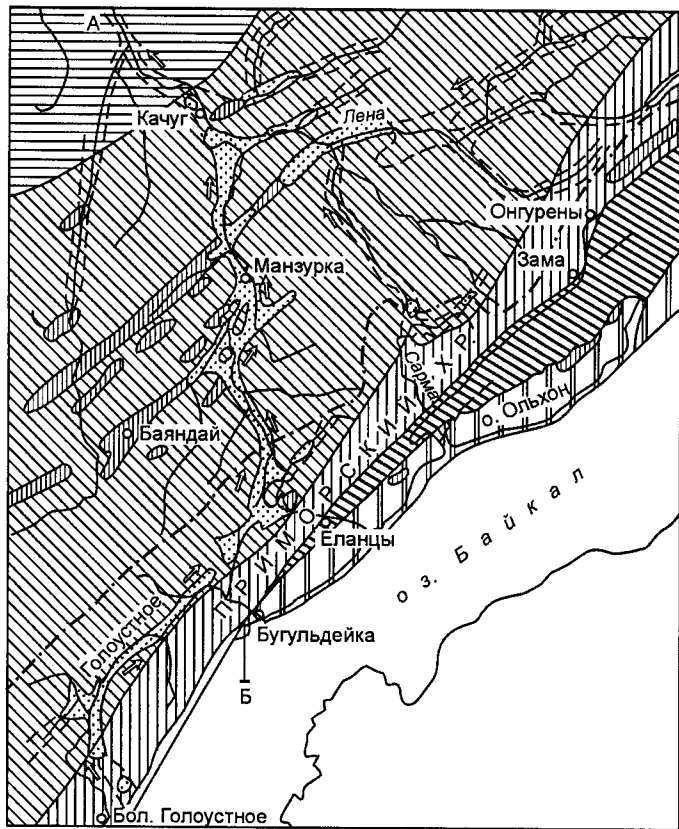
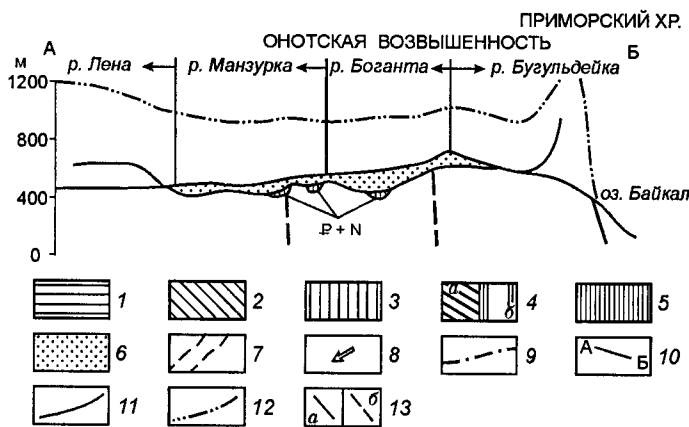


Рис. 4. Морфоструктуры и древние долины Западного Прибайкалья [40].

1 — Верховенское щитовое поднятие; 2 — Предбайкальский прогиб; 3 — Байкальский свод; 4 — Маломорская впадина (а) и Ольхон-Приольхонский поднятый блок (б); 5 — палеогеновые и раннеэоценовые отложения; 6 — верхнеплиоцен-раннечетвертичный манзурский аллювий; 7 — древние речные долины; 8 — направление течения Праманзурки; 9 — Лено-Ангаро-Байкальский водораздел; 10 — линия разреза; 11 — поверхность ложа манзурского аллювия; 12 — деформации тальвега Праманзурки; 13 — главные разлома: а — установленные, б — предполагаемые. Внизу на разрезе показан продольный профиль долины р. Праманзурка.



Лены. В эту часть вошла и долина среднеплейстоценовой р. Бугульдейка, представлявшей тогда верховья Манзурки (см. рис. 5, б). В позднем неоплейстоцене, в связи с усилившимся поднятием бортовой части Байкальской впадины, начался интенсивный эрозионный врез коротких притоков Байкала, которые за счет регрессивной эрозии активно продвигались в глубь массива суши поднятого западного плеча рифта. При этом вырабатывались предельно крутые, глубоко врезаемые V-образные и каньонообразные долины, резко контрастирующие с остатками более древних элементов рельефа. Один из более крупных притоков, долина которого использовала зону субмеридионального Бугульдейского разлома, продвинулся до широкой слабо врезаемой долины среднеплейстоценовой Бугульдейки, перехватил ее и повернул ее воды в Байкал. Участок перехвата расположен в 25 км от устья Бугульдейки несколько ниже по течению в районе дер. Алагуи. Последняя занимает более древнюю широкую часть долины, в которой и здесь, и в дер. Косая Степь, и на других участках долины Бугульдейки сохранились верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения Праманзурки, прорезанные рекой на 5—20 м. Современная р. Бугульдейка выше точки перелома продольного профиля сохранила слабо врезаемую широкую долину со спокойно текущим водотоком. Точка перелома продольного профиля реки исключительно контрастно выражена в рельефе. Ниже нее протягивается глубоко врезаемая V-образная долина — результат молодого (позднеплейстоценового) эрозионного вреза. Выше расположена широкая неглубокая пологосклонная долина с медленно

известна позднеплиоцен-раннеплейстоценовая система Праманзурки, составлявшая левые верховья системы р. Лена [41]. Эти долины частично сохраняли субмеридиональное направление, но часть их протягивалась к северо-западу и север-северо-западу. С деятельностью Праманзурки связано прекращение развития озерных и озерно-болотных палеоген-неогеновых впадин Предбайкальского прогиба, южная часть которых была ею дренирована (рис. 4).

В эту систему входила также долина нынешней р. Бугульдейка, на примере которой хорошо видны преобразования речной сети в неоплейстоцене. Современные верхнее и среднее течения реки в позднем плиоцене—раннем неоплейстоцене входили в состав долины Праманзурки, которая вытекала из Байкала вблизи устья Голоустной и впадала в Лену чуть ниже пос. Качуг [11, 41] (рис. 5, а). В раннем—среднем неоплейстоцене Праманзурский канал стока был прерван (см. выше), и долина реки распалась на ряд более мелких. Долина ее верхней части была использована р. Голоустная (современный приток Байкала), а более низкие, по быломому течению, отрезки долины сохранили направление

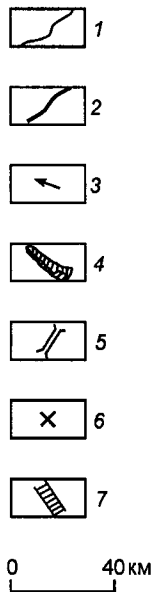
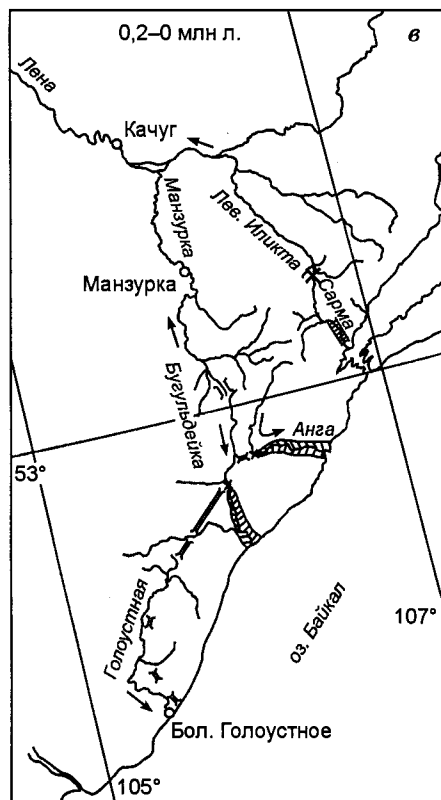
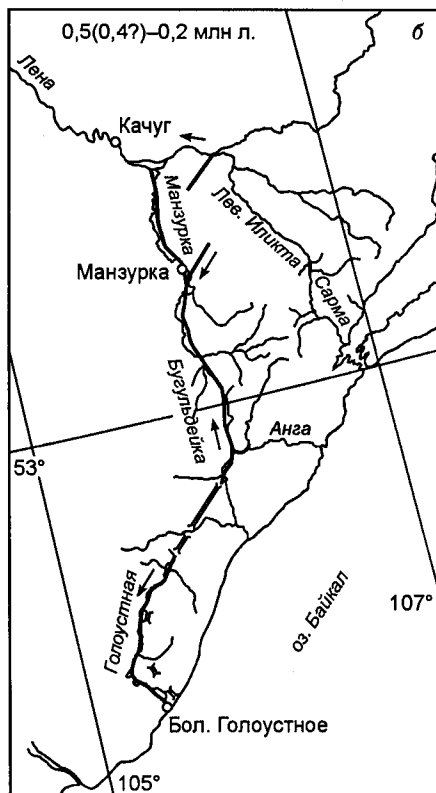
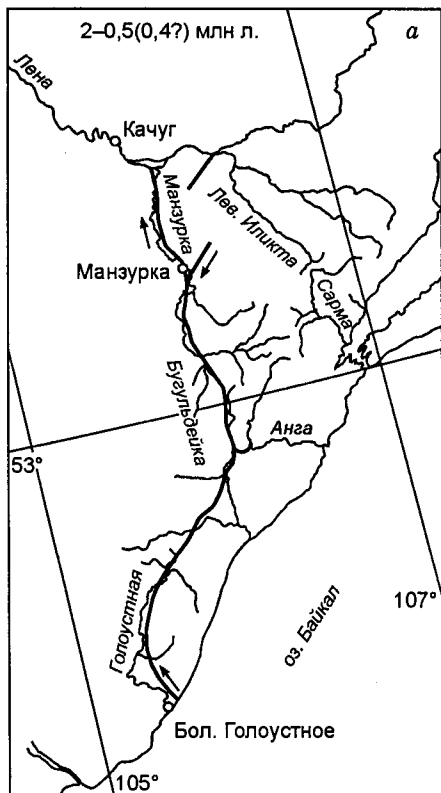


Рис. 5. Эволюция речной сети левых верховой системы р. Лены (Праманзурка).

а — долина вытекающей из Байкала Праманзурки в позднем плиоцене—раннем—среднем неоплейстоцене (2,0—0,5 млн лет назад); *б* — расчленение Праманзурки на р. Голоустная (приток Байкала) и Бугульдейско-Манзурский водоток (приток р. Лена) в среднем—позднем неоплейстоцене (0,5/0,4—0,2 млн лет назад); *в* — современная речная сеть, сформированная за счет дальнейшего преобразования системы Праманзурки: Голоустная, Бугульдейка, Анга — притоки Байкала, Манзурка — приток Лены (0,2—0 млн лет назад). 1 — современная гидрографическая сеть; 2 — древняя долина; 3 — направление течения; 4 — юный эрозионный врез; 5 — «брошенная» долина; 6 — участок перехвата; 7 — антецедентный участок долины р. Сарма.

текущим водотоком, выработанная в основном в среднем неоплейстоцене водотоком, принадлежавшим системе р. Лена (см. рис. 5, *в*).

