

Геологические
ПАМЯТНИКИ
БАЙКАЛА



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ БАЙКАЛА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
М.И. Грудинин



ВО "НАУКА"
НОВОСИБИРСК
1993

Геологические памятники Байкала / Составитель **Г.В. Рязанов**. — Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. — 160 с.

ISBN 5—02—030153—1.

Эта книга — первая свodka об уникальных и ценных геолого-минералогических объектах побережья Байкала. Помимо обзорных сведений в ней содержатся описания минералогических, петрографических, тектонических, геоморфологических объектов, минеральных и термальных источников, особое внимание обращено на опорные разрезы ранних этапов развития Земли и времени формирования котловины Байкала, мысов, кос и бухт, а также на последствия природных катастрофических явлений и хозяйственной деятельности.

В числе описаний 133 объектов особое место занимают их серии по участкам: Слюдянский горно-рудный район, Кругобайкальская железная дорога, исток Ангары, Приольхонье и о. Ольхон, п-ов Святой Нос и Ушканьи острова, Тункинско-Мондинская ветвь рифтовых впадин.

Монография представляет интерес для геологов, экологов, участников геолопоходов, краеведов, туристов, коллекционеров, студентов.

Ил. 40. Библиогр.: 22 назв.

The Unique Geological Localities Around Lake Baikal / Compiler **G.V. Ryazanov**. — Novosibirsk: All-Russian Nauka, Inc. Siberian Publishing Firm, 1993. — 160 p.

ISBN 5—02—030153—1.

This book is the first review of unique and significant geological objects over the coast of Lake Baikal. Apart from review information on geological structure, mineralogy, tectonics and neotectonics, geomorphology, hydrogeology, geological engineering, the book adduces the history of exploration and its basic results. Special attention is given to key sections of early stages in the Earth's evolution, time of formation of the Lake basin and to some remarkable spots where the rarest minerals have been discovered, among them unique new minerals found nowhere else.

133 objects are described here, of which a few groups forming the most interesting areas, are marked out: the Slyudyanka mining region, the Circum-Baikal railway, the source of the Angara river, the Olkhon Island and the territory around it, the Svyatoy Nos peninsula and the Ushkany Islands, and the Tunka-Mondy group of land basins.

The book may be used as a guide by geologists, students, tourists, collectors of minerals, ecologists.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *Б.М. Шмакин*
кандидат геолого-минералогических наук *А.П. Шмотов*

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО РАН

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА КНИГОИЗДАНИЯ РОССИИ

Г $\frac{1804010000-178}{042(02)-93}$ 259—93 II полугодие

ISBN 5—02—030153—1

© Составление. Г.В. Рязанов, 1993

© Российская Академия наук, 1993

ПРЕДИСЛОВИЕ

...У меня нет таких слов, чтобы выразить радость и удовольствие, которые я испытал, открывая южную часть Байкала... Этот район чертовски интересен для геологов!

*Профессор Даниэль Демефф,
Бельгия*

...Из всех путешествий моей жизни эта экскурсия останется, без сомнения, самой значительной и оставит о себе самую замечательную память.

*Профессор Себастьян Грандэ,
Венесуэла*

...Байкал — это минералогический рай на зависть всем геологам мира.

*И. Траоре, руководитель
геологической службы Мали*

Из отзывов участников экскурсии XXVII Международного геологического конгресса.

(август, 1984 г.)

Байкал и его экологические проблемы ныне привлекли самое пристальное внимание широкой общественности. Уникальность озера, чистота байкальской воды, неповторимые ландшафты, специфика животного и растительного мира уже освещены в специальной и популярной литературе [Галазий, 1987; Иметхенов, 1991]. Однако в огромном потоке публицистики практически не просматривается еще одна замечательная, но малоизвестная широкому кругу любителей природы грань Байкала — геология и минералогия его побережий, история формирования котловины озера, его минеральные и термальные источники. А профессионалов-геологов, студентов и многочисленных туристов привлекает именно эта сторона. Исследовательские отряды и экспедиции, международные рабочие группы, ежегодные научные тематические экскурсии различных уровней давно уже стали обыденностью Прибайкалья, особенно его южной и центральной частей [Геология..., 1969, 1981; Минералогия..., 1978; Стратиграфия..., 1990; Путеводитель..., 1986]. Международную популярность Байкала иллюстрирует такой факт: в 1984 г. в Москве состоялся высший форум геологов — Международный геологический конгресс. Его участникам предлагались на выбор десятки экскурсий в самые экзотичные места страны — Кавказ, Средняя Азия, Кольский полуостров, Закарпатье, Камчатка. Однако минералого-петрографические экскурсии на Байкал оказались самыми многочисленными.

Геологов и, разумеется, любителей природы к Прибайкалью притягивают не одни пейзажные красоты. Природа здесь основательно потрудилась, обеспечив материалом практически все разветвления современной геологии. В каменных летописях для умеющих их читать запечатлена едва ли не полная история планеты Земля, от древнейших “нуклеарных” стадий до недавних, “сегодняшних” по геологическому времени событий. Здесь, как в машине времени, можно заглянуть на сотни миллионов и миллиарды лет в глубь времени, как в фантастической шахте увидеть разрез земных недр от поверхности до глубин в десятки километров. Здесь есть к чему приложить

руки специалистам почти всех геологических дисциплин — магматистам и метаморфистам, знатокам структур и месторождений полезных ископаемых, литологам, вулканологам, геоморфологам и, конечно, минералогам.

Для петрографов и минералогов на Байкале немало примечательных мест. Это прекрасные искусственные обнажения вдоль Кругобайкальской железной дороги, это знаменитый Тажеранский массив, удивляющий насыщенностью разнообразными породами и минералами, в том числе новыми, это Приольхонье, о. Ольхон, п-ов Святой Нос. Бесспорная “минералогическая” жемчужина Прибайкалья — Слюдянка, известная всем истинным любителям камня. Уже более двух веков тому назад она приобрела славу как классический полигон для петрографических и минералогических исследований и природный музей под открытым небом. Вот почему ныне отстаивается и проводится в жизнь идея организации здесь минералогического заповедника, способного стать базой для продолжения этих исследований по всему периметру озера.

Минералогические и петрографические примечательности Байкала прекрасно известны не только специалистам, но и многим туристам, постоянно посещающим его берега. Этому способствует изустная молва, а также знакомство со специальной литературой. Если о проблеме организованного и самостоятельного туризма на Байкале начинают думать всерьез, то не столь уж новомодному “минералогическому” туризму пока не придается значение. И напрасно! Трудно подсчитать, сколько сотен или тысяч коллекционеров проходит по побережью озера в “страдную” пору. Обнажения, карьеры, отвалы, горные выработки подвергаются нашествию любителей камня, проникающих даже в штольни. При этом из-за неквалифицированного, точнее сказать хищнического, освоения осыпаются, захламляются обнажения и выработки. Не остаются без “заботы” любителей и уникальные, бесценные кладовые драгоценностей. Идет усиленная (браконьерская — иначе не назовешь!) охота за лалом — благородной шпинелью, солнечным и лунным камнем, лазуритом, лавровитом, другими экзотичными минералами. Задумываются ли самостоятельные минералоги над отличительной чертой геологических объектов — их абсолютной неповторимостью и невозпроизводимостью? Можно через длительное время восстановить леса, ценой больших средств очистить реку или озеро, дать окрепнуть исчезающему биологическому виду. Земля же создает свои недра единожды, трудясь над этим миллионы, сотни миллионов лет. Загубленный геологический уникум теряется безвозвратно и возродить его невозможно, как и восстановить сожженный подлинник великого художника.

Другим объектом внимания в охране геологической среды Байкала является его береговая зона с ее особыми климатическими условиями и сочетанием жизненно необходимых благ. Это богатство не менее ценное, чем отдельно взятые недра, леса, воды. На протяжении десятков, сотен тысячелетий здесь взаимодействуют практически все природные процессы, создавая комплекс неповторимых форм — мысов, пляжей, кос, лагун, островов, бухт. Насильственное же, подчас неразумное, недалковидное вмешательство, даже на малом участке, приводит к необратимым последствиям на всей акватории. Для специалистов аккумулятивные берега — это прежде всего чуткий природный индикатор-датчик водного режима, позволяющий давать обоснованный прогноз развития бассейна в ближайшем будущем.

Аккумулятивных берегов на Байкале около 22 %, но только около половины — песчаные. После повышения зеркала вод из-за подпора плотиной Иркутской ГЭС начался процесс разрушения низких форм, исчезают или уже исчезли некоторые мелководные лагуны. Наряду с рекреационными качествами пляжи и мелководье — наиболее надежные берегозащитные сооружения. Таким образом, тезис “пляж защищает берег” — пример экологически разумного отношения к охране здоровья Байкала. В таком случае всегда ли оправдана добыча песчано-гравийного материала с пляжей и дна озера? Эта “предприимчивость” уже обрекла на отмирание

береговые формы недалеко от Посольска, сор Черкалова, Каргу-Бабью, исчезли пересыпи зал. Провал. Пока в жертву индустриализации принесена южная часть оз. Байкал, и пляжи, как хрупкий, легкоранимый его орган, требуют особого внимания. Их отличительной чертой является, с одной стороны, индивидуальность жизни каждого, зависящая от локальных условий, и в то же время — общая, обуславливаемая режимом колебаний уровня воды. Исходя из этого, должны выбираться способы профилактики и лечения пляжей.

Следующее направление в охране геосистемы Байкала, несомненно, принадлежит источникам минеральных и термальных лечебных вод. Их изучение и практическое использование началось много десятилетий тому назад, но лишь некоторые получили заслуженную славу и более или менее удовлетворительное обустройство. Большая же часть нуждается в бальнеологическом обследовании и пока осваивается “диким” способом без должного врачебного контроля. Более того, нерегулируемый, свободный доступ приводит к захламлению, вытаптыванию, загрязнению окружающей территории, и есть опасения, что некоторые из грифонов бесследно исчезнут, не принеся людям ощутимой пользы. Трудно представить цену подобных утрат!

В рыхлых осадках и в так называемых “культурных слоях” озера запечатлена практически вся четвертичная история, периодичность заселения животным и растительным миром, освоения первопришельцами с их примитивной культурой и бытом, поэтому необходимо сохранить в целостности дорогостоящие раскопы стоянок.

Геоморфологи совместно с геологами способны расшифровать, как и почему образовались те или иные морфоструктуры и морфоскульптуры рельефа, дать им научное и популярное истолкование. Это дает возможность путешественнику по Байкалу представить себе механизм формирования его котловины — части грандиозной внутриконтинентальной рифтовой системы.

Сказанное выше, а также широкая программа освоения и сохранения природных богатств бассейна Байкала вряд ли вызовут сомнения у всех, кто пожелает глубже познать этот край, в необходимости постановки на учет всех его уникальных и ценных геологических объектов. Поэтому представляется, что выход в свет настоящей книги не только оправдан, но и своевременен. Она появилась в результате целенаправленного сбора материалов по инвентаризации выдающихся геолого-географических объектов побережья Байкала, подпрограммы “Ресурсы бассейна оз. Байкал”, научной программы “Сибирь”.

В книгу вошли материалы путеводителей тематических научных экскурсий, изданных в разные годы крайне ограниченным тиражом и являющихся библиографической редкостью. В группу авторов этой работы вовлечены высококвалифицированные специалисты из Института земной коры и Института геохимии СО РАН, Иркутского политехнического института и Государственного университета, а также Геологического института Бурятского филиала СО РАН.

При составлении путеводителя возникли трудности в систематизации изложения материала, вызванные разнообразием геологических памятников, концентрирующихся нередко на сравнительно небольшой территории. Поэтому был избран путь их комплексного описания по отдельным наиболее представительным участкам, а освещение единичных объектов распределено последовательно по периметру озера. Несомненно, что помимо описанных в бассейне озера существует и много других геологических памятников, нуждающихся в охране и доизучении. Если такая работа будет проделана, то водные и пешие маршруты по Байкалу приобретут дополнительное содержание и многочисленным любителям туризма представится возможность познать многообразие горных пород и минералов, слагающих земную твердь Подлеморья, увезти на память о походе камень-сувенир. Иными словами, уже наступило время готовить на Байкале объекты для популяризации

геологических знаний, разрабатывать правила их экспозиции и определять режим охраны. Нам есть что изучать и показывать. Пока еще есть! И нужно сделать все необходимое, чтобы сохранить в целостности для будущих поколений этот “минералогический рай”.