Аналогичные соотношения долин молодых эрозионных врезов с более древними отрезками этих долин также резко выражены на реках Анга, Сарма (см. рис. 5, *в*). На таких крупных реках, как Бугульдейка, Анга, Сарма, регрессивная эрозия продвинулась сравнительно далеко от подножия

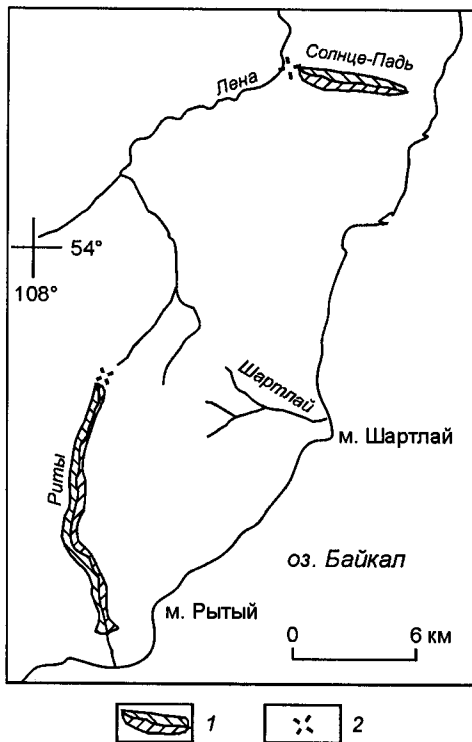


Рис. 6. Будущие изменения речной сети верховий р. Лена.

1 — молодой эрозионный врез; 2 — участок будущего перехвата.

эскарпа Приморского разлома в глубь Приморского хребта (25 км по Бугульдейке, 18 км по Анге, 12 км по Сарме). На малых притоках точка перелома продольного профиля расположена всего лишь в 2—4 км от разлома, но выражена в рельефе также эффектно.

Описанные перестройки речной сети и связанные с этим перехваты верховий рек Ангаро-Ленской системы реализованы на участке западного борта Южного и Среднего Байкала до р. Сарма включительно. Северо-восточнее эти процессы намечены, но пока еще не реализованы. Один из наиболее ярких примеров намечающегося перехвата связан с верховьями Лены. Здесь намечается перехват верховий Лены притоком Байкала — рекой Солнце-Падь, после чего Лена будет обезглавлена, а ее верхние притоки обращены в Байкал (рис. 6).

Все это связано с процессом поднятия западного обрамления Байкальской впадины, которое началось около 3,0—2,5 млн лет тому назад в ольхонскую фазу тектогенеза [16, 18]. В ходе поднятия Праманзурка прорезала глубокую долину, которая затем была заполнена констративно наложенным аллювием манзурской свиты мощностью до 120 м [41]. В конце раннего неоплейстоцена

(может быть, в начале среднего) поднятия усилились (приморская фаза тектогенеза), Ленский канал стока был прерван, а тальвег Праманзурки был деформирован (см. рис. 4).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТОКА ВОД БАЙКАЛА

После разрыва Ленского стока сформировался сток по Култучно-Иркутской долине, т. е. воды Байкала были направлены в систему р. Енисей. Этот канал стока существовал, вероятно, недолго — он прекратил свое существование во второй половине позднего неоплейстоцена в связи с появлением более низкого порога стока в Ливнянском заливе и формированием современного Ангарского стока. Однако Иркутно-Байкальские связи окончательно прекратились лишь ко времени формирования II террасы р. Иркут, площадки которой оформились около 20 тыс. лет назад [11].

Формирование современного стока по р. Ангара было обусловлено тектоническим опусканием блока фундамента Ливнянского залива [33], связанным с движениями тийской фазы тектогенеза. Они начались в конце среднего—начале позднего неоплейстоцена, около 150—120 тыс. лет назад [16, 18]. Погружение Ливнянского блока открыло вход в субмеридиональный неотектонический грабен (Ангарский), который ранее использовался небольшим водотоком, стекавшим к северу. Граничные разломы грабена отчетливо выражены в рельефе на обоих бортах современной долины Ангары в ее истоке и прослежены геофизиками в фундаменте Сибирской платформы в районе г. Иркутск (рис. 7).

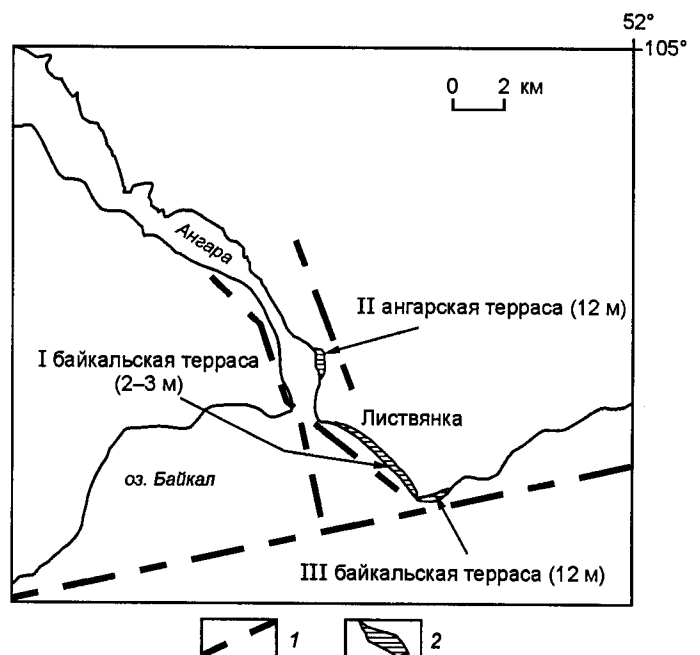


Рис. 7. Схема строения района Ангарского истока.

1 — разлом; 2 — терраса.

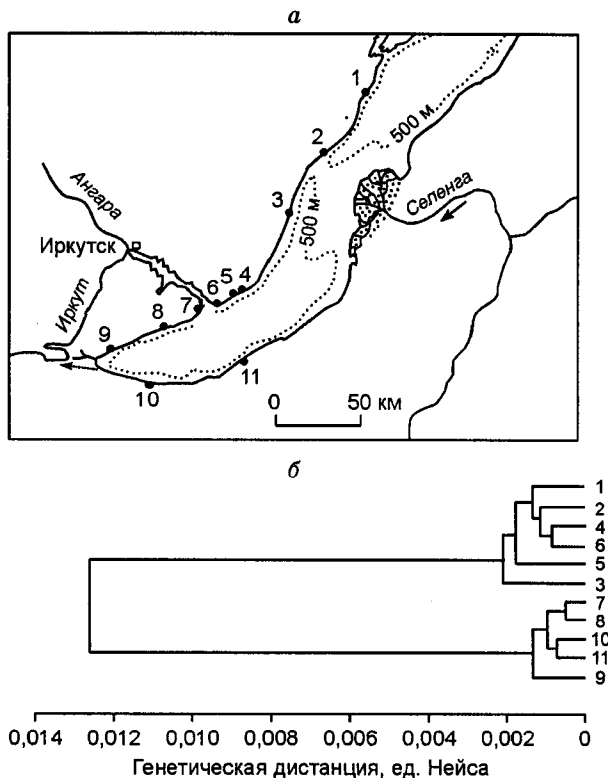


Рис. 8. Результаты изучения популяций гаммарид на западном побережье Южного Байкала [24].

а — схема станций отбора проб (1—11); б — результаты изучения генетической структуры гаммарид.

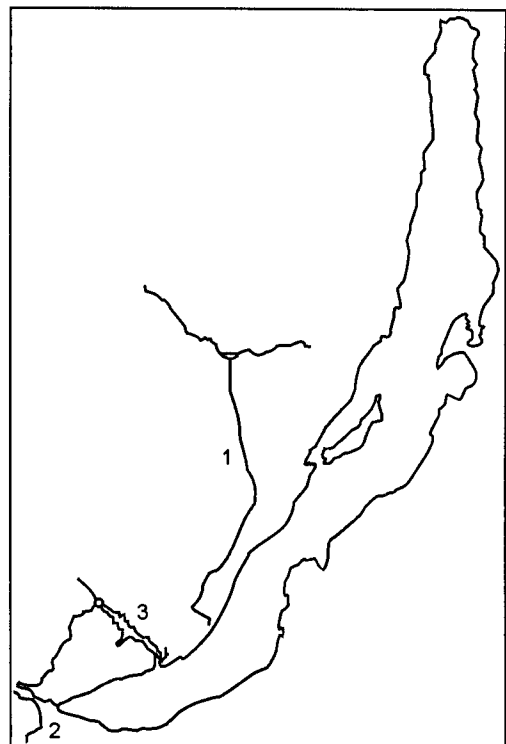


Рис. 9. Общая схема эволюции каналов стока вод Байкала.

1 — сток в систему р. Лена по долине Праманзурки (2,0—0,5 млн лет назад); 2 — сток в систему Енисея по Ильча-Иркутской долине (0,5—0,06 млн лет назад); 3 — современный сток — Ангарский (0,06—0 млн лет назад).

По геолого-геоморфологическим данным возраст Ангарского стока может быть оценен в 40—60 тыс. лет [11, 28]. В районе истока в долине Ангары протягиваются лишь две низкие террасы [11]. Высота второй составляет 12—14 м, а первой — 6—8 м. Первая формировалась при сартанском похолодании (24—20 тыс. лет), а начало образования 12—14-метровой террасы относится к предшествующему (каргинскому) потеплению. В то же время в долине Ангары ниже устья Иркуты описан комплекс террас высотой более 100 м [52]. Таким образом, долина Ангары включает разновозрастные участки — верхний молодой (от истока до устья р. Иркут) и расположенный ниже по течению, формирование которого началось значительно раньше — в конце плиоцена—начале плейстоцена. Изучение методами молекулярной биологии популяций гаммарид *Eulimnogammarus cyaneus* на участках западного побережья Южного Байкала, разделенных Ангарой в ее истоке (рис. 8, а), показало, что эти популяции разделились (см. рис. 8, б) примерно 60 тыс. лет назад [24]. Таким образом, 50—60 тыс. лет — это достаточно обоснованная оценка времени формирования Ангарского истока Байкала. Общая схема эволюции стоков показана на рис. 9.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеются достаточно веские доказательства изменений уровня Байкала. В частности, эти изменения привели к формированию террас средневысотного уровня (средний неоплейстоцен). Незначительные по амплитуде изменения уровня имели место и в позднем неоплейстоцене. С ними связано образование террас низкого комплекса. Это I—IV террасы высотой до 20—25 м. Их формирование связано с колебаниями уровня, совпавшими с климатическими фазами и последовательным снижением высоты порога стока, обусловленным эрозионной проработкой ангарской прорези. В разрезах низких террас выделяются слои, синхронные плейстоценовым похолоданиям. Этот вывод сделан не на основании единичных радиоуглеродных датировок, как полагает С. Колман [15], а базируется на присутствии в отложениях различных криогенных деформаций, „дропстоунов“, на результатах палинологического анализа, на данных о фациальных соотношениях озерных

(байкальских) и ледниковых отложений [9, 12, 16]. Значительные по амплитуде поднятия уровня Байкала были связаны с тектонически обусловленным подпором. Наиболее вероятно, что оно имело место в среднем неоплейстоцене. Неясно, имел ли место вклад климатических факторов в этот процесс. Поднятия уровня привело к полному затоплению Ушканьих островов, формированию средних и высоких байкальских террас, абразии среднеледниковых ледниковых отложений (вплоть до современного уровня 150—200 м), формированию абразионной платформы на о. Ольхон, накоплению подпорных фаций аллювиально-озерных песков в дельте Селенги и на других участках восточного побережья и к формированию Култучно-Иркутского канала стока вод Байкала в систему р. Енисей, пришедшему на смену Праманзурскому стоку в систему р. Лена. Это поднятие уровня продолжалось сравнительно недолго. Его геоморфологические последствия изучены недостаточно полно, их удастся проследить лишь на отдельных участках. На п-ове Святой Нос выше лестницы террас, на высоте примерно 250 м над Байкалом, расположены реликты плиоценового высокого педимента с красноцветной корой выветривания [50]. По-видимому, это определяет возможную предельную высоту байкальских террас на данном участке. Приведенные данные о связи террас с изменениями уровня воды озера вовсе не означают отрицания их тектонического деформирования. Признаки тектонически обусловленных изменений положения террасовых уровней несомненны (см., например, [18]), и ясно, что современное высотное положение террас — результат совокупного воздействия тектонических и гидрологических факторов. Сложно определить вклад обоих факторов в каждом конкретном случае, это задача будущих исследований.

Имеются также корректные следы падений уровня Байкала, однако пока не удается получить сколько-нибудь надежные оценки возможной величины этого падения. Они колеблются от экстремальных до весьма осторожных. По-видимому, предел допустимым оценкам длительности снижений уровня кладут данные об отсутствии следов существования бессточного водоема в течение более чем 10 000 лет.

В Ангарском истоке порог стока расположен на абсолютной высоте 454 м. В Култучно-Иркутской долине коренное ложе вряд ли ниже 500 м. Эти величины определяют возможное снижение уровня Байкала на сколько-нибудь длительное время, однако кратковременные снижения имели место и могли достигать многих десятков метров.

Авторы благодарны С. Колману (Геологическая служба США) за полезные дискуссии, инициировавшие написание этой статьи, М. Н. Шимараеву за обсуждение вопроса о гидрологических последствиях прекращения стока вод Байкала, а также А. А. Кульчицкому и С. С. Осадчому за обсуждение ряда вопросов четвертичной геологии Прибайкалья и совместные полевые дискуссии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 00-05-65061).

ЛИТЕРАТУРА

1. Черский И. Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал, произведенном по поручению Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества. Зап. ВСО РГО, 1886, ч. 1, т. 12, 405 с.
2. Тетяев М. М. Озеро Байкал в его недавнем прошлом // Геологический вестник, 1915, т. 1, № 2, с. 76—79.
3. Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952, 191 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 55).
4. Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М., Географгиз, 1952, 199 с.
5. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., Наука, 1968, 247 с.
6. Ладохин Н. П. К вопросу о древнем оледенении Прибайкалья // Материалы по геологии Восточной Сибири, Сер. геол. Иркутск, 1959, с. 153—173. (Тр. ВСГИ, вып. 2).
7. Пальшин Г. Б. К вопросу о распространении террас на оз. Байкал // Тр. ВФ АН СССР, Сер. геол., 1959, вып. 10, с. 3—21.
8. Ескин А. С., Пальшин Г. Б., Гречищев Е. К. и др. Геология и некоторые вопросы неотектоники Ушканьих островов на Байкале // Материалы по геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959, с. 129—152. (Тр. ВСГИ, вып. 2).
9. Мац В. Д. Байкальские террасы низкого комплекса // Природа Байкала. Л., ВГО, 1974, с. 31—56.
10. Базаров Д. Б., Будаев Р. И., Калмыков И. П. О возрасте плейстоценовых террас северо-западного побережья оз. Байкал // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1982, с. 155—158.
11. Кононов Е. Е., Мац В. Д. История формирования стока вод Байкала // Изв. вузов. Геология и разведка, 1986, № 6, с. 91—98.

12. Иметхенов А. Б. Позднекайнозойские отложения побережья оз. Байкал. Новосибирск, Наука, 1987, 150 с.
13. Кононов Е. Е. Высокие террасы озера Байкал // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 201—209.
14. Мац В. Д., Аносов В. С., Ефимова И. М., Осипов Э. Ю. Байкальские террасы и проблема изменений уровня озера в четвертичное время // Всероссийское совещание „Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке“ (Тез. докл.). СПб., 1998, с. 124.
15. Colman M. S. Water-level changes in Lake Baikal, Siberia: Tectonism versus climate // *Geology*, June 1998, v. 26, p. 531—534.
16. Mats V. The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Sci. Rev.*, 1993, v. 34, p. 81—118.
17. Осадчий С. С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы, 1995, № 1, с. 179—190.
18. Мац В. Д. Происхождение и развитие Байкальской впадины // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л., Наука, 1990, с. 167—191.
19. Атлас Байкала. 2-е изд. / Ред. Г. И. Галазий. М., Наука, 1993, 110 с.
20. Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1937, № 2, с. 351—375.
21. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1992, 216 с.
22. Думитрашко Н. В., Мартинсон Г. Г. Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1940, № 5, с. 114—125.
23. Romashkin P., Williams D. Sedimentation history of the Selenga Delta, Lake Baikal: simulation and interpretation // *J. Paleolim.*, 1997, v. 18, p. 179—186.
24. Mashiko K., Kamaltynov R., Sherbakov D. Genetic separation of gammarid (*Eulimnogammarus surlayi*) population by localized topographic changes in ancient Lake Baikal // *Arch. Hydrobiol.*, 1997, v. 139, p. 387—397.
25. Мац В. Д., Покатилов А. Г., Попова С. М. и др. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 192 с.
26. Покатилов А. Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1985, № 3, с. 52—65.
27. Черняева Г. П. История озер по данным о диатомовой флоре // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л., Наука, 1990, с. 213—217.
28. Fujii S., Mashiko K., Mats V. Water level changes in Lake Baikal in the Late Quaternary and formation of Angara river // BICER, BDP and DIWPA Joint International Symposium on Lake Baikal. Yokohama, Japan, 1998, p. 17.
29. Шмыгун П. Е. Докерамические комплексы из четвертичных отложений Северного Байкала // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М., Наука, 1981, с. 120—128.
30. Воробьева Г. А. Некоторые сведения об уровне Байкала // Байкал и горы вокруг него (Тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара). Иркутск, ИЗК СО РАН, 1994, с. 92—94.
31. Бухаров А. А., Фиалков В. А. Геологическое строение дна Байкала. Взгляд из „Пайсиса“. Новосибирск, Наука, 1996, 112 с.
32. Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири. Иркутск, ВСГИ, 1961, с. 50—59. (Тр. ВСГИ, вып. 3).
33. Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., Наука, 1964, с. 5—123.
34. Кульчицкий А. А., Кривоногов С. К., Мишарина В. А. и др. Опорный разрез верхнекайнозойских отложений Северного Байкала // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 2, с. 3—10.
35. Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 139—156.
36. Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового ядра глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 1, с. 3—32.
37. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970, 444 с.
38. Надеинский Б. Р. Теоретические обоснования и расчеты в аналитической химии. М., Сов. наука, 1956, 447 с.
39. Falkner K. K., Measures C. I., Herbelih S. E., Edmond J. M. The major element geochemistry of Lake Baikal // *Limnol., Oceanogr.*, 1991, v. 35, p. 413—423.

40. Тарасова Е. Н., Мещерякова А. И. Современное состояние гидрохимического режима оз. Байкал. Новосибирск, Наука, 1992, 141 с.
41. Логачев Н. А. Саяно-Байкальское нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974, с. 72—162.
42. Кульчицкий А. А. Плейстоценовые оледенения гор Северо-Западного Прибайкалья в зоне БАМ (на примере бассейна р. Кунерма) // Геология и геофизика, 1985, № 2, с. 3—9.
43. Гета Р. И., Лексакова В. Д. Некоторые вопросы палеогидрологии оз. Байкал // История озер СССР в позднем кайнозое. Ч. 2. Иркутск, 1979, с. 55—59.
44. Shimaraev M. N., Verbolov V. I., Granin N. G., Sherstyankin P. P. Physical Limnology of Lake Baikal: a review, BICER. Irkutsk, Okayama, 1994, Print № 2, 81 p.
45. Павловский Е. В., Фролова Н. В. Древние долины Ангаро-Ленского водораздела // Бюл. МОИП, отд. геол., 1941, вып. 1—2, с. 65—73.
46. Аносов В. С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., Недра, 1964, с. 247—251.
47. Замараев С. М., Адаменко О. М., Рязанова Г. В. и др. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М., Наука, 1976, 134 с.
48. Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М., Недра, 1972, 215 с.
49. Ридзюнская Н. М. Древние россыпи Северного Прибайкалья // Древние и погребенные россыпи СССР. Киев, Наук. думка, 1977, с. 2—90.
50. Mats V. D., Khlystov O. M., De Batist M. et al. Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, № 2, p. 229—250.
51. Мац В. Д., Корнутова Е. И., Покатилов А. Г. и др. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Байкала // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, Наука, 1975, с. 258—273.
52. Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 196 с.

*Рекомендована к печати 24 мая 2001 г.
Н. А. Берзиным*

*Поступила в редакцию
14 февраля 2001 г.*

PALEOHYDROLOGY OF LAKE BAIKAL IN RELATION TO NEOTECTONICS

V.D. Mats, S. Fujii*, K. Mashiko**, L.Z. Granina, E.Yu. Osipov, I.M. Efimova, and A.V. Klimanskii

Limnological Institute, Siberian Branch of the RAS, 3 ul. Ulan-Batorskaya, Irkutsk, 664033, Russia

**Fujii Laboratory for Environmental Geology, Toyama, Japan*

*** Department of Biology, Teikyo University, Hachioji, Japan*

New data prove that a major rise in the Baikal water level (to 120–150 m) in the Middle Pleistocene may have been caused by tectonic uplift of the western side of the Baikal basin and is marked by medium and high terraces and deltaic sand deposition. As a result of tectonic activity, the outlet of Baikal through the paleo-Manzurka valley to the Lena River was barred 2.0–0.5 Ma ago and a new outlet appeared through the Ilcha-Irkut valley to the Yenisei system (0.5–0.06 Ma ago). This outflow was substituted by the present Angara outlet, which was opened due to collapse of the Listvyanka block about 60 ka ago. Calculations show that a geologically long lake level fall in the past is unlikely but short low-stand episodes appear probable. The terraces surrounding the lake were produced by the joint effect of hydrology and tectonism. Analysis of the past evolution of the drainage network in the Western Baikal region allowed prediction of its possible future changes.

Water-level changes, terraces, evolution of drainage network, Lake Baikal

INTRODUCTION

Water level and its fluctuations is a key agent in the evolution of seas and lakes, as it shapes up the coast, changes the water surface area and the position of the shoreline, influences the drainage and controls the littoral/pelagic relationships and, hence, water temperature and other physical properties which, in turn, influence the biota. Water-level changes in a basin are recorded in the geology and geomorphology of the surrounding fluvial and lacustrine terraces. The terraces around Lake Baikal, though largely documented [1–14], still cause a lot of discussions. Diverse opinions on their number and levels fall into three main classes:

— terraces are numerous and their elevation reaches 283 m [1] or even 600–700 m [3, 4] above present lake level;

— there are 10 or 12 terraces with a maximum altitude of 200 m above present lake level [6, 7, 11];

— there are only four Baikal terraces with their elevations strongly varying due to neotectonic effects [4, 5].