Книга написана В.К. Александровым, В.Г. Беличенко, А.А. Бухаровым, Е.П. Васильевым, Е.И. Воробьевым, М.И. Грудининым, А.С. Ендрихинским, А.С. Ескиным, А.Н. Ивановым, А.Б. Иметхеновым, С.А. Кашиком, А.А. Коневым, Е.Е. Кононовым, Ф.В. Кузнецовой, А.А. Кульчицким, Ю.И. Кустовым, В.Н. Мазилковым, В.К. Лапердиным, В.И. Левицким, А.М. Мазукабзовым, Е.И. Малаевой, В.А. Макрыгиной, В.Д. Мацем, А.И. Мельниковым, Ю.В. Меньшагиным, Ю.А. Морозовым, С.П. Обуховым, Л.А. Орловой, В.А. Панычевым, З.И. Петровой, С.В. Рассказовым, Л.З. Резницким, А.А. Рогозиным, В.В. Ружичем, Г.В. Рязановым, М.А. Савельевым, В.В. Свининым, А.М. Сизиковым, А.И. Сизых, В.И. Сизых, А.Г. Трофимовым, Г.Ф. Уфимцевым, М.С. Фельдманом, В.С. Хромовских, А.А. Шафеевым.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В геологическом отношении территория, прилегающая к Байкалу, охватывает зону сочленения Сибирской платформы с Саяно-Байкальской горной областью. Здесь распространены метаморфические, осадочные и магматические породы в возрасте от архея до кайнозоя. Сложная тектоника, многофазный метаморфизм существенно "затушевали" первичную природу древнейших образований, поэтому весь процесс их познания сопровождался постоянной дискуссией [Путеводитель..., 1983].

Прекрасные обнажения горных пород по берегам Байкала издавна привлекали геологов. Его изучением занимались известные ученые Э.Г. Лаксман, А.Л. Чекановский, И.Д. Черский, А.Е. Ферсман, В.А. Обручев, Л.И. Салоп, Е.В. Павловский, Н.А. Флоренсов, М.М. Одинцов, Н.А. Логачев и многие другие [Мельхеев, 1969; Путеводитель, 1981, 1990; Флоренсов, 1984; Хромовских, Никонов, 1984]. Ныне продолжается интенсивное накопление фактического материала практически во всех отраслях геологических знаний. В этом заслуга большого числа геологов-практиков, ученых преимущественно из Иркутска, Улан-Удэ, Москвы и Санкт-Петербурга.

В стратиграфии господствующую роль играют отложения докембрия (рис. 1). Наиболее древние породы, относимые к раннему архею, слагают Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы, а также протерозойские и рифейские толщи, обнажающиеся практически вдоль всего побережья озера. Раннепалеозойские образования широко распространены как в пределах окраины Сибирской платформы, так и во внутренних частях складчатой области. Мезозой представлен континентальными угленосными, молассоидными и вулканогенными формациями пред- и межгорных впадин. Впадины Байкальской рифтовой системы выполнены кайнозойскими осадками.

Шарыжалгайская серия архея обнажается по побережью оз. Байкал между пос. Култук и истоком р. Ангара и прослеживается в виде клина в Присаянье. С наиболее представительными обнажениями этого древнейшего комплекса можно ознакомиться вдоль Кругобайкальской железной дороги. В составе серии преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма, которые при повсеместном наложении процессов ультраметаморфизма преобразованы в разного состава мигматиты, гнейсовидные граниты и другие породы гранитоидного облика. Гранулиты сохранились в реликтовых участках. Среди них преобладают кристаллические породы основного состава с мелкими линзами пироксенитов. Карбонатные породы обнажаются только в районе Белой Выемки и порта Байкал, где они представлены магниезильными скарнами. Особого внимания заслуживают нефелинсодержащие скарны, нефелиновые сиениты, почти мономинеральные нефелиновые породы, образованы в красной и синей шпилье, а также флогопитовые жилы. Калишпатовые мигматиты являются продуктами более глубокого преобразования исходных пород. Широко распространены эндербиты и чарнокиты, приуроченные к местам развития основных кристаллосланцев и плаггиомигматитов. Геохронологические датировки пород серии весьма противоречивы и колеблются от 4900 до 1800 млн лет.

В Западном Прибайкалье докембрийские толщи расчленяются на ольхонскую (верхний архей), ангинскую (верхний архей—ранний протерозой) и цаган-забинскую (верхний протерозой) серии.

Ольхонская серия наиболее полно представлена в так называемой Черноурдской зоне. Ее слагают кристаллосланцы, гнейсы и мраморы, включа-

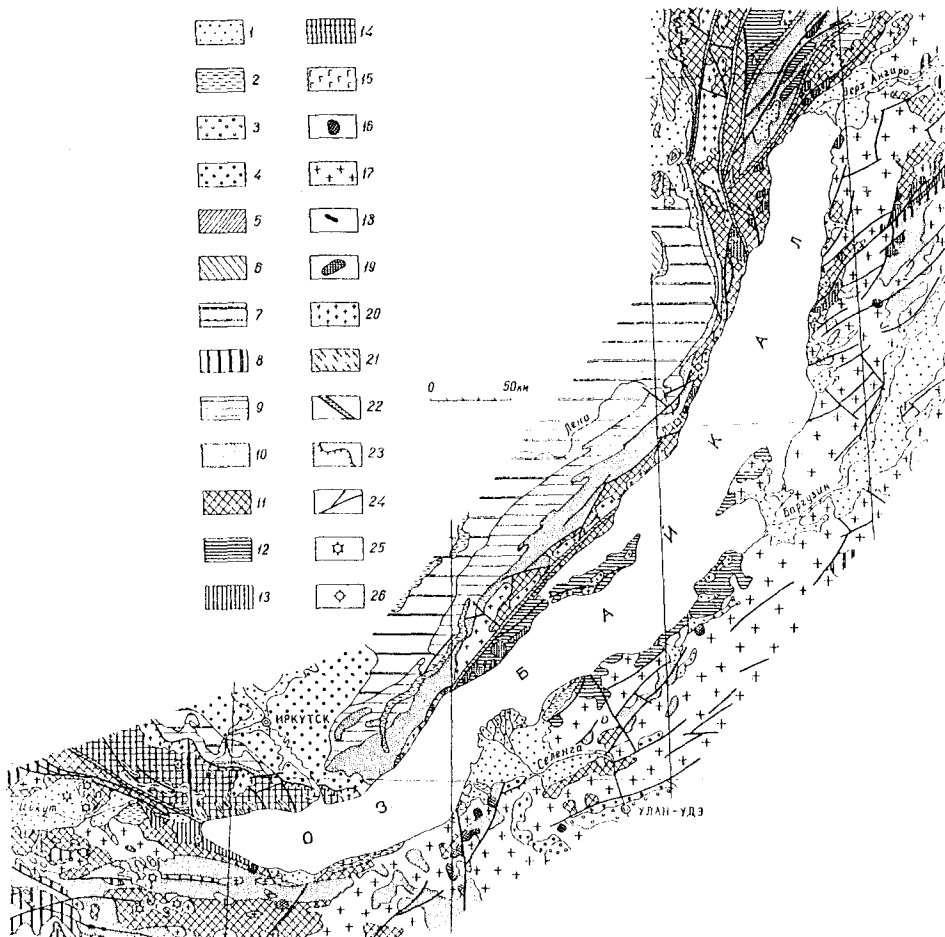


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Прибайкалья (составил Е.П. Васильев).

1 — четвертичная система; 2 — неоген и палеоген; 3 — мел; 4 — юра; 5 — девон; 6 — ордовик; 7 — кембрий; 8 — венд и палеозой объединенные; 9 — венд; 10 — рифей; 11 — нижний протерозой; 12 — нижний протерозой и верхний архей нерасчлененные; 13 — верхний архей; 14 — нижний архей; 15 — кайнозойские базальты; 16 — палеозойские базальты; 17 — палеозойские и рифейские гранитоиды нерасчлененные; 18 — палеозойско-рифейские гипербазиты; 19 — протерозойские базальты; 20 — нижнепротерозойские граниты; 21 — нижнепротерозойские и позднеархейские гранитоиды; 22 — глубинные разломы; 23 — надвиги; 24 — прочие разломы; 25 — четвертичные вулканы; 26 — центры докайнозойских вулканических извержений.

ющие тела базитов и метаультрабазитов. Встречаются также эклогитоподобные породы, сложенные бесцветным моноклинным пироксеном, бледно-розовым гранатом, зеленой шпинелью.

Ангинская серия обнажена вдоль западного берега Байкала, по долине р. Анга. В ее сложении участвуют плагиоклазовые амфиболиты, кальцитовые и доломитовые мраморы с подчиненной ролью метаморфических сланцев. Наличие пород с реликтами излившихся лав и туфов основного состава, переслаиваний апобазальтовых амфиболитов с породами первично-глиноземистого, аркозового и кварцевого составов с мощными пластами мраморов свидетельствует об их эффузивно-осадочном генезисе. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и гранитизированы. Образования, аналогичные ольхонской и ангинской сериям, но нерасчлененные, встречаются и на восточном побережье Байкала.

Цаган-забинская серия представлена слабо метаморфизованными эффузивами: базальтовыми порфирами, андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и субвулканитами жерловой фации. Мощность эффузивов 400—500 м.

В Южном Прибайкалье на склонах и осевой части хр. Хамар-Дабан выделяются слюдянская, хангарульская и хамардабанская серии, рассматривающиеся как единое крупное стратиграфическое подразделение. Слюдянская серия представлена ритмично переслаивающимися гнейсами, кристаллосланцами и мраморами. Она подразделяется на култукскую, преимущественно гнейсовую, свиту и перевальную, где преобладают мраморы в переслаивании с кристаллосланцами, гнейсами, кварц-диопсидовыми с апатитом и волластонитом. Мощность серии достигает 6300 м. Хангарульская серия включает харагольскую свиту, сложенную диопсидовыми и кальцит-диопсидовыми гнейсами с прослоями мраморов, и безмянскую, где преобладают глиноземистые сланцы. Мощность серии достигает 3900 м.

В составе хамардабанской серии основной объем занимают биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранатово-силлиманитовые гнейсы, а также сланцы с биотитом, гранатом, кордиеритом и тремолитом. Возраст серий остается условным — геохронологические определения не однозначны. В хамардабанской серии недавно обнаружены хитонозои и обломки граптолитов ордовик-силурийского облика, пока не принятые для датирования.

В Северо-Западном Прибайкалье нижнепротерозойские образования объединены в сарминскую серию с преобладанием осадочных пород: песчаников, гравелитов, сланцев, измененных процессами динамометаморфизма. Аakitканская серия относится к молассам и образует вулканоплутоническую ассоциацию. В Байкальском хребте она делится на два фациальных комплекса: малокозинский — песчано-конгломератовый и хибеленский, сложенный кварцевыми и фельзитовыми порфирами, туфами, туффитами и терригенными отложениями. По составу эффузивные породы этого комплекса соответствуют риолитам, трахилипаритам, кварцевым порфирам. Сохранились древние вулканические аппараты, заполненные пирокластами. Аakitканская серия не метаморфизована и залегает несогласно на сарминской.

Рифей в Западном Прибайкалье расчленен на голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты, объединяемые в байкальский комплекс. Голоустенская свита сложена доломитами, известняками и песчаниками с редкими горизонтами сланцев, мергелей, гравелитов и конгломератов, улунтуйская — сланцами и известняками с обильными остатками строматолитов и онколитов. Местами встречаются пачки и линзы фосфоритов, тальцитов, кварцитов. Качергатская свита образована флишеидной толщей часто переслаивающихся песчаников, сланцев, с редкими прослоями известняков. Мощность комплекса достигает 3500 м.

Олокитская серия Северного Прибайкалья охарактеризована органическими остатками. В ее составе — песчаники, сланцы, амфиболиты, известняки, порфиroidы, гравелиты, метаэффузивы основного состава и их туфы, превращенные в зеленые сланцы. Им подчинены вулканы кислого состава и линзы туфоконгломератов, терригенные и карбонатные породы, железистые кварциты. Терригенно-карбонатно-сланцевые отложения перекрываются известняками, доломитами, аргиллитами, песчаниками, вулканиками среднего и основного составов, кварцитами и органогенными доломитами. Завершается разрез вулканиками андезито-базальтового ряда с редкими линзами и прослоями сланцев.

В Восточном Прибайкалье к рифею (верхнему протерозою) отнесены катерская и селенгинская серии. Низы разреза первой сложены терригенно-вулканогенными отложениями, верхи — разнообразными сланцами с прослоями известняков, а в зонах высокого метаморфизма — кристаллосланцами. Завершают разрез известняки с прослоями гнейсов и кристаллосланцев.

Селенгинская серия в нижней части представлена сланцами, метапесчаниками с прослоями гравелитов и известняков. Перекрывающие отложения включают известняки, доломиты, кремнистые известняки, амфиболиты, метаморфизованные андезиты.

К венду в Западном Прибайкалье отнесены ушаковская и низы мотской свиты, представленные граувакковыми песчаниками, гравелитами, конгло-

мератами, мергелями, аргиллитами, доломитами. Мощность серии 900—2300 м.

Существенно карбонатная часть платформенного разреза кембрия завершается красноцветной преимущественно терригенной толщей.

Мезозойские континентальные образования Присаянского предгорного прогиба включают конгломераты, песчаники, алевролиты, угли, каолиниты юрского возраста.