The existing views on tectonism/hydrogeology interplay in the emergence of Baikal terraces are diverse as well. This problem has been comprehensively discussed in [15] where it is concluded that “the lake level fluctuations due solely to climate change must have been less than 2 m” and that “a major rise in the lake level is as unlikely as a major fall” [15]. Colman believes that the observed relative lake-level changes can be explained by ongoing rift-related tectonism rather than by climatic control [15]. He doubts the correlation of terraces with climatic episodes suggested in [16] viewing the radiocarbon ages as the only ties [15]. Lamakin [5] correlated the timing of four Baikal terraces to climate stages and their elevations above present lake level to tectonic activity which caused a strong deformation. According to Osadchii [17], the Baikal terraces result solely from the lake level rise. Thus, the current discussion focuses on three main points: (i) what is exact number, relative elevation, and ages of the Baikal terraces; (ii) whether they were produced by water-level changes or by tectonic motions or by a combined effect of hydrology and tectonism; (iii) whether the water-level changes, if any, were driven by climatic or tectonic effects, or both.

As a result of recent studies, terraces above IV have been established reliably [9, 18]. Some have been

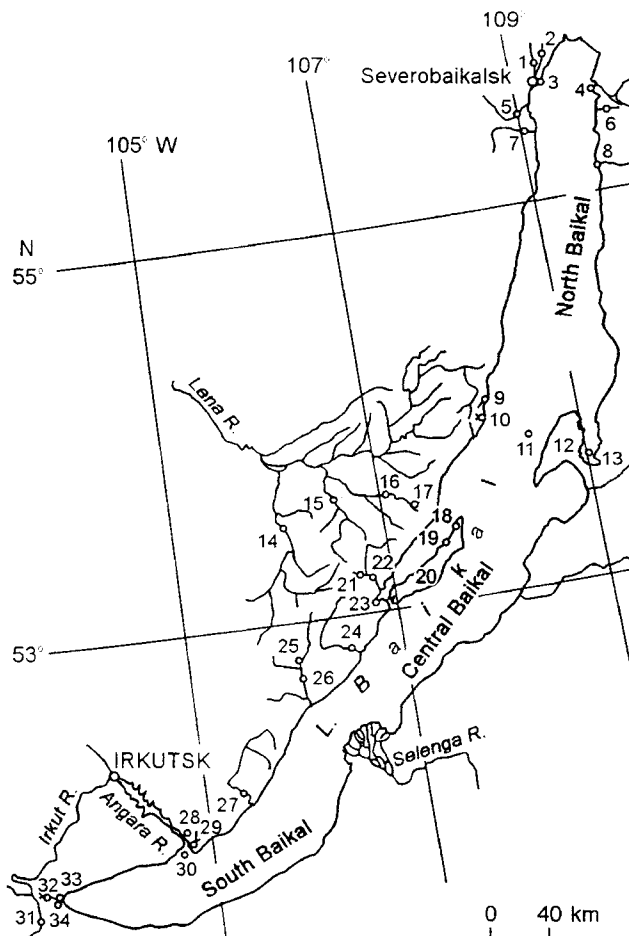


Fig. 1. Location map of study region. 1 — Tyia Cape and Tyia River; 2 — Nyurundukan River; 3 — Kurla Cape; 4 — Frolikha Bay; 5 — Slyudyanka River; 6 — Biraya River; 7 — Rel river; 8 — Tompuda Bay; 9 — Solntse Pad' Cape, 10 — Shartla River; 11 — B. Ushkany Island; 12 — Svyatoi Nos Peninsula; 13 — Chivyrkui Gulf; 14 — Manzurka River; 15 — Left Iikta River; 16 — Right Iikta River; 17 — Kurga River; 18 — Sasa Cape; 19 — Nyurgan Bay; 20 — Olkhon Island; 21 — Uspan River; 22 — Sarma River; 23 — Mukhor Gulf; 24 — Anga River; 25 — Alagui Village; 26 — Buguldeika River; 27 — Goloustnaya River; 28 — Nikola Village; 29 — Krestovaya River; 30 — Listvyanka Bay; 31 — B. Bystraya River; 32 — Ilcha River; 33 — Kultuk Village; 34 — Kultuchnaya River.

mapped [19]; tectonic origin was inferred for some old Baikal terraces discovered earlier [20, 21], except for those with sponge fauna-bearing sands [22]. The fauna findings have to be confirmed by further studies. Low terraces are well documented [9, 12], but the data on high terraces still hold much uncertainty.

This paper continues the ongoing discussion [11, 13, 15, 23] and presents data to advance, though not fully conclude it. We consider water-level changes in Baikal, evolution of the drainage network (especially, the Buguldeika River catchment) and past and present outlets. The discussion is based on geological and geomorphic evidence obtained by traditional methods, as well as on studies of gammarid populations by molecular biology techniques [24]. The location map is given in Fig. 1.

WATER-LEVEL FLUCTUATIONS IN LAKE BAIKAL

As noted above, river and lake terraces produced either by hydrological or tectonic agents present the most common evidence of past water-level changes, if any. The water level of Baikal experienced both rises and falls. The higher relative lake levels in the past are inferred from geological, geomorphic, paleontological, and paleomagnetic evidence. Deposits with paleontologically constrained [25] Lower-Middle Pleistocene ages (including

old limnic facies containing frustules of endemic Baikal diatoms [27]) were encountered on the western shore of Olkhon in the Nyurga Bay (Fig. 1). Talus sandy loam of reverse magnetic polarity, containing Lower-Middle Pleistocene fauna, occurs 1.5–2 m above the present lake level at the foot of terrace V (20–22 m) near Baikal'skoye Village [25]. Similar loam with fauna about the same age was found at 2–3 m above Baikal in the Zagli Bay (Olkhon) [26]. Thus, the reliably dated Lower-Middle Pleistocene deposits around Baikal occur at altitudes about the present lake level.

At the same time, Middle Pleistocene (including paleontologically constrained [10, 27]) deposits exist at higher elevations. For instance, old sediments with an assemblage of Baikal diatom frustules (determinations by Chernyaeva and Cheremisinova) and remnants of Middle Pleistocene large mammals [10] are encountered within the section of 40–80 m high terraces near the Tyya Cape (vicinity of Severobaikalsk). In the region of the Frolikha Bay, they compose the floor of 40–50 m and lower terraces. A wave-cut terrace is well expressed over the Nyurga section at the top of Sasa Cape, about 80 m high (Olkhon), with flat lacustrine pebbles of non-weathered granite scattered over its surface. The freshness of the pebbles indicates their relatively young age (Middle-Late Pleistocene), as such granite pebbles on older terraces are most often weathered. Tectonic movements, unambiguously testifying to lake level rise, cannot explain the existence of older terrace deposits below younger ones. This is confirmed by Middle Pleistocene sands accumulated in the Selenga Delta and elsewhere on the eastern coast under conditions of water backup, caused by the rise of lake level [12]. The evidence for the former lake level rise is in line with the past drainage of Baikal through the Kultuk-Irkut paleovalley that occurred at that time [11]. At present the valley floor is 700 m above sea level or 244 m above the level of Baikal. The paleovalley is truncated by a 110 m deep canyon (Fig. 2) produced by a later uplift along the border fault of the South Baikal basin, and the canyon depth (updated according to a large-scale map) can be considered a measure of the latest tectonic uplift. Therefore, the relative lake level rise in Middle Pleistocene time may have amounted to 120–130 m [11].

A similar magnitude was inferred from elevations of terraces on Bol'shoi Ushkany island, where typical lacustrine pebbles are locally preserved on the highest terrace (island's top) at 671 m asl (or over 200 m above the present Baikal level) [4]. The first (Holocene) terrace is 5 m above the lake on the island but as low as 1.5 to 3 m elsewhere [9, 28], i.e., the neotectonic uplift has been about 2.5 m over the past 10 ka, at a rate of -0.025 cm/yr. Though tentative, these estimates are in a satisfactory agreement with a rate of about 0.1 cm/yr suggested in [9]. The uplift since the Middle Pleistocene (about 200 ka BP) must have been about 50 m. The corresponding relative lake level rise in the Middle Pleistocene would be about 150 m, which agrees with the 120–130 m inferred from the elevation of the Kultuk-Irkut outlet sill and does not contradict the evidence for up to 150–200 m terraces present locally on the Baikal coast. Some high terraces were observed on Olkhon and locally on the eastern side of North Baikal and were revealed by special geological and geomorphological surveys or by deciphering aerial photographs on the Svyatoi Nos Peninsula [6–8, 14] (Fig. 3). In all cases lacustrine pebbles were found within loam below subaerial facies. Terrace-like surfaces at the same elevations were inferred from aerial photographs on the eastern side of Central Baikal as well [14]. Therefore, a former level of 120–150 m above the present Baikal appears quite realistic.

The data on past episodes of lake level fall are controversial. It may be hypothesized that the Baikal level was sometimes below the present one, but the magnitude of the drop, as well as duration and timing of the low stand periods are problematic. Subaerial deposits occasionally occur on the beach and continue below the water, for instance, near Kurla Cape where artifacts of a Paleolithic culture were found in submerged Late Pleistocene subaerial loam (^{14}C age 13–15 ka [29]). Similar evidence was reported from the region of the Buguldeika River and the Mukhor and Chivyrkui gulfs. However, though indicating a low stand of Baikal in the latest Late Pleistocene-earliest Holocene [30], these findings cannot provide estimates of its relative magnitude.

Hypothetical traces of an over 300 m fall in lake level in the Middle Pleistocene were found in the sedimentary section of the Selenga delta [23]. However, this conclusion is doubtful [15] as the observed deltaic section can be accounted for by tectonic subsidence. Neither can the submerged terraces help to estimate the level drop [30], as their origin is unclear. A major fall in the lake level is indicated by the presence of glacial deposits at 300–400 m [32, 33] and even 500 m (Frolikha region [31]) water depths, and by submerged deposits of a glacial maximum below the present lake level found on the western lake side in the region of Lake Slyudyanskoye [34]. A section drilled there stripped glaciofluvial (below) and glacial and limnic (above) facies. The base of the sedimentary sequence is at 352 m asl, and the glacial sediments proper start at 399 m asl (57 m below the present Baikal level) and reach 474 m asl (18 m above Baikal).

Therefore, we may be positive that the Baikal level repeatedly had been below the present level in the past. However, the major fall is inconsistent with the lack of evidence for closed-basin conditions in the Baikal sediments [15, 35], though some authors [31] suggest repeated long episodes of the closed basinal regime. If Baikal did exist

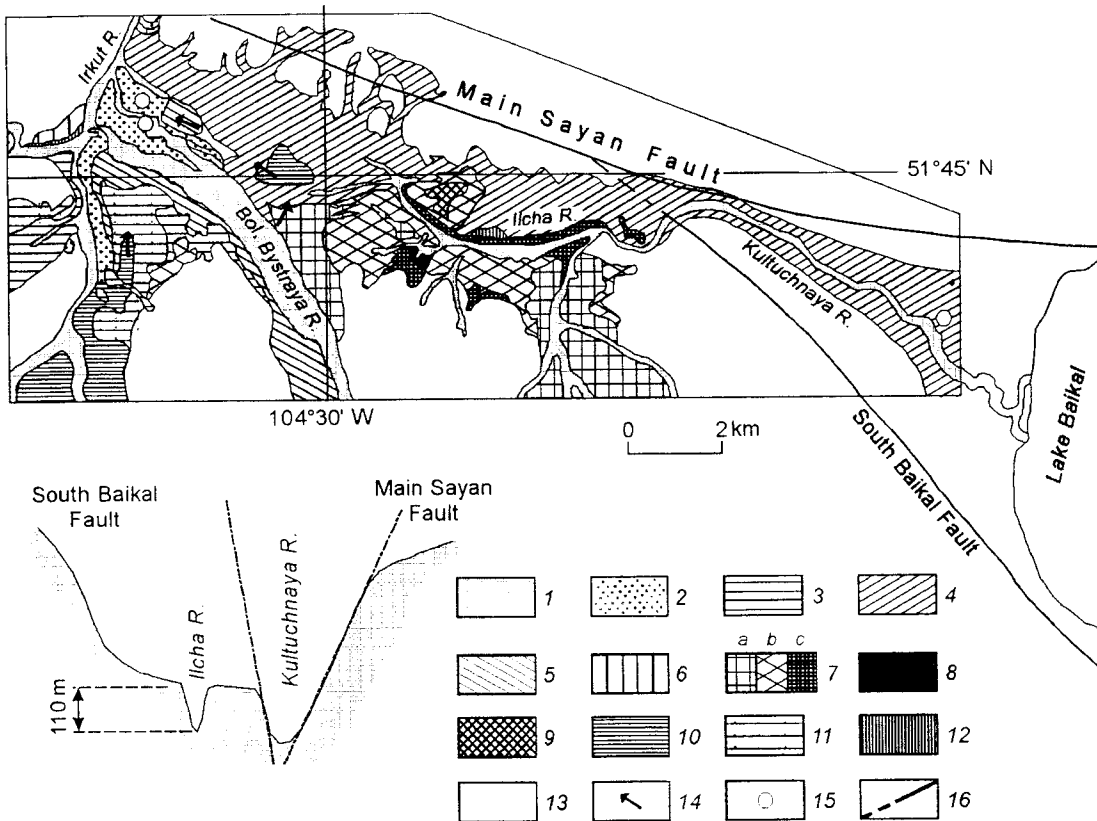


Fig. 2. Generalized map of Cenozoic deposits in junction area of Baikal and Bystraya basins (modified after [11]). 1 — riverbed and low flood plain alluvium (boulders, pebbles, sands, sandy loam), Q_{IV}^2 ; 2 — high flood plain alluvium, talus, and slope wash (sands, loamy sand, sandy loam), Q_{IV}^1 ; 3 — talus and slope wash of near-valley pediments and alluvial fan debris slope-foot aprons (debris, sandy loam), $Q_{III}^4 + Q_{IV}$; 4 — alluvium of 6–8 m high terrace I (pebbles, sands), $Q_{III}^4 + Q_{IV}$; 5 — Zyrkuzun Formation of talus and slope wash (landwaste, debris, sandy loam) Q_{III}^4 ; 6 — alluvium of 12–16 m high terrace II (pebbles, sands, sandy loam), Q_{III}^{3-4} ; 7 — Bystraya Formation: *a* — alluvial and slope-wash boulders and pebbles; *b* — talus and slope wash debris and landwaste; *c* — talus landwaste and sandy loam, Q_{III}^2 bs; 8 — alluvium of 30 m high terrace III (boulders and pebbles), Q_{III}^2 ; 9 — Ilcha Formation of alluvial boulders and pebbles, upper section, $Q_{II-III}il/2$; 10 — Ilcha Formation of alluvial boulders and pebbles, lower section, $Q_{II?-I}il/1$; 11 — Lower(?)—Middle Quaternary ochre alluvial sands ($Q_{I?+II}$); 12 — Upper Pliocene ochre conglomerates and debris deposits (N_{II}^2); 13 — Precambrian rocks; 14 — flow directions of Paleo-Irkut; 15 — borehole; 16 — fault.

as a closed (not overflowing) lake for some time, evaporation would rapidly increase dissolved solids, leading to saturation with respect to calcite and its chemical precipitation. However, it is known that carbonates are rare to absent in the bottom sediments of Baikal. Siderite and rodochrosite found recently below 300 m of subbottom depth during drilling on the Akademichesky Ridge [36] belong to pre-Quaternary deposition and their interpretation is beyond the considered period of the Baikal history.

The time from the onset of the closed-basin conditions to the onset of calcite precipitation can be estimated as follows (calculations are for concentrations in gramm-ion/l). Saturation with respect to $CaCO_3$ is calculated [37] as

$$[CO_3] [Ca] (f''')^2/PS CaCO_3(t) \quad (1)$$

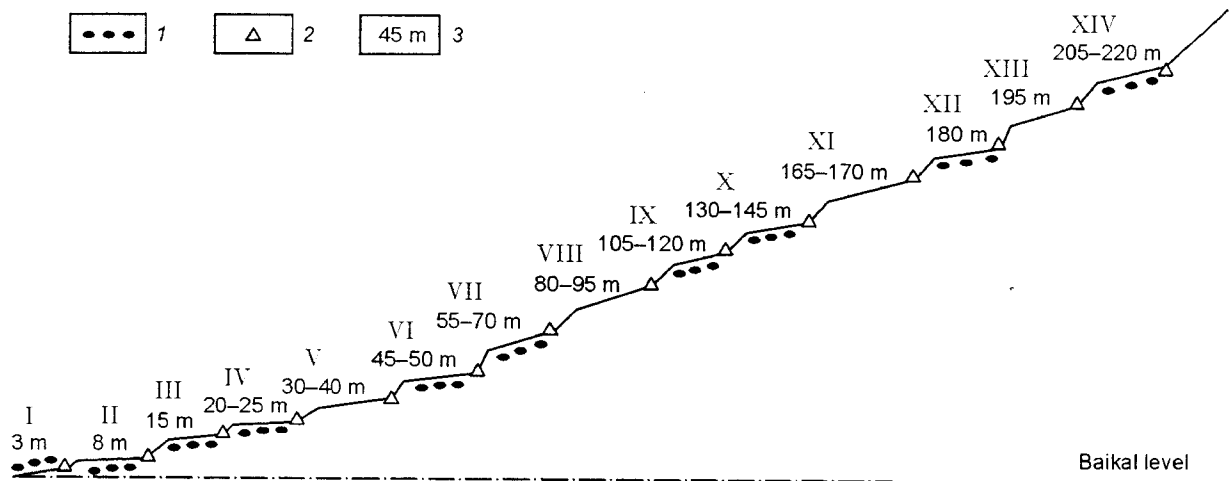


Fig. 3. Elevations of Baikal terraces on Svyatoi Nos Peninsula, inferred from deciphering of aerial photographs and field observations. 1 — pebble occurrences; 2 — terrace back kink; 3 — elevation of terrace back kink above Baikal level.

where in brackets are concentrations of Ca and CO₃ ions; f' and f'' are activity coefficients of mono- and di-valent ions calculated from ionic strength by a simplified formula for low-mineralized solutions [37]; in our case $f' = 0.92$, $f'' = 0.71$; product of calcite solubility, PS CaCO₃(t), is tabulated. For Baikal, at $t = 3.6$ °C, it is $4.65 \cdot 10^{-9}$.

[CO₃] was calculated from the measured concentration of HCO₃⁻ (under an assumption that alkalinity (Alk) roughly equals the concentration of HCO₃⁻ ions) at a given pH, as:

$$[\text{CO}_3] = \text{Alk} \frac{K_2}{2 K_2 + f''/f'} [\text{aH}^+] \quad (2)$$

where aH^+ is the activity of H⁺ ions, K_2 is the second dissociation constant of carbonic acid. At 3.6 °C the constant $K_2 = 2.11 \cdot 10^{-11}$.

Saturation of the Baikal water with respect to calcite is calculated from (1) and (2) for pH = 7.6 and $t = 3.6$ °C. Concentrations of Ca²⁺ and HCO₃⁻ ions are 16.1 and 66.7 mg/l, respectively [39]. At these concentrations, saturation is as low as 4.8%, i.e., the Baikal water is strongly undersaturated with respect to calcite.

Saturation can be then calculated for the time 1000 years later and the same conditions of element supply, pH, and water temperature. The riverine and atmospheric inputs of Ca²⁺ and HCO₃⁻ ions are now 1090 and 4440 Ktons/yr, respectively [40]. With the 23,000 km³ of the lake volume, saturation of the water with respect to CaCO₃ will be about 73% in 1000 yr and about 4300% in 10,000 yr. Calcite can form strongly supersaturated solutions without precipitation of the solid phase. Therefore, chemical deposition may occur about 10,000 years after the outflow stops, i.e., when water is thousand times supersaturated. This timing (10,000 yr) was obtained under the assumption of negative water budget, when, in the absence of outflow, the fluvial input is cancelled by evaporation. Therefore, the closed-basin conditions in Baikal could have persisted for a geologically short time only.

Thus, the magnitude of fall in the Baikal level should be less than that leading to a closed lake, and can be inferred from the water budget. The lowest stand may have occurred during the maximum glaciation, which has been commonly (but not very reliably) timed as the Middle Pleistocene [10, 41, 42]. However, the Baikal level then rose after the paleo-Manzurka outlet to the Lena was barred by tectonic uplift [11, 41]. As estimated from the water balance [43, 44], the rise caused by barred outflow must be as rapid as 1 m/yr, which is several orders of magnitude as high as a reasonable rate of tectonic uplift. Therefore, the break-up of the paleo-Manzurka outlet obviously was not geologically instantaneous. The lake level rose as a result of uplift of the western lake side which accelerated in the Late Pliocene [18, 41]. However, the outflow through the paleo-Manzurka did not cease to make Baikal a closed lake, as the level rise was more rapid than the uplift. The river valley incised in the bedrock to a depth of 100–120 m [41] until the rising water level reached the elevation of another outlet sill (the Kultuk-Irkut valley), which substituted the previous outlet.

The Kultuk-Irkut paleovalley (Fig. 2) is filled with unconsolidated deposits stripped by drilling to a depth of 70 m. The deepest borehole of 635 m did not reach the valley floor. Taking into account the magnitude of the later tectonic uplift (110 m, inferred from incision of the Ilcha River), the floor of the paleovalley must have occurred below 525 m. Therefore, in the Middle Pleistocene the level of Baikal hardly could have dropped below that depth for a long time. The present outlet sill at the Angara head is no more than 2 m below the Baikal level, i.e., is at 454 m asl. There is evidence that people could wade across the Angara in low-water years (Fialkov, pers. commun.). Therefore, any major drop in the Baikal level (more than 2 m) would have blocked the outflow and cause closed-basin conditions, which, as we have calculated, cannot have lasted for a geologically long time.

On the other hand, some Baikal inlets have overdeepened mouths, such as the Kultuchnaya valley (vicinity of Kultuk Village) with its floor at a depth of 90 m (about 75 m below the present lake level) or the Rel valley whose overdeepened mouth was revealed by drilling. If more abundant and systematic, the evidence of overdeepened Baikal inlets would be a strong argument for past short episodes of a notable fall in the lake level. Yet, the available data are too scarce to offer a solution.

RESTRUCTURING OF THE DRAINAGE SYSTEM OF THE LENA AND BAIKAL

The evolution of the surface topography in the Baikal rift was associated with restructuring of the drainage system. The dynamics of the latter has been fairly well documented in the Western Baikal region [16, 41, 45–47]. Fragments of the oldest valleys (e.g., Kurga valley in the upper reaches of the Pravaya Ilikta [16] and a paleovalley filled with Lower Paleocene and Miocene pebbles in the Tyia-Goremykino plateau on the Nyurundukan divide [48, 49]) are assigned a Paleogene age based on the alluvium composition [16]. They belonged to a north-southerly striking system of shallow but broad and voluminous streams that provided deposition of monomictic quartz sand and pebble from the drained laterite and kaolinite weathering residuum. The main direction of flows was controlled by the generally northward topographic slope and the orientation of the regional geological structures.