Отложения кайнозоя непосредственно связаны с формированием котловины Байкала и представляют особый интерес, заключая информацию об ее истории. Здесь обособляются четыре их комплекса: поздний мел-эоценовый комплекс (70—25 млн лет) вскрыт глубокими скважинами в дельте р. Селенга, где в алевролитах обнаружена пыльца теплолюбивых субтропических растений. Этот же возраст предполагается для озерных глин о. Ольхон. В целом древнекайнозойские отложения представлены фрагментарно и изучены слабо. Установлена связь этих осадков с латерит-каолиновой корой выветривания и реликтами мел-палеогенового пенеппена, появлением более или менее крупных озер в контуре современной Байкальской котловины, существовавших в условиях жаркого влажного климата.

Олигоцен-нижнеплиоценовый комплекс (25—5 млн лет) отражает развитие первичных озер, связанных с современным Байкалом. В это время климат менялся от жаркого влажного до умеренно теплого. Иногда он приобретал семиаридные черты, что сказывалось на составе отложений — появлении карбонатов и гипса. Этот комплекс представлен двумя типами разрезов. Южно-байкальский тип отличается значительной мощностью — до многих сотен метров. В его составе преобладают озерные, озерно-болотные угленосные терригенные осадки и грубообломочные песчано-галечниковые. Начало седиментации происходило в средне- и мелководных озерах, что приводило к накоплению в отдельные периоды глинисто-сапропелевых осадков. Впоследствии глубина бассейна увеличилась. Отложения заключают остатки моллюсков, среди которых заметную роль играют теплолюбивые формы. Важная особенность малакофауны — присутствие представителей семейств байкалида эндемиков Байкала. Вышележащие песчано-, валунно-галечные отложения фиксируют начало активного “необайкальского” этапа развития котловины.

Ольхонский тип разреза имеет малые мощности, фрагментарность и пестроту осадков. Возраст слоев здесь вряд ли древнее среднего миоцена, но в кровле лежат нижнеплиоценовые отложения.

Верхнеплиоцен-эоплейстоценовый комплекс (3,5—0,75 млн лет) отражает эволюцию климата от умеренно теплого, иногда жаркого, сухого к умеренно холодному. С фазой активизации конца раннего — начала позднего плиоцена связаны перерыв в накоплении осадков и деформации. Большая часть осадков комплекса имеет прибрежно-озерный генезис, часть, по-видимому, — аллювиально-пролювиальный и пролювиально-делювиальный. Мощность обнаженной части разреза более 150 м.

Комплекс коррелятивных отложений в Западном Прибайкалье известен как манзурская свита, объединяющая аллювий крупной речной системы палеостока байкальских вод в р. Лену. Это наиболее вероятный путь вселения в Байкал таких выходцев из моря, как тюлень, омуль и др. Разрыв этих связей наступил после ускоренных поднятий борта озера.

Плейстоцен-голоценовый комплекс представлен разрезами террас. Нижнеплейстоценовые отложения достоверно выделены только на Ольхоне. Эти осадки представлены песками с линзами глыбово-валунного материала и охарактеризованы остатками мелких и крупных млекопитающих, моллюсками, спорово-пыльцевыми комплексами. В низах разреза в бухте Загли вскрыты крупные морозобойные клинья и найдены деформированные обломки — признаки холодного климата. Средний плейстоцен залегает на более высоких уровнях. Его выделение достоверно лишь на Северном Байкале, на мысе Курлы, где в отложениях террасы высотой 80 м найден скелет мамонта раннего типа. Озерные и субаэральные аккумуляты несут следы

криогенных деформаций и замещаются ледниковыми фациями — древнейшими в регионе следами горно-долинного оледенения. Ледники спустились к Байкалу и формировали айсберги, фации которых наглядны в обрыве на левом берегу р. Тья, в районе г. Северобайкальск.

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения слагают низкие (IV—I) террасы Байкала и ледниковые, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, коллювиальные толщи. Комплекс низких террас наиболее распространен на восточном побережье Байкала. В золотых песках известны находки остатков культуры неолита (керамика, кремневые орудия, следы стоянок и т.п.). На Байкале многочисленны и хорошо изучены памятники неолита. Наиболее часты они на берегах Малого моря и на Северном Байкале. Палеолит практически не известен, что представляет одну из загадок.

В среднем и позднем плейстоцене в связи с общепланетарными похолоданиями горы Прибайкалья покрывались ледниками. Среднеплейстоценовое оледенение (полупокровное) было максимальным. По отдельным долинам ледовые языки спускались к Байкалу. Позднеплейстоценовое оледенение было горно-долинным и каровым. Местами ледники, формировавшиеся на западном склоне Байкальского хребта, по низким седловинам переваливали через водораздел и спускались к Байкалу. Следы деятельности такого ледника можно наблюдать, например, по долине Солнцепади и на мысе Саган-Морян. В отдельных случаях аккумулятивные формы ледникового рельефа предполагаются под водами Байкала до глубин около 300 м (бухта Фролиха). Возникает вопрос — не является ли это свидетельством бывшего низкого уровня Байкала? К тому же имеются необычные эрозионные формы подводного рельефа на ряде участков восточного побережья, переуглубленные долины некоторых притоков, террасовидные уступы в подводном рельефе.

Магматическая и вулканическая деятельность в Прибайкалье проявлена довольно интенсивно. Наиболее древние проявления встречаются на площади развития шарыжалгайской серии, где они представлены чарнокитами и гранитоидами китойского комплекса. Раннепротерозойские магматические комплексы включают ультраосновные, основные и кислые породы. Первые в значительной мере составляют часть офиолитовой ассоциации. Гранодиориты, плагиограниты, гранитогнейсы являются продуктами гранитизации вмещающих толщ. Особую группу составляют граниты приморского и ирельского комплексов, слагающие протяженную полосу вдоль западного берега Байкала. Часть приморских гранитов (бухты Песчаная, Бабушка, Сенная) принадлежит формации рапакиви. Гипабиссальные и субвулканические породы ирельского комплекса представлены порфировидными диоритами, гранит- и сиенит-порфирами, порфировидными гранитами, граносиенитами, кварцевыми монцонитами, пегматитами, аплитами. В пределах шарыжалгайской серии выделяются гранитоиды саянского комплекса.

Западное Прибайкалье — одно из интереснейших и редких мест, где проявлен докембрийский вулканизм. Интенсивные и разнообразные процессы привели к формированию своеобразной структуры — Прибайкальского краевого вулканического пояса, охватывающего Байкальский и Ачитканский хребты. Почти полное отсутствие вулканических аппаратов начальных стадий развития пояса и другие признаки свидетельствуют о преобладании трещинных излияний в этот период. Для последующих этапов установлены реликты вулканических построек.

В Восточном и Южном Прибайкалье широко распространены гранитоиды. С ними связаны пегматиты, которые образуют чаще всего согласные и согласно секущие жилы.

Гипербазиты включают перидониты, дуниты, гарцбургиты и главным образом серпентиниты, которые ассоциируют с габброидами, лавами основного состава, известняками, кремнями венда-кембрия. Гипербазиты образуют многочисленные мелкие согласные тела. Более крупные тела приурочены к зонам разломов и нередко меланжированы.

Гранитоиды раннего палеозоя по особенностям состава, строения и взаимоотношений с вмещающими породами делятся на авто- и аллохтонные.

Первая группа отличается невыдержанностью состава, наличием реликтов вмещающих пород, широким развитием гранитизированных вмещающих пород, постепенно переходящих в кварцевые диориты и тоналиты. Вторая группа довольно выдержана по составу.

В последние годы в Западном Прибайкалье выделяются среднепалеозойские магматические породы — граниты, граносиениты и сиениты натриево-калиевой специализации. В особую группу выделяются щелочные и нефелиновые сиениты (Тажеранский массив).

Мезозойский магматизм проявился исключительно в южной части Восточного Прибайкалья, в зонах активизации. Здесь на значительной территории распространены гипабиссальные и экструзивные кислые и субщелочные породы и эффузивы различного состава, слагающие массивы, штоки, дайки.

Кайнозойский вулканизм проявился в новейший этап активизации Прибайкалья. Однако прямой его связи с процессами рифтогенеза не устанавливается. Мощные излияния базальтов приурочены к сводовым поднятиям. Многочисленные потоки и покровы располагаются на расчлененном горном рельефе и в Тункинско-Мондинской группе впадин. Среди вулканитов преобладают нормальные оливиновые базальты и андезито-базальты, встречаются трахибазальты и трахиандезито-базальты.

В Прибайкалье широко проявились процессы многофазного полифазциального метаморфизма в разновозрастных сериях. Наиболее ранний этап представлен гранулитовой фацией в породах шарыжалгайской, слюдянской, ольхонской серий. Второй этап регионального метаморфизма происходил в условиях амфиболитовой фации, сопровождаемой региональной гранитизацией. Уровень глубинности процессов гранитизации различен для каждой из зон и варьирует от мигматитов гнейсово-теневого типа до неравномерно полосчатых и локальных проявлений фельдшпатизации.

Третий этап регионального метаморфизма соответствует интервалу от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций, а также низко- и средне-температурным субфациям амфиболитовой фации. К югу от побережья Байкала степень метаморфизма постепенно снижается. В Западном Прибайкалье встречаются отложения раннего и позднего протерозоя, метаморфизованные в условиях начальных субфаций зеленых сланцев или вообще не метаморфизованные.

Важнейшая особенность тектоники Прибайкалья заключается в том, что на этой территории проходит граница Сибирской платформы и гетерогенного Саяно-Байкальского складчатого пояса. Здесь же выделяются разновозрастные наложенные структуры — области тектономагматической активизации и впадины Байкальской рифтовой зоны. Соответственно этому выделяются архейские, ранне- и позднепротерозойские, рифейские, ранне-, средне- и позднепалеозойские, мезо- и кайнозойские структурно-вещественные комплексы. Наиболее древними из них сложен фундамент Сибирской платформы, консолидация которого датируется от 2900 до 2400 млн лет. Формирование последующих структур определялось наличием архейских кристаллических массивов, окруженных, по-видимому, пространствами с корой существенно океанического или промежуточного типов.

Обособление крупного стабильного блока протоконтинентальной коры и возникновение системы разломов краевого шва предопределили конфигурацию раннепротерозойских (карельских), рифейских (байкальских) и более молодых складчатых структур. По периметру юга Сибирской платформы линейная складчатость раннепротерозойских толщ повсеместно подчинена ее контурам и дискордантно срезает структуры архея.

В конце раннего протерозоя проявились процессы тектономагматической активизации. Значительный отрезок от Юго-Западного Прибайкалья до Байкало-Патомского нагорья оказался пронизываемым для магматических расплавов, которые в виде пирокластов и лавовых потоков заполнили широкую (до 100 км) зону, образовав Прибайкальский вулканоплутонический пояс.

Рифейские структурно-вещественные комплексы повсеместно залегают на эпикарельском фундаменте. Очевидно, там, где этот фундамент представлял кору промежуточного типа, происходило его разрушение с образованием прогибов-трогов, в которых и был сосредоточен начальный вулканизм со сравнительно глубоководным осадконакоплением (кремнисто-вулканогенная формация) эвгеосинклинального типа. В краевой части платформы в рифее формировались перикратонные опускания.

В раннем палеозое четко обособились Сибирская платформа и Саяно-Байкальский пояс. В стабильной области венд-кембрийская эпоха была временем формирования морского осадочного чехла, а Саяно-Байкальская область значительно дифференцировалась на зоны с различными типами коры.

Раннепалеозойская эпоха на юге Восточной Сибири завершила формирование континентальной коры, что отражено развитием протоорогенных комплексов (верхних моласс), а также широким проявлением гранитоидных комплексов. Дальнейшая история подвижного пояса связана с мощными процессами тектономагматической активизации, охватившими Прибайкалье в мезо- и кайнозойе. От среднего триаса до раннего мела в Западном Забайкалье существовала своеобразная горно-вулканическая страна со сложной системой линейных впадин и сводовых поднятий. К концу мела наступило время относительного тектонического покоя, пенепленизации, развития кор выветривания.

С середины неогена в Прибайкалье началась неотектоническая активизация, приведшая к образованию грандиозной внутриконтинентальной Байкальской системы впадин с ее отчетливой геоморфологической выразительностью, интенсивным трахибазальтовым вулканизмом, высокой сейсмичностью, повышенным тепловым потоком, выходами термальных и минеральных вод. Эти процессы продолжают и ныне, о чем свидетельствуют ярко выраженные сейсмодислокации. Феномен Байкала состоит в том, что наиболее характерные следы процессов, обусловивших формирование этой гигантской впадины и окружающих хребтов, отражены не только в геологических формациях, а в большей мере в рельефе земной поверхности. Определяющим началом байкальского горообразования является интенсивное и длительное погружение впадин, которые успевают компенсироваться осадками, а сам Байкал, несмотря на большие мощности кайнозойских отложений в нем (до 5 км и более), заполнен водной массой. Другая особенность — постоянное расширение рифтовых впадин за счет горного обрамления, осуществляемое благодаря отделению на склонах хребтов узких промежуточных ступеней, их опусканию, разрушению и погребению осадками предгорных аккумулятивных равнин. Этот процесс постоянно обновляет краевые сбросовые уступы на бортах впадин, сохраняя черты молодости рельефа. Именно поэтому характерным элементом неповторимых природных ландшафтов Байкала является сочетание стеноподобных склонов горных хребтов и плоских аккумулятивных равнин или водной глади.

Котловина Байкала включает две крупные впадины — Северо-Байкальскую и Южно-Байкальскую, которые разделены перемычкой, составленной глыбовыми поднятиями и тектоническими ступенями о. Ольхон, подводного Академического хребта и п-ова Святой Нос. К юго-западу перемычка переходит в обширную Приольхонскую тектоническую ступень. Аналогичная Тья-Котельниковская ступень располагается на севере Байкала, где смыкается с междувпадинной перемычкой, разделяющей Верхнеангарскую и Северо-Байкальскую впадины. Еще одна крупная и сложно устроенная тектоническая ступень рельефа располагается на западном побережье между мысами Кочериковский и Калтыгей.

Западный борт Байкальского рифта это крутой и разновысокий тектонический уступ — Обручевский сброс, расщепляющийся к северо-востоку. У устья р. Бугульдейки одна ветвь образует Приморский разлом, оформляющий борт рифтовой долины, другая — Приольхонский, разделяющий краевую ступень с междувпадинной перемычкой и Южно-Байкальскую

впадину. Обручевский сброс одновременно оформляет северо-западное крыло рифта, представляющее собой систему наклонных горстов и (реже) асимметричных глыбовых поднятий Приморского и Байкальского хребтов. Юго-восточное горное окружение составляют либо ступенчатые глыбовые поднятия Баргузинского и Морского хребтов, высоких горстов южной части Хамар-Дабана, либо сводовые поднятия северо-востока Хамар-Дабана и хр. Улан-Бургасы. Соответственно этому морфология борта меняется от крутых ступенчатых уступов до пологих скатов.

Северо-западное побережье Байкала дает уникальную возможность наблюдать разнообразные следы остаточного-горстового или байкальского горообразования, представляющего характерную разновидность внутриконтинентального рифтогенеза вообще. В рельефе можно наблюдать неповторимые композиции разнообразных тектонических форм, доступных полному обзору со стороны озера, их ансамбли единого происхождения, вплоть до небольших сейсмогенных дислокаций. Сочетания форм тектонического рельефа, иллюстрирующие процесс байкальского орогенеза, наблюдаются в Мало-морско-Ольхонском районе и у северного окончания озера. Впадина Малого Моря в плане образует клин и даже в широкой части, где она открывается в Северо-Байкальскую впадину, имеет малые мощности осадков. Эта юная рифтовая долина как бы вспарывает тыловую часть Приольхонской краевой ступени. В ее юго-западной части имеются скальные островки — свидетели существовавшего субаэрального рельефа. К юго-западу от устья Сармы они сменяются рiasовыми берегами. Таким образом, в Малом Море и его окружении можно видеть последовательные стадии зарождения рифта.

Характерной особенностью геоморфологии зоны Приморского сброса являются системы базальных фасет — крутых треугольных, пятиугольных или трапециевидных склонов, сомкнутых в основаниях. Эти фасеты, предгорный откос и вершинный скат хорошо отображают в рельефе строение молодого, рифтогенного разлома — центральный сброс, сопровождаемый на крыльях малоамплитудными сместителями. В нагорной части наблюдаются коленообразные изгибы речных долин, указывающие и на правосторонние сдвиги по разлому с амплитудой до 1,5—2,0 км. На выходе р. Сармы из гор, на скалах левобережья, можно наблюдать несколько разновозрастных и разноглубинных генераций тектонитов — от древних бластомилонитов до молодых рыхлых (сапролитоподобных) тектонических брекчий. К юго-западу от устья видно деление тектонического уступа на секции. Обычно ряд треугольных или трапециевидных базальных фасет отчленяется короткими распадками, пересекающими тектонический уступ до осевой части Приморского хребта. Три (и более) такие секции составляют звено и разделяются глубокими и широкими поперечными долинами, часто пересекающими весь хребет. В устье Бугульдейки в рельефе хорошо видно ветвление сброса на приольхонский и приморский отрезки. Здесь обособляется узкая промежуточная ступень, в пределах которой докембрийские мраморы интенсивно раздроблены.

К северо-востоку от р. Сармы на сбросовом уступе широко распространены промежуточные ступени — блоки с высотами рельефа, средними между днищем рифтовой долины и вершинной поверхностью Приморского хребта. У устья Сармы располагается низкая промежуточная ступень, тыловой разлом которой испытал недавнее омоложение. Далее на северо-восток видна Курминская ступень, еще только обособляющаяся от Приморского поднятия, так что ограничивающий ее с тыла тектонический уступ имеет высоту не более 100 м. К северо-востоку от мыса Ядыртуй борт рифта образует Зундукскую промежуточную ступень, протягивающуюся до мыса Арал. Она отличается значительной протяженностью (более 20 км), хотя обычная длина таких форм — первые километры. По простиранию происходит ее последовательное изменение. Первоначально это узкий прилавок между системой базальных фасет и вершинным скатом тектонического уступа, далее в тылу появляется крутой тектонический уступ, а фронтальный уступ у долины р. Зундук несет в подошве следы омоложения. Эта юная

дислокация (ров—уступ) прерывается поперечным Зундукским разломом. Далее тыловая часть ступени испытывает продольное понижение, клинообразно расширяющееся и погружающееся к дер. Зама. Такие структуры образно названы “защербам”.

Северо-восточная секция Зундукской ступени понижена, а ее приозерный разломный уступ лишен предгорного откоса и в основании подрезан скальными клифами с подводными основаниями. В акватории Байкала по простирацию ступени располагается подводная гряда с наклоном вершинной поверхности на северо-запад. В целом поднятие Приморского хребта представляет систему наклоненных на северо-запад горстов, разделенных поперечными разломами.

Остров Ольхон образован асимметричным полого наклонным горстом, ограниченным с байкальской стороны уступом высотой до 800 м. О молодых поднятиях по зоне Приольхонского сброса свидетельствуют локальные озерные террасы на юго-восточном побережье острова, а на северо-западном сохранились реликты малых неогеновых впадин. С северо-запада остров обрамлен тектонической ступенью, большей частью разделенной бухтами на отдельные фрагменты и лишь в северной части более или менее целостной. Во всех случаях фрагменты этой остаточной ступени окружены берегами, находящимися в стадии разрушения. Многие остаточные блоки этой ступени перекошены. Это может рассматриваться как следствие их оседаний по листрическим сбросам, падающим в сторону Малого моря.

К северу от мыса Мужинай хорошо проявлена особенность новейшей тектоники рифтовой зоны: высокий односторонний горст Байкальского хребта обрывается к озеру крутым тектоническим уступом. В его подножии, севернее устья р. Молокон и мыса Котельниковский, располагается большая краевая ступень, осложненная серией разновысотных низкогорных ступеней и горстов. По периферии Тья-Котельниковской ступени имеются блоки, наклоненные в сторону гор, видимо, также ограниченные листрическими сбросами. Они особенно выражены вблизи устьев рек Рель и Слюдянка, а также на о. Богучанском, где хорошо виден перекош поверхностей локальных озерных террас.

Севернее устья р. Тья значительную часть краевой ступени составляет Ньюндукуан-Кичерское поднятие. Со стороны Байкала хорошо видно изменение его морфологии — от простого горста у г. Северобайкальска до ступенчатого глыбового поднятия на правобережье долины р. Холодная.

Малые промежуточные ступени широко распространены вдоль северо-западного берега Байкала. Они находятся на разных стадиях развития и в совокупности представляют эволюционный ряд, обусловленный раздвижением рифта. На ранней стадии развития находится, видимо, Курминская ступень. Более обособлены от хребта малые промежуточные ступени у мыса Рытый, где они располагаются почти на половине высоты Байкальского хребта. Сарминская промежуточная ступень уже сильно понижена, а ее краевые части выположены. Ступень района бухты Песчаная денудирована до состояния пологонаклонной предгорной равнины и о существовавшем здесь горном рельефе напоминают лишь останцы и руинные горы. Эта ступень подвергается интенсивному абразионному уничтожению. Исчезающие малые следы существования в прошлом промежуточной ступени видятся в районе мыса Средний Кедровый, где наклонная эрозионная поверхность предгорного откоса в малой степени перекрыта конусами выноса с останцовыми горами. В тылу этой реликтовой промежуточной ступени располагается широко известная Среднекедровская система палеосейсмодислокаций — последствий недавних землетрясений.

Среди малых ступеней особо выделяются их комбинации, возникшие из-за неоднократных быстрых опусканий по зоне главного сброса. Они сопровождаются гигантскими обрушениями скального массива в нагорной части.

Над системой молодых дислокаций в нагорной части располагается промежуточная тектоническая ступень с бугристо-западинным рельефом,

обрамленная крутым, в виде амфитеатра, уступом высотой до 880 м и возникшая геологически мгновенно, в результате сбрасывания и гигантского обрушения.

Геоморфологическим показателем процесса разрушения скальных массивов являются склоновые бедленды — живописные группы руинных скал, обрамленные живыми осыпями, располагающимися преимущественно в верхних частях краевого уступа. Склон между мысом Северным Кедровым и устьем р. Ледяная — пример эволюционного ряда этих форм — от скального бедленда и до разрушения уступа в результате крупного обвала. Первоначально скальный бедленд возникает в виде небольших групп руинных скал, разделяющих базальные фасы. Затем он проникает в зону вершинного ската над фасетами и распространяется по бортам долин. В последующем базальные фасы уничтожаются гигантскими обвалами и на надводном береговом склоне образуется валоподобный массив из глыбового материала, живые крутые осыпи над ним и бордюр скальных руин в верхней части склона.

На мысах и островах южной части Малого моря в древнем фундаменте распространены молодые раздвиговые трещины, имеющие обычно небольшую протяженность и разнообразную ориентировку. Они в первую очередь подвергаются абразии и способствуют активному расчленению исходного низко- и холмогорного рельефа на островные и полуостровные группы. Особенно отчетливо это проявлено на мысе Кобылья Голова. Здесь скальный нос отделен от полуострова щелью шириной около 4 м и стенками высотой до 10 м. На северо-западной скле мыса имеется крупный глыбовый обвал; а противоположный склон полуостровного холмогорья расчленен системами трещин, выраженных неглубокими рвами.

Аналогичная ситуация наблюдается на п-ове Улан-Хада, где непротяженные раздвижки заполнены грубыми рыхлыми брекчиями, на склонах выражены рвами, а в береговой зоне — узкими щелями. Иногда на склонах островных массивов по таким зонам заложены своеобразные микрограбены, ориентированные по кристаллизационной сланцеватости или по контактам мраморов и кристаллосланцев. Им сопутствуют небольшие береговые скальные оползни или глыбовые обрушения на абразионных уступах.

Берегам Байкала вообще мало свойственны озерные террасы. Этот феномен во многом объясняется спецификой рифтогенеза — постепенным разрастанием впадин за счет их бортов и погружением днищ. Поэтому аккумулятивные равнины в большинстве опущены под уровень вод, за исключением предгорных конусов выноса и участков с мощным поступлением наносов в береговую зону. Более или менее хорошо оформленные террасы наблюдаются лишь на краевых ступенях и междувпадинных перемычках. Поэтому их фрагменты отмечаются в подошве уступа Ольхонского поднятия и на п-ове Святой Нос. Целая серия абразионных террас свойственна Ушканьим островам. Озерные террасы широко распространены между устьями рек Рель и Тья. Высокая (40—60 м) озерная терраса обрамляет с востока краевой уступ Нюрундукан-Кичерского поднятия. Она сложена осадками предгорных конусов выноса, двигавшихся в озеро в условиях приглубых берегов. Поэтому аккумуляты террасы имеют двучленное строение, хорошо выраженное у дер. Душкочан и на южной окраине г. Нижнеангарск. Их верхнюю часть составляют галечники, нередко валунные — это надводные образования предгорных конусов выноса. Ниже располагаются косослоистые галечники, наклоненные в сторону озера и даже вдоль склона под углами до 15—20°. Это фации авандельт — постепенно выдвигавшихся в озеро надводных частей конусов выноса. Их видимая мощность в карьерах до 10 м, а истинная — значительно больше.

При прокладке пути БАМ между пос. Северобайкальск и г. Нижнеангарск местами вскрыт тыловой шов высокой 40—60-метровой озерной террасы, где пляжевые галечники контактируют с коренным бортом Северобайкальской впадины. Скальные поверхности здесь до блеска отполированы абразией, а в полости вбит хорошо промытый валунно-галечный материал.

Такой же древний пляж на уровне низкой (не более 7 м) озерной террасы обнажается в северной части Онокачанской Губы между устьями рек Тья и Рель. Он сложен отлично окатанной галькой и с поверхности практически не содержит мелкообломочный материал.