The roughly north-south direction of the major rivers held through Oligocene-Miocene time. Two parallel old valleys filled with quartz pebbles extend along the foot of the western (in the Sarma basin) and eastern slopes of the Primorsky Ridge. Fragments of the latter valley are preserved at about 500 m above Baikal on the escarpment of the Primorsky Fault on the left side of the Kurma valley where it leaves the mountains. The composition of the pebbles indicates that the detrital material was shed into the valley from both the Primorsky divide and from inside the Baikal basin. The deposits traceable in the Buguldeika-Chernorud graben [5] near Tonty village apparently belong to the same valley.

The onset of doming in the region turned the main flow to the WE and NW directions. The best documented Late Pliocene-early Middle Pleistocene paleo-Manzurka system, which made the left-side head of the Lena [41], partly retained the north-south direction, but some of its streams were striking northwest and north-northwest. The paleo-Manzurka drained the southern part of a Paleogene-Neogene swampy area in the Baikal foredeep and dried lakes and marshes there (Fig. 4).

The evolution of the Buguldeika River that was part of the paleo-Manzurka system is a good example of Pleistocene changes of the drainage network. In the Late Pliocene – early Middle Pleistocene, its present upper and middle reaches belonged to the paleo-Manzurka that flew out of Baikal (near the Goloustnaya mouth) and into the Lena (below Kachug Village [11, 41]) (Fig. 5, *a*). In the Early-Middle Pleistocene, the paleo-Manzurka outlet was barred (see above), and the valley dispersed into several small valleys. Its upper part became followed by the Goloustnaya River (present Baikal inlet), and the lower part has retained the direction of the Lena. This lower segment of the dispersed paleovalley included the Middle Pleistocene Buguldeika valley (Fig. 5, *b*). Accelerated uprise of the rift side in the Late Pleistocene caused active incision of short Baikal inlets which ate their way landward by backward erosion and formed deep V-shaped canyons making a sharp contrast against the pre-rift topography. One major inlet that followed the NW striking Buguldeika fault reached the broad shallow valley of the Middle Pleistocene Buguldeika, captured its stream and turned it toward Baikal. The interception point is 25 km far from the Buguldeika mouth (vicinity of Alagui Village). The village is located within the older broad part of the valley which contains locally preserved Upper Pliocene-Middle Pleistocene paleo-Manzurka deposits eroded by the Buguldeika to a depth of 5 to 20 m. The present Buguldeika flows slowly in a shallow broad valley above the capture point, which is distinctly expressed in the surface topography. Below this point there is a deep canyon produced by Late Pleistocene erosional incision. The upper valley of the slow Buguldeika formed mainly in the Middle Pleistocene by a stream that belonged to the Lena system (Fig. 5, *c*).

A similar configuration of young canyons and older valley segments is also well expressed in the Anga and Sarma Rivers (Fig. 5, *c*) where backward erosion progressed landward rather far away from the Primorsky fault

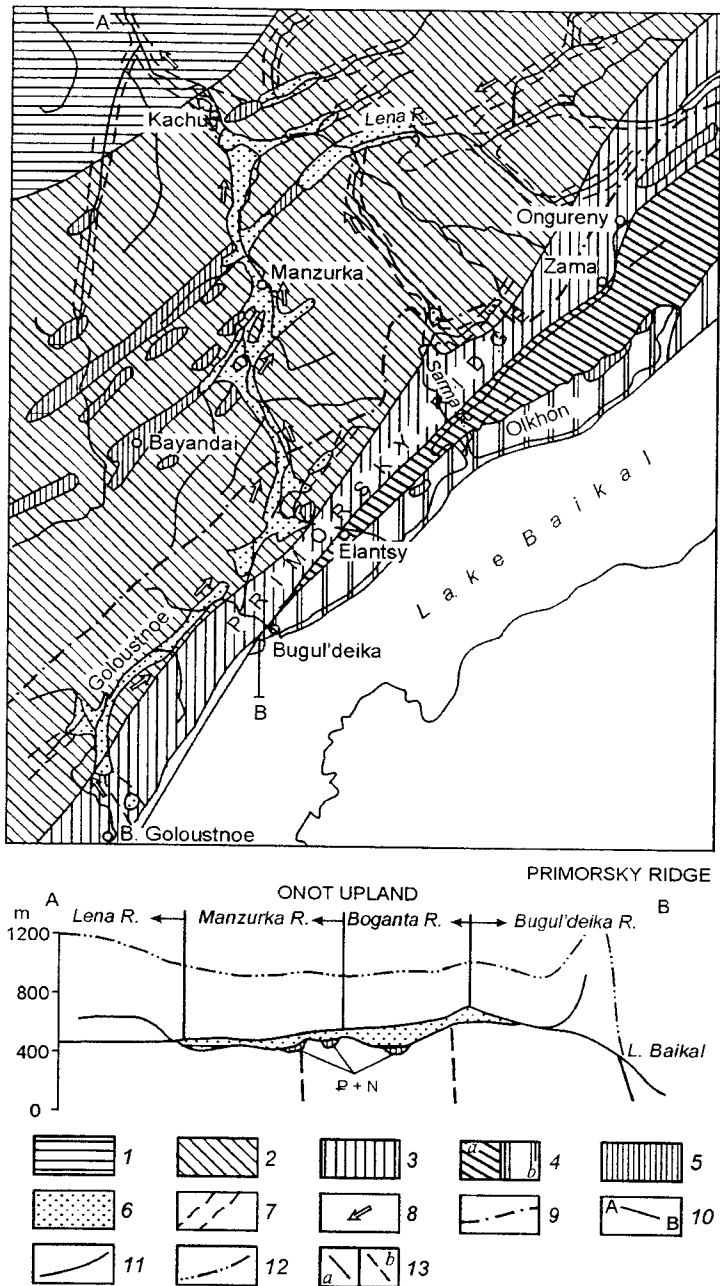


Fig. 4. Generalized geomorphology and paleovalleys in western Baikal region [40].
1 — Upper Lena shield uplift; **2** — Baikal foredeep; **3** — Baikal dome; **4** — Maloye More basin (*a*) and Olkhon uplifted block (*b*); **5** — Paleogene and Early Neogene deposits; **6** — Upper Pliocene-Early Quaternary Manzurka alluvium; **7** — paleovalleys; **8** — flow direction of paleo-Manzurka; **9** — Lena-Angara-Baikal divide; **10** — cross-section line; **11** — floor surface of Manzurka alluvium; **12** — deformation of paleo-Manzurka thalweg; **13** — major faults: *a* — observed; *b* — hypothetical. Cross section below shows longitudinal profile of paleo-Manzurka.

scarp: 25 km along Buguldeika, 18 km along Anga, and 12 km along Sarma. In small streams the kink points of the former profiles are only 2–4 km far from the fault scarp but are expressed as clearly.

The restructuring of the river network and related capture of river heads in the Angara-Lena system have advanced as far as the Sarma River along the western side of the South and Central Baikal, and can be expected

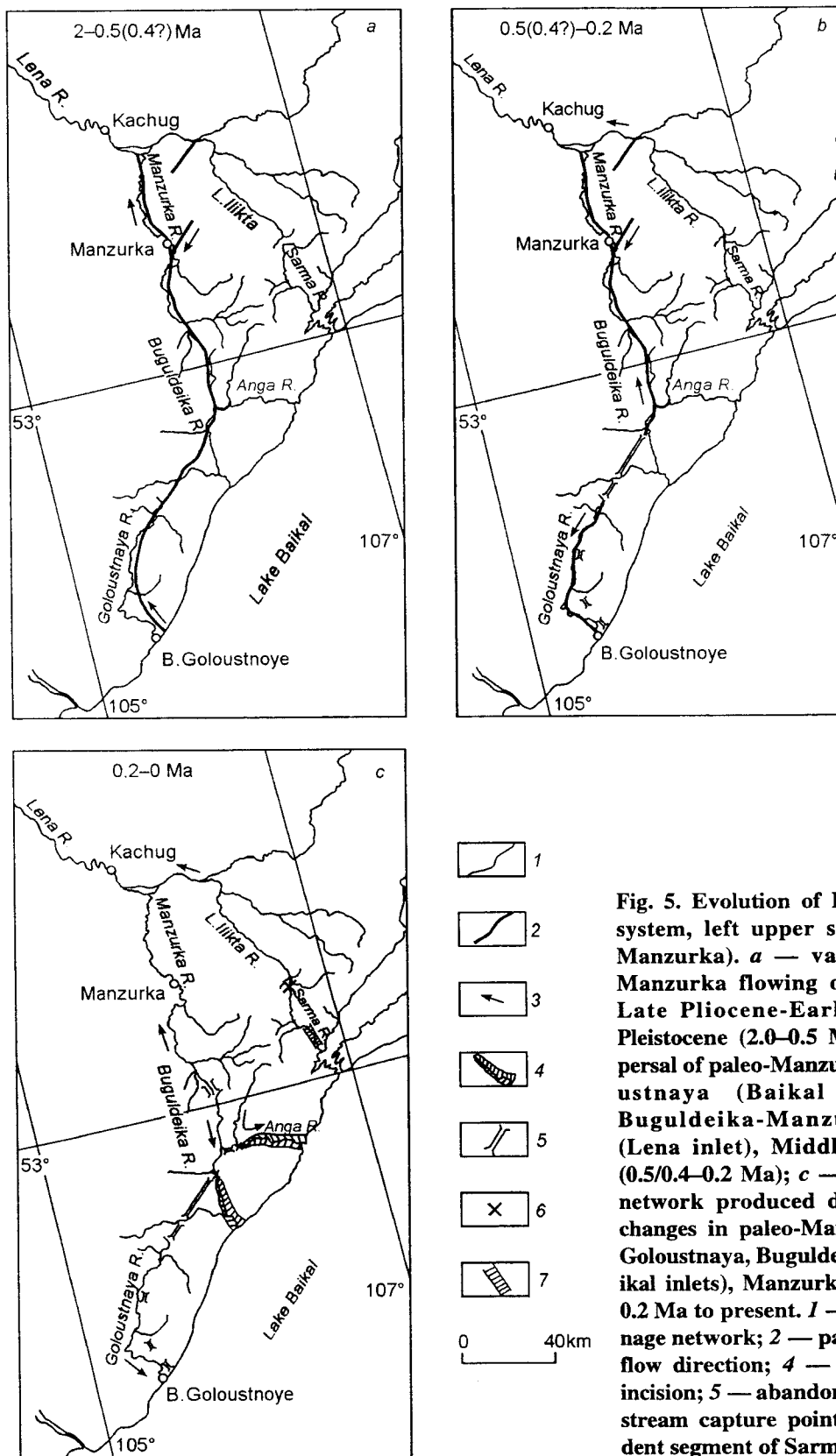


Fig. 5. Evolution of Lena drainage system, left upper stream (paleo-Manzurka). a — valey of paleo-Manzurka flowing out of Baikal, Late Pliocene-Early to Middle Pleistocene (2.0–0.5 Ma); b — dispersal of paleo-Manzurka into Goloustnaya (Baikal inlet) and Buguldeika-Manzurka stream (Lena inlet), Middle Pleistocene (0.5/0.4–0.2 Ma); c — present river network produced during further changes in paleo-Manzurka valley: Goloustnaya, Buguldeika, Anga (Baikal inlets), Manzurka (Lena inlet), 0.2 Ma to present. 1 — present drainage network; 2 — paleovalley; 3 — flow direction; 4 — young erosion incision; 5 — abandoned valley; 6 — stream capture point; 7 — antecedent segment of Sarma valley.