Интересная озерная 6-метровая терраса наблюдается на северной скеле мыса Зеленый (юго-восточный берег Ольхона). Высота ее цоколя постепенно уменьшается к северу от 2,5—3,0 до 1,0 м на расстоянии 300—350 м, как и общая высота террасы. На гнейсах и мраморах залегает слой хорошо промытых пляжевых валунных галечников, в подножии склона перекрытых щебнисто-глыбовым материалом. Местами осадки террасы полностью смыты, коренной цоколь расколот субвертикальными трещинами, вдоль которых образией выработаны неглубокие клиновидные понижения. В результате отшлифованная прибором поверхность представляет собой совокупность выпуклых поверхностей блоков мраморов.

Аккумулятивные берега Байкала, как и других водоемов, завершают генетический ряд береговых форм и предстают чуткими индикаторами современной динамики береговой зоны, что исключительно важно для восстановления недавнего прошлого и прогнозирования экологического будущего озера. Таким датчиками, прежде всего, являются генерации береговых валов. Мысы, косы, пляжи, бары представляют не только рекреационный и эстетический, но и научный интерес как уникальные памятники природы, а лагунные устьевые косы присущи только Байкалу. Даже на Хубсугуле — водоеме байкальского типа — таких форм нет.

Лагунными устьевыми косами на Байкале названы формы, аналогичные устьевым косам, но развивающиеся навстречу течениям рек, внутрь лагун подпора. Они широко распространены по восточному побережью озера и особенно отчетливы в устьях рек Фролиха, Шегнанда, Сухая. В устье р. Баргузин таких кос, точнее их остатков — дистальных концов, целая серия. Устьевые лагунные косы образовались в периоды ритмических увлажнений климата и высоких уровней зеркала вод в голоцене, что отчетливо отражено в профилях через Мягкую Каргу — перешейке между материком и п-ом Святой Нос, в других аккумулятивных формах, сложенных сериями береговых валов.

Конечному этапу развития генетического ряда типов берегов предшествуют абразионно-аккумулятивные берега с примкнувшими аккумулятивными террасами, с лагуной или без нее. Этот тип распространен на побережье от Малого Моря до мыса Котельниковский. Низкие аккумулятивные террасы представлены петлевыми косами и другими формами, имеющими двустороннее питание. Наиболее выразительны террасы, сформировавшиеся в “волновой тени” мысов Средний Кедровый и Ядыртуй.

Начиная с 60-х годов текущего столетия в науке о землетрясениях стало формироваться новое направление — палеосейсмогеологическое. Его основоположниками стали ученые-сибиряки Н.А. Флоренсов и В.П. Солоненко. Они предложили оригинальный способ находить места, где в прошлом происходили землетрясения. Палеосейсмодислокации — это сейсмодислокации с возрастом в сотни — тысячи лет, сосредоточенные на ограниченной, как правило, линейно вытянутой площади. Среди подобных структур выделены сеймотектонические и гравитационно-сеймотектонические. Первые образуют сочетания разрывов различного типа или проявлены в виде крупных блоков, просевших и заклиненных внутрь горных вершин.

Очень выразительны палеосейсмодислокации северного склона Хамар-Дабана. Несколько сотен — первые тысячи лет назад здесь произошли сильнейшие землетрясения. Разрывные нарушения, оперяющие разлом Черского, оконтуривающий рифт с юга, рассекая дно Байкала, вышли на сушу и захватили подножие и склон хребта вплоть до его заснеженных вершин. Из всех сохранившихся в рельефе палеосейсмодислокаций Южного Прибайкалья линсаменты Танхойской структуры самые протяженные. Узкая водораздельная полоса между речками Рассохой и Переемной в буквальном смысле растерзана зияющими трещинами. Спускаясь в лесную зону, сейсмо-

генные рвы превращены в аллеи, просеки. Вековые кедры, сосны, лиственницы выворочены с корнями и образовали кладбище погибших деревьев. Немало следов оставили землетрясения и в Северо-Западном Прибайкалье. Таковы структуры Шартла и Среднекедровская. В совокупности с регистрацией и анализом сейсмических данных о происходящих ныне землетрясениях палеосейсмодислокации позволяют ближе подойти к прогнозу места, времени и силы грядущих землетрясений.

Высокие горы, вплотную приближенные к Байкалу, с глубоко врезанными ущельями, каньонами и резкими перепадами высот на коротком расстоянии создали благоприятную обстановку для таких грозных явлений природы, как сели, сплывы, оползни, обвалы, каменные и снежные лавины. Этим процессам способствуют многолетняя мерзлота, атмосферные осадки, неустойчивость сейсмического режима. Следы грязекаменных селей или водокаменных паводков оставлены практически во всем горном кольце Байкала. Однако наибольшая их активность и катастрофичность свойственны Хамар-Дабану, Байкальскому и Баргузинскому хребтам. Сели с этих хребтов сбрасывают свой материал в чашу озера, способствуя формированию шельфа, пляжей и конусов выноса. Такие "залпы" одновременно составляют до 600 тыс. т обломков. Наиболее мощные сели образуются в особо дождливые сезоны. Нередки случаи выхода "черного дракона" из гор в результате локальных ливней.

Среди грозных стихий Прибайкалья очень опасны сплывы грунта со склонов, которые происходят как в областях вечной, так и сезонной мерзлоты. Объемы сплывов достигают 12—20 тыс. м³. По масштабам развития и воздействию на окружающую среду — это ведущий процесс, в свою очередь провоцирующий сели. В грязекаменную массу сносится множество деревьев. На руч. Большой Баранчик (участок порт Байкал — Мариту) местные жители наблюдали такое явление. "В восьмом часу утра 26 июля начался сильный ливень, струи дождя падали сплошной стеной. Не стало видно ни Байкала, ни склонов гор, а без того узкая, сдавленная горами долина, казалась вовсе тесной. Речка, полчаса назад глухо шумевшая среди камней, менялась на глазах. В считанные секунды вода пошла валом, с грохотом катя по дну валуны и огромные стволы деревьев. Пропускная ниша железнодорожного моста, находившаяся ниже поселка, была моментально закупорена несущейся массой, от чего поселок начало затапливать и забрасывать валунами. Но все это продолжалось не более 20—30 мин. Затем уровень воды в ручье быстро начал снижаться, оттого что поток, размыв под мостом проход, пошел по своему руслу, вынося заклинившиеся деревья и валуны в Байкал". Сплывы и сели на ряде участков стали причиной разрушения или завала полотна железной дороги. Материальный ущерб от наводнения, селевых потоков, сплывов, обвалов только в 1971 г. по Южному Прибайкалью оценен в 80 млн рублей.

В местах развития ледниковых и глинистых аллювиальных отложений возникают оползни и оползни-потоки. Наиболее ярко они выражены на северо-западном побережье Ольхона. Оползни образуются при оттаивании многолетнемерзлых пород, поверхность которых у пляжа находится на глубине 1,5—3 м на небольшом удалении от берега. Оползанию грунтов во многом способствует подмыв берегов, а на склонах гор — эрозия. Горные обвалы происходят в любое время года, а атмосферные осадки лишь ускоряют их проявление, как и сильные землетрясения. Контрастность рельефа и наличие останцов обуславливают неустойчивость покатаей озерных склонов. Такие обвалы от сейсмогравитационных резко отличаются меньшими объемами и размерностью обломков.

Осыпи, как и обвалы, образуются в скальниках. Периодом их активности считается май — июнь. При землетрясениях силой в 7 баллов осыпи чутко реагируют на сотрясаемость: если обычно движение материала захватывает глубину до 2,5 м, то при землетрясении затрагиваются более глубокие уровни.

До 40 % крутых горных склонов Байкала покрыто каменными россыпями-курумами. Эти скопления иногда покрывают площади от водоразделов до днищ долин. Обломки двигаются со средней скоростью 0,20 м в год, хотя в целом же курумы достаточно стабильны. Следы их катастрофических спусков выражены осветленными полосами и глубокими шрамами, а у подножий — хаотической массой глыб. В эпицентральных зонах сильных землетрясений их активность проявляется практически в любое время года. Поврежденные деревья, кустарники, мохово-лишайниковая растительность — надежные природные индикаторы таких катастроф.

Зимой ведущее значение принадлежит снежным лавинам. Осенью (октябрь — ноябрь) их сход зависит от количества выпавшего снега, который при метелях задувается в пустоты. Лавины сходят в исключительных случаях по очищенным от камней и растительности лоткам (лотковые лавины). Их объемы в особо снежные годы достигают 1 тыс. м³. Первая половина зимы на всех хребтах наименее опасна из-за интенсивной перекристаллизации снежной массы. С февраля выпадающий и метелевый снег ложится уже на выровненную поверхность и даже при мощности покрова в 15—35 см способен формировать лавины. В апреле — мае образуются наиболее опасные лавины из мокрого снега.

В местах, где лавины сходят раз в 1—4 года, в снежной массе конусов содержатся лишь отдельные обломки. Катастрофические снежные лавины, особенно “прыгающие”, зарождаются в гольцах через 15—100 лет и более, по мере продвижения вовлекают обильный рыхлообломочный материал и превращаются из снежных в снегокаменные, обретая огромную таранную силу. Войдя в зону леса, они срезают стволы деревьев диаметром до метра. В одних случаях землетрясения становятся их спусковым механизмом, а в других подготавливают лавиноопасную ситуацию. Так, при Уоянском семибалльном землетрясении 2 ноября 1976 г. сход снежных лавин из-за малого объема снега не наблюдался даже в эпицентре. Однако в лавиносборы были сброшены многочисленные обломки и снежная толща в 30—40 см оказалась ими “нашпигована”. Зимой это привело к перекристаллизации снега, а весной обломки дали дополнительную нагрузку и вызвали неравномерное снеготаяние, а в результате и появление снегокаменных лавин. Эпицентральная часть землетрясения в радиусе до 40 км выделялась концентрацией конусов и их темно-серым цветом.

Одной из достопримечательностей природы Байкала являются наледи на его притоках. В первой половине лета в устьевых участках рек наблюдаются наледные поляны. На фоне байкальской воды и свежей зелени они выделяются ярко-белыми пятнами-нашлепками. Такова рч. Ледяная, расположенная между мысами Северный Кедровый и Елохин. Толщина льда в устье достигает более 4 м. Иногда лед держится до июля, и нерпа охотно посещает эти места для отдыха.

По мере, казалось бы ныне уже разумного, освоения Байкала все больше возрастает антропогенная нагрузка на его природную среду. В освоенных регионах проблема взаимоотношений человек — природа более ярко проявилась вдоль береговой полосы шириной в 5—20 км. Сосредоточение крупных производственных объектов в прибрежной зоне оказывает негативное влияние на природные процессы. Особенно ощутимо это сказывается при таянии снега, наледях, ливнях, когда происходят смыв и вынос в озеро отходов. Например, в 5—10 км от озера в бассейнах селективных рек Слюдянка и Похабиха суммарный объем отвалов некондиционного мрамора на сегодня составляет около 9 млн т. На активизацию и развитие процессов оказывают влияние транспортные магистрали, а также подпор плотины Иркутской ГЭС, когда после повышения уровня водного зеркала в первые годы ширина зоны размыва неогеновых отложений и конусов выноса достигала более 25 м. Ныне абразия наступает на берег со скоростью до 0,5 м в год, хотя кое-где возведены защитные сооружения.

В оз. Байкал сконцентрировано колоссальное количество пресной воды — 23 тыс. км³, уникальной по составу и физическим свойствам. Всего

лишь 90—100 мг растворенных веществ содержится в 1 л этой удивительно прозрачной и “мягкой” воды, как выявлено недавно, обладающей целебными свойствами.

В ожерелье Байкала вкраплены многочисленные источники минеральных и термальных вод, обладающих лечебными свойствами. Их изучение началось со времен освоения Сибири, а квалифицированное практическое использование — с середины XVIII столетия. Уже с этого же времени они могли конкурировать с минеральными водами Кавказа. Но судьба распорядилась иначе — суровый климат и удаленность от центральных районов страны ограничили возможность их практического использования, недостаточное развитие сервиса, малую комфортность жилых и ваннных помещений, а в некоторых случаях — отсутствие должного врачебного контроля. Более или менее удовлетворительные условия были созданы лишь на углекислых водах Аршана-Тункинского и на кремнистых термах Горячинска, которые давно известны. На термах Горячинска (Туркинские воды) лечились семьи высокопоставленных особ Восточно-Сибирского губернаторства, декабристов и местное население. Ныне упорядочено использование минеральных вод в водолечебницах Нилова Пустынь, Хакусы, Жемчуг и на Котельниковском источнике. В профилактории Зеленый Мыс и вблизи Иркутска, в пос. Олха, скважинами вскрыты лечебно-столовые минеральные воды с минерализацией до 8 г/л, пользующиеся популярностью у местного населения.

Обзор источников минеральных лечебных вод береговой зоны Байкала показывает, что их химический состав в основном сульфатный натриевый. Только воды Котельниковского месторождения являются фторидно-карбонатными натриевыми и в скважине у дер. Сухая — хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми. Содержание кремниевой кислоты обычно выше бальнеологической нормы. Минерализация изменяется от 0,3 до 0,6 г/л. Растворенные газы, насыщающие эти воды, представлены азотом, и лишь в воде скважины у дер. Сухая преобладает метан. Температура воды достигает 40—50 °С, в скважине у дер. Сухая — до 26 °С, в скважине на Котельниковском месторождении возрастает до 81 °С. Азотные и кремнистые термы Байкала (за редким исключением — метановые) обоснованно используются в качестве минеральных лечебных вод, а их ресурсы уже достаточны для перспективного расширения санаторно-курортной сети. На прилегающей территории проявления и месторождения минеральных лечебных вод также обладают достаточными запасами для их практического освоения.

Необходимо подчеркнуть еще одну практическую особенность минеральных вод — они являются носителями тепла и могут быть использованы для обогрева теплично-парникового хозяйства, производственных помещений и жилья. Так, на курорте Горячинск овощи выращивают в теплицах, отапливаемых термальными водами. Термами Котельниковского месторождения можно отапливать и жилые помещения.

Нет сомнений в том, что Байкалу необходимы новые современные здравницы, значительное расширение и благоустройство существующих. Это привлечет на его берега не только туристов, но и всех нуждающихся в улучшении своего здоровья.

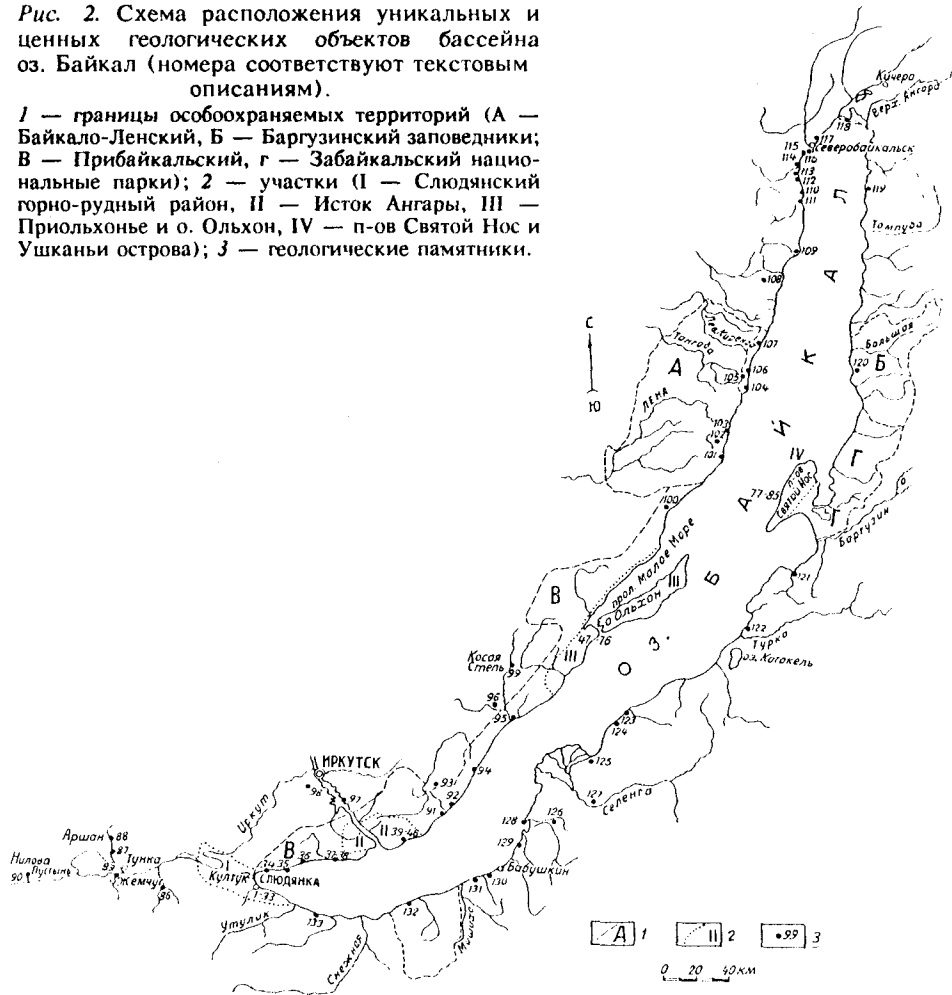
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ

СЛЮДЯНСКИЙ ГОРНО-РУДНЫЙ РАЙОН

Юго-западное побережье Байкала давно известно в отечественной и мировой геологической литературе (рис. 2). Первые упоминания о Слюдянке датируются XVIII веком, и с тех пор почти два столетия слюдянский комплекс служит научным полигоном для петрологов, минералогов и гео-

Рис. 2. Схема расположения уникальных и ценных геологических объектов бассейна оз. Байкал (номера соответствуют текстовым описаниям).

1 — границы особо охраняемых территорий (А — Байкало-Ленский, Б — Баргузинский заповедники; В — Прибайкальский, Г — Забайкальский национальные парки); 2 — участки (I — Слюдянский горно-рудный район, II — Исток Ангары, III — Приольхонье и о. Ольхон, IV — п-ов Святой Нос и Ушканы острова); 3 — геологические памятники.



химиков, отражен в сотнях статей, монографий, справочников. Репутацию “уникального” он заслужил разнообразием горных пород, минералов, высокой концентрацией полезных ископаемых. На геологии района рождались и оттачивались многие фундаментальные теории. С изучением Слюдянки связаны имена выдающихся ученых — академиков Э.Г. Лаксмана, В.И. Вернадского, С.С. Смирнова, А.Е. Ферсмана, Д.С. Коржинского и многих других. История геологических исследований в Южном Прибайкалье заслуживает специальной книги, но мы остановимся лишь на отдельных ее эпизодах.

В ранние периоды абсолютный приоритет среди геологических наук имела минералогия. Обилие, подчас уникальные размеры, великолепная огранка, морфологическое и видовое разнообразие слюдянских кристаллов дали редкостный научный, музейный и коллекционный материал. Систематические кристаллографические исследования были проведены уже в середине прошлого столетия крупнейшим русским минералогом Н.И. Кокшаровым и пополнены другим известным ученым П.В. Еремеевым. Эти сведения заняли достойное место в многотомном труде “Материалы для минералогии России”, изданном в 1852—1886 гг. на русском и немецком языках. Любопытно отметить, что полнота и качество кристаллографических измерений были таковы, что сохранили ценность до настоящего времени. В этом можно убедиться, раскрыв советский справочник “Минералы”, например третий том, вышедший в 1981 г. (через 100 лет!), где в разделе “Диопсид” приведены зарисовки и индексация слюдянских кристал-

лов по Н.И. Кокшарову. Разумеется, и в последующие годы привлекательность минералогического направления не ослабла. В 1935 г. замечательный минералог, профессор П.В. Калинин создал первую (и пока единственную) детальную сводку по минералам Слюдянки, включившую около 100 видов и разновидностей. На эту библиографически редкостную работу можно встретить ссылки в нынешних советских и зарубежных статьях.

Как это ни удивительно, но при всем минеральном богатстве до недавнего времени в Слюдянке не находили новых минералов, хотя многие здешние разновидности из-за особенностей формы, окраски или состава описывались под особыми названиями: байкалит, мороксит, строгановит, лавровит, кокшаровит. Не обошлась минералогическая история Слюдянки без своих курьезов и загадок. Так, слюдянский диопсид — байкалит — первоначально принимался за необычный по форме и цвету апатит или турмалин (“зеленый шерл”). Другая редкая разновидность диопсида — травяно-зеленый лавровит — была впервые описана Н.И. Кокшаровым, а в 1871 г. немецкий химик А.Б. Герман установил, что красивая яркая окраска лавровита обязана примеси ванадия. Подтвердить это открытие удалось опять же через сто с лишним лет. А еще один минерал — ванадиолит, описанный тем же А.Б. Германом вместе с лавровитом, — так и не удалось впоследствии обнаружить ни в Слюдянке, ни в другом месте — он так и остался загадкой.

Прозрачные или полупрозрачные бесцветные полевые шпаты с нежно-синеватой иризацией общепринято называть лунным камнем. Классическими лунными камнями являются ортоклаз-микрпертиты о. Цейлон. Эти месторождения уже отработаны. По качеству им не уступают очень редкие в природе прозрачные или серовато-прозрачные иризирующие альбит-перистериты.

Впервые красивый серый лунный камень в Южном Прибайкалье был обнаружен А.Л. Чекановским в конце прошлого века в виде небольших неправильных скоплений в пегматитах на контакте с мраморами по рекам Слюдянка, Талая и Малая Быстрая. Однако впоследствии долгое время не было упоминаний о находках лунных камней, несмотря на интенсивное геологическое изучение региона. Очевидно, это связано с большой редкостью таких образований, а также с трудностями диагностики: перистериты не обладают яркой окраской, а иризация в них проявляется только в определенной плоскости. Лишь в 1975 г. проявление иризирующего альбита обнаружено по рч. Безымянная, впадающей в Байкал у ст. Мангутай.

Для петрологов безусловно традиционным объектом притяжения были флогопитовые и лазуритовые месторождения, ставшие классическими в ряду мировых аналогов Канады, Кореи, Мадагаскара и Цейлона, а также России и Казахстана. Типичные месторождения этой формации представляют собой контактовые и пластовые тела (“зоны”) метасоматических пород со скоплениями (гнездами, прожилками) флогопита, а на Слюдянке почти весь промышленный флогопит сосредоточен в секущих трещинных или “лестничных” гигантокристаллических жилах, залегающих в слоистой толще (гнейсах, кристаллосланцах). Нечто подобное отмечалось и на других месторождениях, но ни в одном из них не находится достаточно близкой аналогии правильным системам жил Слюдянки, которые можно рассматривать как классические и одновременно уникальные месторождения именно этого типа. Флогопитоносные жилы — основной концентратор крупных, иногда гигантских правильных кристаллов минералов, принесших Слюдянке репутацию природного минералогического музея. Известны находки кристаллов флогопита до метра в поперечнике и 1,5—2 м высоты, а также столбчато-призматических кристаллов апатита, диопсида и скаполита длиной в десятки дециметров. Практически в каждом сколько-нибудь значительном минералогическом музее есть слюдянские образцы. В большинстве это кристаллы из лестничных жил, ставшие редкостным коллекционным материалом. При таком своеобразии слюдянских месторождений здесь достаточно развиты и типичные для формации залежи флогопита так называ-

емого “гнездово-прожилкового”, а также “коркового” типов. В совокупности все это представило петрологам богатейший материал. Если обратиться к основополагающим работам академика Д.С. Коржинского по теории метасоматических процессов и методам парагенетического анализа, нетрудно убедиться, какую весомую часть научного базиса составили лазуриновые и флогопитовые месторождения Слюдянки. Это подчеркивал и сам ученый.