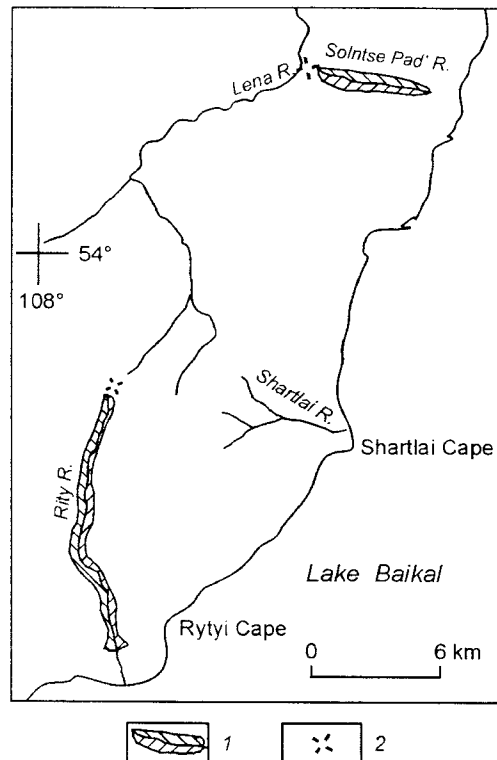


Fig. 6. Predicted changes of river network of upper Lena. 1 — young erosion incision; 2 — predicted point of stream capture.

to progress northeastward. The upper Lena may be captured by the Solntse-Pad' River, a stream feeding Baikal, Lena may be beheaded and its upper tributaries turned to Baikal (Fig. 6).

These changes in configuration of the drainage system were induced by uprise of the western rift shoulder since ~3.0–2.5 Ma ago (Olkhon tectonic activity) [16, 18]. As a result, the paleo-Manzurka incised a deep valley which was then filled by up to 120 m thick constrictive alluvium [41]. The more rapid uplift during the Primorsky tectonic stage broke the Lena outlet in the Middle Pleistocene (or, possibly, earliest Middle Pleistocene) and deformed the paleo-Manzurka thalweg (Fig. 4).

QUATERNARY EVOLUTION OF THE BAIKAL DRAINAGE SYSTEM

After the break-up of the Lena outlet, Baikal became drained through the Kultuk-Irkut valley to the Yenisei system. This outlet existed for a relatively short time until the lower-elevated Angara outlet appeared in the second half of the Late Pleistocene. However, the Irkut-Baikal link disappeared only after the second Irkut terrace had shaped up about 20 ka BP [11].

The Angara outlet was produced by tectonic collapse of the Listvyanka block [33] during the Tyia tectonic stage that started about 150–120 ka BP [16, 18]. The collapse cleared the way into the north-southerly striking neotectonic graben used before by a small north flowing stream. The graben's border faults are well expressed in the surface topography on both sides of the present Angara near its head and have been traced by geophysical methods as far as the basement of the Siberian Platform in the region of Irkutsk (Fig. 7). The Angara outlet is assigned an age of 40 to 60 ka, from geological and geomorphic evidence [11, 28]. There are only two low terraces in the Angara valley near its source [11] (12–14 m terrace II and 6–8 m terrace I). Terrace I emerged during the Sartan glacial (24–20 ka), and the 12–14 m terrace originated during the preceding Karga interglacial. Yet, the presence of up to 100 m high Angara terraces below the Irkut mouth is evidence for the existence of two segments of different ages: the younger upper stream from the head to the Irkut mouth and the older (latest Pliocene-earliest Pleistocene) lower stream. A study, by methods of molecular biology, of gammarid populations (*Eulimnogammarus cyaneus*) on both sides of the Angara outlet in western South Baikal (Fig. 8, a) showed that the populations

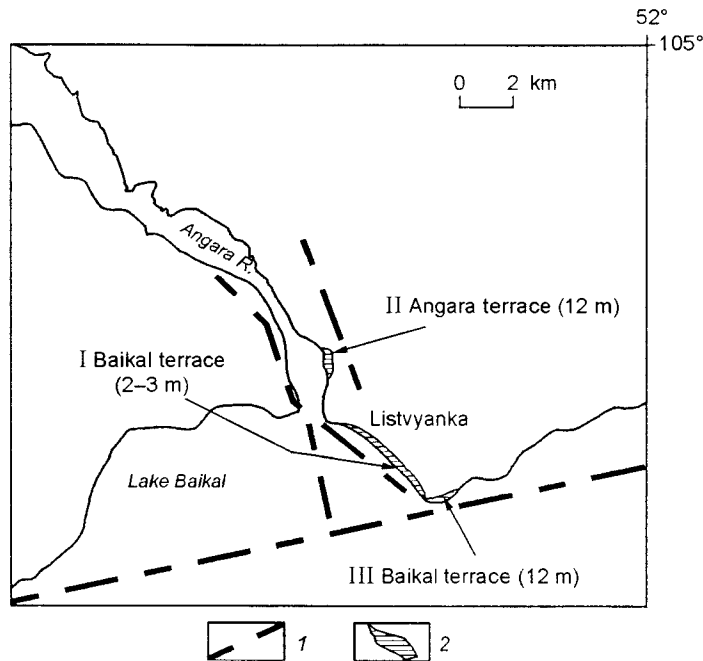


Fig. 7. Generalized structure of Angara source region. 1 — fault; 2 — terrace.

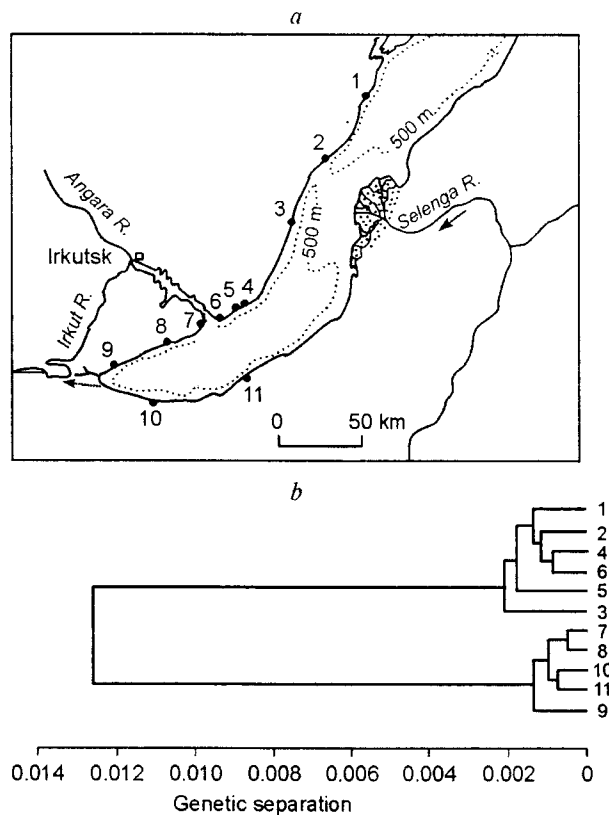


Fig. 8. Gammarid populations in western side of South Baikal [24].
a — sampling sites (1–11); b — genetic separation (in Neis units).

separated (Fig. 8, b) about 60 ka BP [24]. This appears a reliable timing for the initiation of outflow through the Angara. The generalized evolution of the drainage system is shown schematically in Fig. 9.

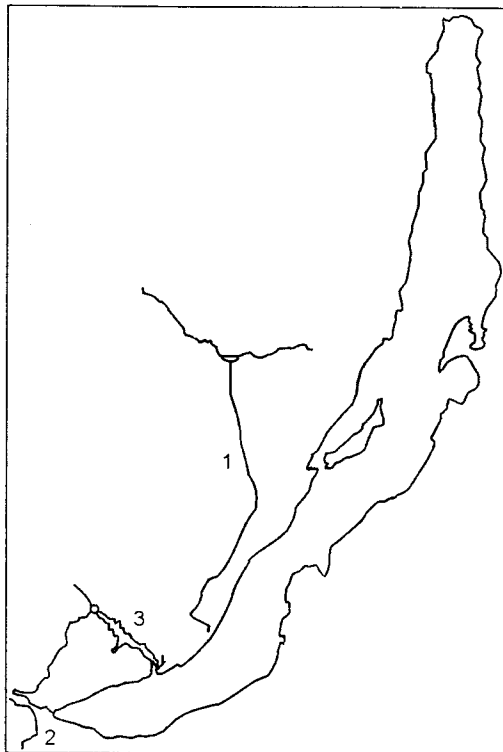


Fig. 9. Past and present outlets of Baikal. 1 — through paleo-Manzurka valley to Lena system (2.0–0.5 Ma); 2 — through Ilcha-Irkut valley to Yenisei system (0.5–0.06 Ma); 3 — through Angara (0.06 Ma to present).

CONCLUSIONS

The past changes in the Baikal level are indicated by reliable geological and geomorphic evidence. These changes produced medium-elevated terraces in the Middle Pleistocene. Minor water-level changes in the Late Pleistocene which caused emergence of low terraces (I to IV; up to 20–25 m high) can be correlated to climatic episodes and the subsequent elevation decrease of the outlet sill due to erosional deepening of the Angara valley. Some layers in the sedimentary sections of the low terraces correspond to the Pleistocene cooling stages, as it was inferred from the presence of cryogenic deformations and dropstones, palynological evidence, data on relationships between lacustrine and glacial facies [9, 12, 16], and not merely based on few radiocarbon ages as Colman [15] thought. The greatest rise of the Baikal level was related to tectonic damming, most likely, in the Middle Pleistocene. It remains unclear whether climatic effects were involved. As a result of the water-level rise, the Ushkany islands were submerged, medium and high terraces emerged on Baikal and a wave-cut terrace on Olkhon, Middle Pleistocene glacial deposits were eroded (up to the present level of 150–200 m) and pond alluvial-lacustrine sands accumulated in the Selenga Delta and elsewhere on the eastern side of Baikal; a new outlet through the Kultuk-Irkut valley to the Yenisei system substituted the paleo-Manzurka outlet to the Lena. The high stand was relatively short. Its geomorphic consequences have been as yet poorly studied, as they are expressed only locally. The possible ultimate height of the terraces on the eastern side of Baikal (Svyatoi Nos Peninsula) is marked by red kaolinite derived from weathered Pliocene pediment [50] above the terraces, at an altitude about 250 m above the present Baikal level. The relation of terraces to water-level changes in Baikal does not rule out their tectonic deformation. The evidence of tectonic changes in the position of the terrace levels causes no doubt (e.g., [18]), and the present elevations of the terraces obviously result from the combined effect of hydrology and tectonism, though the contribution of each is difficult to estimate.

Episodes of a past fall in the Baikal level are indicated by geomorphic and geological evidence, yet have so far eluded reliable estimation of the magnitude, which varies according to different authors from hundreds of meters to less than 2 m. The duration of low stand can be apparently constrained by the absence of evidence for more than 10 ka long closed-basin conditions.