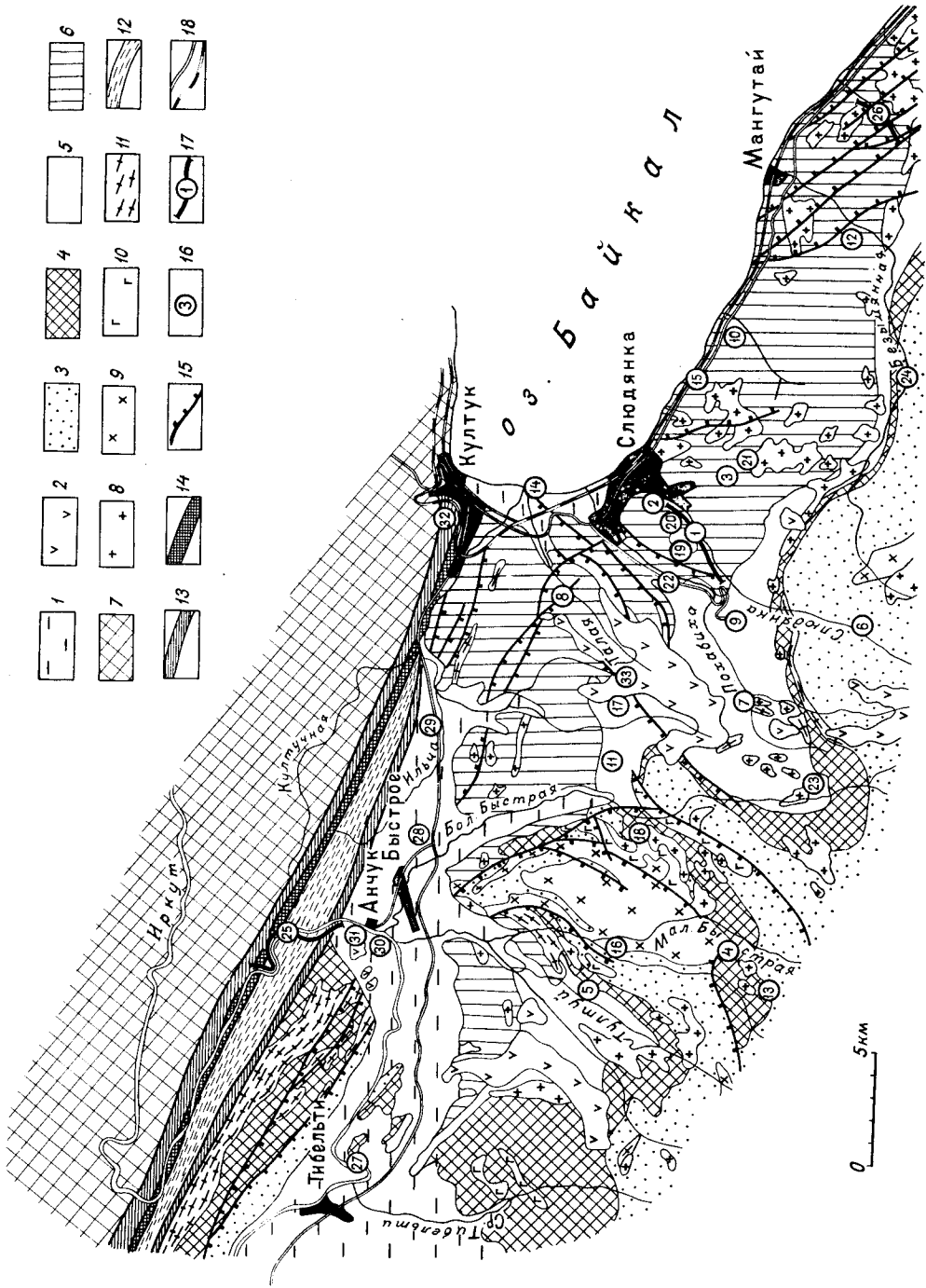
Нельзя не упомянуть о своеобразии геологического субстрата — слоистых метаморфических толщ, относимых к слюдянской и хангарульской сериям (рис. 3). Они традиционно сопоставляются с древнейшими на Земле докембрийскими глубоко метаморфизованными (гранулитовыми) комплексами и в то же время обладают яркими отличиями, в очередной раз оправдывая эпитет “уникальный”. Вот некоторые из них. Толщи слюдянского комплекса выделяются редкой для древних образований великолепной дробной слоистостью, разнообразием типов и разновидностей метаморфических пород, удивительно большой долей карбонатных и смешанных пород — мраморов, кальцифиров, известковистых гнейсов и кристаллосланцев. Это чередование вполне закономерно: толща имеет ритмично-циклическую стратификационную текстуру, позволяющую судить о ходе осадочных процессов в древнейшие геологические эпохи. Однородные мощные пласты мраморов или гнейсов при внимательном рассмотрении также оказываются внутренне слоистыми. Среди широкой гаммы метаморфических пород встречаются и весьма редкие, например, апатитсодержащие кварц-диопсидовые породы — метаморфические аналоги фосфоритов, возможно, древнейших в мире.

В классических гранулитовых комплексах породы испытывали многократный метаморфизм, а самые ранние и высокотемпературные минералы и их ассоциации зачастую с трудом обнаруживаются в виде реликтов среди поздних новообразований. Слюдянский комплекс также полиметаморфичен, но низкотемпературные процессы (диафорез) проявились сравнительно слабо, поэтому гранулитовые минералы и парагенезисы (различные гиперстенсодержащие ассоциации) здесь вполне обычны, причем с прекрасной степенью сохранности. Видимо, не случайно одна из первых (если не первая) в России разработка по метаморфической классификации гранулитов (выделение температурных ступеней или субфаций в пределах гранулитовой фации) была сделана на слюдянском полигоне, демонстрировавшемся на первом, проходившем у нас в стране Международном геологическом конгрессе в 1937 г.

Не меньший интерес представляет слюдянский комплекс для тектонистов. Еще в 1914 г. А.К. Мейстер установил в нем складки двух направлений — саянского и байкальского. Впоследствии было выявлено, что сложная структура комплекса была сформирована в результате нескольких этапов докембрийского тектогенеза, каждый из которых приводил к возникновению новых систем складок, разрывов и тесно связанных с ними метаморфических и магматических образований. При этом большую роль сыграли движения по Главному Саянскому глубинному разлому, отделяющему комплекс от фундамента Сибирской платформы. Этот линеймент относится к числу крупнейших в Сибири.

Своеобразна и кайнозойская структура Слюдянского района. Здесь проходит ось Байкальского рифта, вдоль которой водная котловина Байкала сменяется цепью суходольных впадин Тункинской группы. Эта же территория представляет фланг обширной области проявления кайнозойского базальтового вулканизма. Его возрастной спектр — от верхнего мел-палеоцена до предголоцена. В западной части рифтовой ветви (Мондинская впадина) лавовые излияния происходили в начале среднего миоцена (15—16 млн лет), а в восточной — в среднем—позднем олигоцене (24—31 млн лет).

Будучи традиционным научным объектом, Слюдянка одновременно является одним из старейших в Восточной Сибири горно-добывающих районов. В историческом плане на первом месте, безусловно, флогопит —



слюда, давшая название городу. Первые ее разработки относятся ко второй половине XVIII века (иногда приводится и точная дата — 1762 г.). О целях и объемах добычи в то время можно только предполагать, но уже в начале нынешнего столетия флогопит добывался десятками тонн. Интенсивные организованные разработки развернулись с 20-х годов, когда слюда остро потребовалась для нарождающейся электротехнической промышленности. Вплоть до открытия крупных месторождений в Южной Якутии в 40-х годах (Алданская провинция) Слюдянка была единственным поставщиком флогопита и выходила по добыче на одно из первых мест в мире. За послереволюционный период здесь добыта почти четверть миллиона тонн слюды. Флогопит различных месторождений не одинаков по составу, особенно по содержанию железа, от которого зависят цвет и, главное, электротехнические свойства. У добытчиков традиционно употреблялись свои названия для разных типов: “цыганка”, “серебрянка”, “янтарный”, “бронзовый” и т.п., но весь флогопит Слюдянки считался лучшим в России: выход готовых изделий из него был в 2 раза выше, чем из сырья Алданских и, тем более, Ковдорских месторождений. В начале 70-х годов добыча флогопита на месторождении прекратилась. Это связано не с истощением запасов, а со снижением спроса на листовую слюду.

Хотя лазурит, как и флогопит, был обнаружен в районе Слюдянки в позапрошлом веке, его крупные месторождения найдены только в 50-х годах прошлого столетия, и тогда же были добыты и отправлены в Санкт-Петербург на санях и телегах первые сорок пудов нового для России ювелирного камня. По-видимому, первый лазурит был добыт из небольшого месторождения по рч. Талой, где ныне сохранился маленький карьер в мраморах (уже совершенно без лазурита), иногда называемый “Екатерининским”.

В 1913—1914 гг. в Слюдянке проводила работы Радиева экспедиция Академии наук, открывшая и изучившая много пегматитовых жил. На ряде из них раньше велись кустарные выборки полевого шпата, и, видимо, по этой причине за выходами жил закрепилось, как на Урале, старательское название “копи” и собственные имена — в честь исследователей или первооткрывателей. Таковы копи Вернадского, Ферсмана, Якунина, Кабера и др.

В 50-х годах начались крупные разработки мраморов месторождения “Перевал”. Действующий и ныне карьер — основной поставщик сырья для производства цемента в Иркутской области. Образно говоря, большинство жителей Приангарья “живет в продукции” этого карьера. Продолжает добываться мрамор для облицовки. Плитку из необычного, похожего на гранит, розового мрамора с месторождения “Буровщина” можно увидеть в метро Москвы и Ленинграда, а белоснежную мраморную “крошку” — на фасадах домов многих городов России.

Научная и “горная” жизнь Слюдянки продолжается, принося много нового и неожиданного. За последние 10—20 лет инвентарная опись слю-

Рис. 3. Геологическая схема Слюдянского горно-промышленного района (составили Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий).

1 — кайнозойские отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3, 4 — нижний протерозой, хангарульская серия (3 — безымянская, 4 — харагольская свиты); 5,6 — верхний архей, слюдянская серия (5 — перевальная, 6 — култукская свиты); 7 — нижний архей, шарыжалгайская серия; 8—11 — раннепротерозойские магматические породы (8 — гранит-пегматиты, 9 — сиениты, 10 — габброиды, 11 — чарнокитоиды); 12—14 — Главный Саянский разлом (12 — бластокатаклазиты, 13 — бластомилониты, 14 — ультрамилониты); 15 — разрывные нарушения; 16 — геологические памятники; 17 — опорные разрезы; 18 — железнодорожные и автомобильные магистрали. Цифры в кружках — объекты: 1 — Слюдянский опорный разрез, 2 — Рудник 3, 3 — Рудник 2, 4 — “Лазурка”, 5 — участок Тултуйский, 6 — Студенческое проявление, 7 — Похабихское проявление, 8 — копи р. Талая, 9 — карьер Перевал, 10 — карьер Буровщина, 11 — Бурутуйское месторождение, 12 — Мангутайское месторождение, 13 — Гондитовое проявление, 14 — Шаманский мыс, 15 — выемка 117-го км, 16 — карьер Сиенитовый, 17 — Бурутуйский массив, 18 — Андреевское месторождение, 19 — копь Филипенко, 20 — копь Якунина, 21 — копь Вернадского, 22 — копь Кабера, 23 — жила Амазонитовая, 24 — Безымянское проявление, 25 — “Зыркузунская петля”, 26 — руч. Голанский, 27 — террасы р. Тибельты, 28 — Быстринский карьер, 29 — руч. Ильча, 30 — “Быстринские конгломераты”, 31 — неск Анчук, 32 — неск Чертова Гора, 33 — хр. Комар.

дьянских минералов расширилась примерно вдвое: ныне их насчитывается около 200. Отраднo, что список пополнился и за счет редчайших минералов и разновидностей, впервые обнаруженных в нашей стране (афганит), и в том числе новых минералов, открытых в Слюдянке и названных в честь сибирских ученых-геологов (калининит, наталиит, флоренсовит)*. Открываются также новые, подчас экзотические типы пород (гондиты), новые месторождения лазурита, амазонита, лунного камня — беломорита. Событием, взволновавшим специалистов, было открытие в 1971 г. иркутским исследователем В.Н. Вишняковым месторождения волластонита — минерала, присутствие которого в слюдянском комплексе считалось по научным критериям невозможным. Вслед за первой находкой последовала цепь других, и ныне уже вырисовались контуры целой провинции с десятками проявлений и месторождений. Волластонит Слюдянки оказался самым чистым, не имеющим аналогов в мире. К таким уникальным по чистоте минералам относится и белый диопсид, который, как показали испытания, является ценным сырьем для многих отраслей промышленности: опять Слюдянка вводит в индустрию новое полезное ископаемое, и можно уверенно говорить, что на этом ее история не кончается.

1. Слюдянский опорный разрез

Знакомство с геологией Слюдянского района лучше всего начать со стратотипического разреза, представляющего собой почти сплошную полосу коренных обнажений вдоль обрывистого левого борта долины р. Слюдянка. Вверх по течению последовательно вскрываются култукская и перевальная свиты слюдянской серии, затем харагольская и безымянская свиты хангарульской серии практически вкрест простирания этих толщ (рис. 4).

Наиболее представительным и хорошо доступным является фрагмент протяженностью около 3 км, расположенный между флогопитовым Рудником 3 и падью Широкой. Здесь обнажены все известные в районе разновидности метаморфических и большинство типов изверженных пород, представлены месторождения флогопита и волластонита. По стратиграфическому объему этот фрагмент охватывает верхнюю половину култукской свиты и нижнюю часть перевальной свиты. Благодаря интенсивной складчатости, отдельные стратиграфические подразделения многократно повторяются в разрезе.

Т о ч к а 1. Карьер флогопитового Рудника 3. Его описание как самостоятельного объекта приведено ниже.

Т о ч к а 2. Ядро Рудничной синклинали — крайней северо-восточной структуры из серии изоклинальных складок, охватывающих существенно гнейсовую часть разреза слюдянской серии (нижняя пачка верхней подсвиты култукской свиты). Ядро синклинали сложено амфибол- и кальцит-пироксенновыми кристаллосланцами. В них видна сложная разнопорядковая мелкая складчатость на фоне общего субвертикального залегания толщи. Такая дисгармоничная складчатость характерна для участков тонкого переслаивания карбонатных, силикатных и смешанных пород; в однородных толщах она проявлена редко.

Т о ч к а 3. Ядро Рудничной антиклинали, сложенное биотит-гиперстен-гранатовыми гнейсами. Мелкий густо-вишневый гранат обильно насыщает породу. Таких своеобразных по облику гнейсов в других настях разреза слюдянской серии не обнаружено и этот пласт представляет надежный маркер. В обиходе его часто называют “чуйкинским” (по имени Е.П. Чуйкиной — автора одной из первых крупномасштабных геологических карт района).