Some constraints on the possible magnitude of the lake-level drop may be inferred from the altitude of the Angara outlet sill (454 m asl) and the depth of the Kultuk-Irkut valley floor (hardly below 500 m asl), though short episodes of a fall of tens of meters may have occurred as well.

This paper was inspired by discussions with S. Colman (USGS) and shaped up through discussions with M.N. Shimaraev, who investigated the consequences of drainage bar in Baikal, and with A.A. Kul'chitskii and S.S. Osadchii, specialists in the Quaternary geology of the Baikal region.

The work was supported by grant 00-05-65061 from the Russian Foundation for Basic Research.

REFERENCES

1. Cherskii, I.D., *Report on geological investigation of the shoreline of Lake Baikal carried out on behalf of the East Siberian Department of the Russian Geographical Society* [in Russian], 405 pp., Zap.VSO RGO, part 1, **12**, 1886.
2. Tetyaev, M.M., Lake Baikal in its recent past, *Geologicheskii Vestnik*, **1**, 2, 76–79, 1915.
3. Dumitrashko, N.V., *Geomorphology and paleogeography of the Baikal mountainous terrain* [in Russian], 191 pp., Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, **55**, Izd. AN SSSR, Moscow, 1952.
4. Lamakin, V.V., *Ushkany islands and the origin of Lake Baikal* [in Russian], 199 pp., Geografiz, Moscow, 1952.
5. Lamakin, V.V., *Neotectonics of the Baikal basin* [in Russian], 247 pp., Nauka, Moscow, 1968.
6. Ladokhin, N.P., *On ancient glaciation of the Baikal region* [in Russian], *Geologiya Vostochnoi Sibiri*, Trudy VSGI, Ser. Geol., issue 2, 153–173, Irkutsk, 1959.
7. Pal'shin, G.B., *Distribution of terraces on Lake Baikal* [in Russian], Trudy VSF AN SSSR, Ser. Geol., issue 10, 3–21, 1959.
8. Eskin, A.S., G.B. Pal'shin, E.K. Grechishev, et al., *Geology and neotectonics of the Ushkany islands on Lake Baikal* [in Russian], *Geologiya Vostochnoi Sibiri*, Trudy VSGI, issue 2, 129–152, Irkutsk, 1959.
9. Mats, V.D., Low Baikal terraces, in *Nature of Lake Baikal* [in Russian], ed. K.K. Votintsev, 31–56, VGO, Leningrad, 1974.
10. Bazarov, D.B., R.I. Budaev, and I.P. Kalmykov, Age of Pleistocene terraces of the northwestern coast of Lake Baikal, in *Southern East Siberia in Late Pleistocene and Holocene time* [in Russian], ed. N.A. Logachev, 155–158, Nauka, Novosibirsk, 1982.
11. Kononov, E.E., and V.D. Mats, Evolution of the Baikal drainage, *Izv. Vuzov, ser. Geologiya i Razvedka*, **6**, 91–98, 1986.
12. Imetkhenov, A.B., *Late Cenozoic deposits on the Lake Baikal shore* [in Russian], 150 pp., Nauka, Novosibirsk, 1987.
13. Kononov, E.E., High terraces of Lake Baikal, *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, **34**, 10–11, 201–208(172–178), 1993.
14. Mats, V.D., V.S. Anosov, I.M. Efimova, and E.Yu. Osipov, Baikal terraces and water-level changes in Quaternary time, *Abstracts, Russian Workshop on Main results and main guidelines of Quaternary studies in the 21st century* [in Russian], p. 124, St. Petersburg, 1998.
15. Colman, M.S., Water-level changes in Lake Baikal, Siberia: Tectonism versus climate, *Geology*, **26**, 531–534, 1998.
16. Mats, V.D., The structure and development of the Baikal rift depression, *Earth Sci. Rev.*, **34**, 81–118, 1993.
17. Osadchii, S.S., Traces of maximum transgression of Lake Baikal, *Geografiya i Prirodnye Resursy*, **1**, 179–190, 1995.
18. Mats, V.D., Origin and evolution of the Baikal basin, in *History of Lakes Ladoga, Onega, Pskov-Chudskoye, Baikal, and Khanka* [in Russian], ed. D.D. Kvasov, 167–191, Nauka, Leningrad, 1990.
19. Galazii, G.I. (ed.), *Atlas of Lake Baikal* [in Russian], 2nd edition, 110 pp., Nauka, Moscow, 1993.
20. Pavlovskii, E.V., Baikal basin, *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, **2**, 351–375, 1937.
21. Ufimtsev, G.F., *Morphotectonics of the Baikal rift zone* [in Russian], 216 pp., Nauka, Novosibirsk, 1992.
22. Dumitrashko, N.V., and G.G. Martinson, Results of sponge fauna studies on terraces of the Baikal region, *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, **5**, 114–125, 1940.
23. Romashkin, P., and D. Williams, Sedimentation history of the Selenga Delta, Lake Baikal: simulation and interpretation, *J. Paleolim.*, **18**, 179–186, 1997.
24. Mashiko, K., R. Kamaltynov, and D. Scherbakov, Genetic separation of gammarid (Eulimnogammarus

- cyaneus) population by localized topographic changes in ancient Lake Baikal, *Arch. Hydrobiol.*, **139**, 387–397, 1997.
25. Mats, V.D., A.G. Pokatilov, S.M. Popova, et al., *Central Baikal in Pliocene and Pleistocene time* [in Russian], 192 pp., Nauka, Novosibirsk, 1982.
26. Pokatilov, A.G., Geology and fauna of Late Cenozoic deposits in the Baikal region, *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, **3**, 52–65, 1985.
27. Chernyaeva, G.P., History of lakes, as inferred from data on the diatom flora, in *History of Lakes Ladoga, Onega, Pskov-Chudskoye, Baikal, and Khanka* [in Russian], ed. D.D. Kvasov, 213–217, Nauka, Leningrad, 1990.
28. Fujii, S., K. Mashiko, and V. Mats, Water level changes in Lake Baikal on the late Quaternary and formation of Angara River, *BICER, BDP and DIWPA Joint International Symposium on Lake Baikal*, p. 17, Yokohama, Japan, 1998.
29. Shmygun, P.E., Pre-ceramic assemblages from Quaternary deposits of North Baikal, in *Surface topography and Quaternary deposits of the Stanovoi Upland* [in Russian], ed. A.S. Endrikhinskii, 120–128, Nauka, Moscow, 1981.
30. Vorob'eva, G.A., Evidence of water level of Lake Baikal, in *Lake Baikal and the surrounding mountains* [in Russian], Abstracts, Irkutsk Geomorphological Seminar, 92–94, IZK SO RAN, Irkutsk, 1994.
31. Bukharov, A.A., and V.A. Fialkov, *Geological structure of the Baikal bottom: a view from Pisces submersibles* [in Russian], 112 pp., Nauka, Novosibirsk, 1996.
32. Galkin, V.I., On glaciation around Lake Baikal, *Geology of Meso-Cenozoic sediments of the East Siberia* [in Russian], Trudy VSGI, issue 3, 50–59, Irkutsk, 1961.
33. Lut, B.F., Geomorphology of the Baikal bottom, in *Geomorphology of the Baikal bottom and shores* [in Russian], ed. N.A. Florensov, 5–123, Nauka, Moscow, 1964.
34. Kul'chitskii, A.A., S.K. Krivonogov, V.A. Misharina, et al., Key section of Northern Baikalian Upper Cenozoic deposits, *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, **34**, 2, 3–10(1–8), 1993.
35. Baikal Drilling Project Group, A continuous record of climate changes for the last five million years from the bottom sediments of Lake Baikal, *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, **39**, 2, 139–156(135–154), 1998.
36. Baikal Drilling Project Group, *Late Cenozoic paleoclimate record in bottom sediments of Lake Baikal (600 m of deep drilling data)*, *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, **41**, 1, 3–32(1–29), 2000.
37. Alekin, O.A., *Fundamentals of Hydrochemistry* [in Russian], 444 pp., Gidrometeoizdat, Leningrad, 1970.
38. Nadeinskii, B.R., *Theoretical grounds and calculations in analytical chemistry* [in Russian], 447 pp., Sovetskaya Nauka, Moscow, 1956.
39. Falkner, K.K., C.I. Measures, S.E. Herbelih, and J.M. Edmond, The major element geochemistry of Lake Baikal, *Limnol. Oceanogr.*, **35**, 413–423, 1991.
40. Tarasova, E.N., and A.I. Mescheryakova, *Present state of the hydrochemical regime of Lake Baikal*, 141 pp., Nauka, Novosibirsk, 1992.
41. Logachev, N.A., Sayan-Baikal upland, in *Uplands of Pribaikalia and Transbaikalia* [in Russian], ed. N.A. Florensov, 72–162, Nauka, Moscow, 1974.
42. Kul'chitskii, A.A., Pleistocene glaciations of the mountains northwest of Lake Baikal within the Baikal-Amur Trunk Railway zone (on the example of the Kunerma River basin), *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)*, **26**, 2, 3–9(1–6), 1985.
43. Geta, R.I., and V.D. Leksakova, Some problems of paleohydrology of Lake Baikal, in *The Late Cenozoic history of lakes in the USSR* [in Russian], ed. G.I. Galazii, part 2, 55–59, Irkutsk, 1979.
44. Shimaraev, M.N., V.I. Verbolov, N.G. Granin, and P.P. Sherstyankin, *Physical Limnology of Lake Baikal: a review*, 81 pp., BICER, Irkutsk, Okayama, Print 2, 1994.
45. Pavlovskii, E.V., and N.V. Frolova, Paleovalleys in the Angara-Lena divide, *Bull. MOIP, Ser. Geol.*, issue 1–2, 65–73, 1941.
46. Anosov, V.S., Some data on the ancient river network in the southwestern and central Baikal region, in *New data on geology, petroleum potential, and mineral resources of the Irkutsk region* [in Russian], ed. V.M. Taevskii, 247–251, Nedra, Moscow, 1964.
47. Zamaraev, S.M., O.M. Adamenko, G.V. Ryazanova, et al., *Structure and evolution of the Baikal foredeep* [in Russian], 134 pp., Nauka, Moscow, 1976.
48. Kazakevich, Yu.P., *Conditions of formation and existence of complex buried gold placers* [in Russian], 215 pp., Nedra, Moscow, 1972.
49. Ridzyunskaya, N.M., Ancient placers in the northern Baikal region, in *Ancient and Buried Placers in the USSR* [in Russian], ed. N.P. Semenenko, 2–90, Naukova Dumka, Kiev, 1977.

50. Mats, V.D., O.M. Khlystov, M. De Batist, et al., Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations, *Int. J. Earth Sci.*, **89**, 2, 229–250, 2000.

51. Mats, V.D., E.I. Kornutova, A.G. Pokatilov, et al., Stratigraphy of Quaternary deposits in North Baikal, in *Dynamics of the Baikal basin* [in Russian], eds. G.I. Galazii and Yu.P. Parmuzin, 258–273, Nauka, Novosibirsk, 1975.

52. Logachev, N.A., T.K. Lomonosova, and V.M. Klimanova, *Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater* [in Russian], 196 pp, Nauka, Moscow, 1964.

Editorial responsibility: N.A.Berzin

Received 14 February 2001