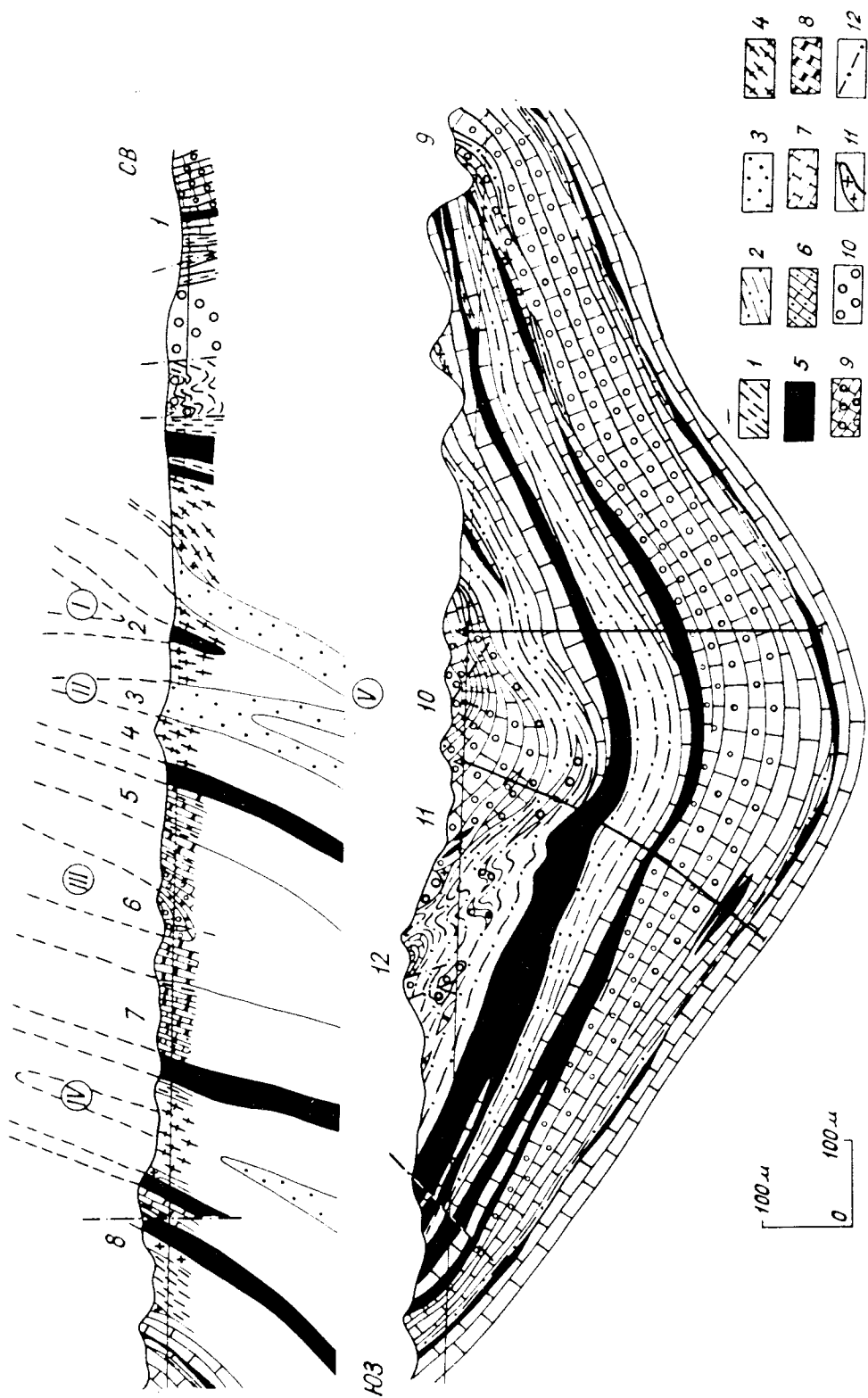
“Чуйкинские” гнейсы в этой точке — пример одного из типичных гранулитовых парагенезисов с высокой сохранностью, но они не однородны.

*Соответственно П.В. Калинина, П.В. Фроловой, П.А. Флоренсова.

Одна из разновидностей — плотные, очень тонкозернистые гнейсы соответственно с тонким идиоморфным, густо насыщающим породу гранатом, обильным гиперстеном и небольшими содержаниями титанистого биотита. Гранат высокомагнезиальный, содержит 35—40 мол. % пиропового компонента, а гиперстен — до 4—5 мол. % глинозема. Среди гнейсов встречаются тонкие слои и линзы двупироксеновых (без граната и биотита) разновидностей. Те и другие гнейсы существенно плагиоклазовые (андезин), но всегда присутствует в небольших количествах ортоклаз — в антипертитовых вросках и интерстициях. Другой преобладающий тип — гнейсы с обособленными полосками и линзами более грубозернистого кварц-полевошпатового материала, которые содержат больше биотита, гранат в них несколько крупнее и нередко сегрегируется в полоски-линзочки. Судя по сохраняющейся высокой пиропистости граната и присутствию гиперстена в кварц-полевошпатовых полосках, это пример ранней син- или позднегранулитовой мигматизации. В шлифах можно обнаружить и признаки инициального диафтореза — развитие силлиманита и шпинелевых псевдоморфоз по гранату, биотитизацию гиперстена, но много пород с идеально “чистыми” парагенезисами. Минеральная термобарометрия по таким парагенезисам обычно дает оценки палеотемператур в 750—800 °С, а палеодавлений — до 8—10 кбар.

В данном пункте пласт гнейсов сдвоен, в ядре же складки признаков разворота гнейсовидности не обнаруживается, что типично для крупных изоклиналей района.

Т о ч к а 4. Толща мезократовых биотит-гиперстеновых и биотит-двупироксеновых плагио- и реже двуполевошпатовых гнейсов с парагенезисами типичных эндербитов и чарнокитов. Породы имеют характерную грубо- и неравномерно-полосчатую структуру. Наряду с обычным для метаморфических пород чередованием полос, различающихся по мелано-лейкократовости и обогащением одним из минералов, выделяются полосы с обилием темных мигматитов, гранитогнейсов, а также грубозернистые гранитовидные полосы. Обычны маломощные уплощенные линзовые слои и линзы-будины пироксен-роговообманковых кристаллосланцев, что в совокупности придает толще облик грубых мигматитов. Породы этой группы — один из характерных для древних комплексов петрологических феноменов, вызывающих постоянные дискуссии. На Слюдянке они назывались мигматитами, гнейсами, эндербито-гнейсами, парачарнокит-эндербитами и эндербитами. Обычно обсуждается несколько основных схем их генезиса: **и з о х и м и ч н ы й м е т а м о р ф и з м** (с частичным плавлением) изначально слоистых пород соответствующего состава; **с е л е к т и в н о е п л а в л е н и е** — кристаллосланцы трактуются как тугоплавкие рестины; **м е т а с о м а т и ч е с к а я г р а н и т и з а ц и я** (чарнокитизация), завершившаяся выплавками: кристаллосланцы рассматриваются как реликты, слагавшие всю толщу. Различие подходов в известной мере вызвано противоречивостью геологических и петрографических наблюдений. В породах довольно обычны реакционные взаимоотношения минералов — амфиболизация и биотитизация, фельдшпатизация (о мигматитовом облике уже говорилось). С другой стороны, “мигматиты-эндербиты” залегают в виде стратиграфических горизонтов с выдержанным составом и характерным обликом на всем протяжении, причем смежные с ними пласты основных кристаллосланцев (аналогичных линзам в самих эндербито-гнейсах) также устойчивы и нигде не преобразованы в эндербиты. В частности, такой пласт кристаллосланцев мощностью около 25 м залегает к юго-западу от толщи гнейсов-эндербитов. Это пример одной из характерных групп пород, составляющих 16 % объема слюдянской серии. Они рассматриваются как метааналоги толентовых базальтов, свидетельствующих о значительной роли вулканизма (пластовые интрузии, трещинные излияния) при образовании серии. Кристаллосланцы обладают хорошо выраженной метаморфической полосчатостью, обусловленной чередованием серых клинопироксен-плагиоклазовых и почти черных плагио-роговообманковых полос. Встречаются дву-



пироксен-плагиоклазовые и существенно роговообманковые (амфиболитовые) слоевидные полосы. Наряду с первичной (сингенетичной с пироксеном) роговой обманкой часто обнаруживается и более поздняя ее генерация, в отдельных случаях полностью замещающая клинопироксен. Ранняя (сингранулитовая) роговая обманка отличается от новообразованной высокой щелочностью, высоким содержанием титана (более 2 %) и глинозема (особенно алюминия в тетраэдрической координации).

Т о ч к а 5. Переслаивание мраморов и глиноземистых биотитовых гнейсов. Мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые, кальцитовые. Гнейсы лейкократовые, содержат гранат, кордиерит, графит. Мощность отдельных слоев от 0,5 до 20 м. Некоторые слои гнейсов будинированы.

Эта точка в сопоставлении с карьером Рудника 2 (описание ниже) иллюстрирует фаціальную изменчивость некоторых подразделений разреза по простиранию. Пласт кристаллосланцев, завершающий предыдущую пачку, известен в обиходе как "пласт Рудника 2", поскольку именно он вскрыт карьером в ядре Рудничной антиклинали, а соседствующая с ним на разрезе слоистая пачка отвечает толще биотитовых гнейсов Рудника 2, где даже с учетом удвоения пластов в ядре синклинали очевидны сильные различия в мощностях биотитовых гнейсов и количестве карбонатных пород. В подобных случаях при увеличении объема какой-либо группы пород возрастает и количество минералого-петрографических разновидностей.

Т о ч к а 6. Ядро Улунтуйской синклинали, сложенное разнообразными карбонатными и кремнисто-карбонатными породами. Непосредственно в ядре, сорванном по разрыву, залегает толща чередования кварц-кальцит-диопсидовых, кварц-диопсидовых пород и кварц-диопсидсодержащих мраморов, прорванных дайкой монзонита. Такие дайки довольно широко развиты в Слюдянском районе, особенно в зоне рудников. Как правило, они прямолинейны, нередко разгнейсованы и занимают секущее положение к основным складчатым структурам. В точке 6 дайка пересекает слоистость, но при этом смята в складки. Отсюда можно заключить, что складчатые деформации проявлялись как до внедрения монзонитов, так и после.

Т о ч к а 7. Пачка тонкого переслаивания различных по составу мраморов и кальцифиров: кальцит-доломитовых с форстеритом, шпинелью, флогопитом, кальцитовых с белым диопсидом и кварцем, розовых кальцитовых с диопсидом и скаполитом, графитсодержащих. Среди мраморов наблюдаются редкие послойные будинированные жилы мелкозернистых пироксеновых гранитов, частью десилицированных.

Этот фрагмент разреза демонстрирует один из типов строения карбонатных горизонтов — разнопорядковую, но довольно тонкую слоистость. Относительно происхождения силикатсодержащих карбонатных пород часть исследователей считает, что образование силикатных минералов (форстерита, клинопироксенов, флогопита) и шпинели — результат скарнирования мраморов при процессах гранитизации толщи и в последующие этапы. Действительно, наборы минералов во многих разновидностях мраморов-кальцифиров и магнезиальных скарнов совершенно однотипны. Однако при анализе внутреннего строения подобных сложных карбонатных пачек выясняется, что характер чередования разновидностей и петротипов совершенно

Рис. 4. Слюдянский опорный разрез.

1 — гнейсы биотитовые лейкократовые (\pm гранат, кордиерит, силлиманит, графит); 2 — гнейсы биотитовые, биотит-гиперстеновые (\pm гранат, кордиерит, силлиманит, графит); 3 — гнейсы биотит-гиперстен-гранатовые, 4 — гнейсы гиперстен-биотитовые, эндербиты с прослоями и будинами кристаллосланцев амфибол-пироксеновых; 5 — кристаллосланцы амфибол-пироксеновые; 6 — мраморы розовые кальцитовые с кварцем, диопсидом; 7 — мраморы кальцитовые (\pm доломит, флогопит, кварц, диопсид, графит); 8 — мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые (\pm форстерит, флогопит, шпинель, диопсид); 9 — мраморы кальцитовые с кварцем и белым диопсидом, породы кварц-диопсид-кальцитовые (\pm волластонит); 10 — породы кварц-диопсидовые (\pm кальцит, апатит); 11 — гранит-пегматиты; 12 — разрывные нарушения. Римские цифры на рисунке — складки (I — Рудничная синклиналь, II — Рудничная антиклиналь, III — Улунтуйская синклиналь, IV — Грековская антиклиналь, V — Асямовская синклиналь); арабские — точки наблюдений, описанные в тексте.

отличен от строения метасоматических колонок: он имеет ритмично-циклический тип, свойственный нормальным осадочным отложениям. Иными словами, строение пачек отражает первичную слоистость карбонатных пород, в разной степени “зараженных” силикатным материалом (мергелистым). Заметим, что на Слюдянке известны случаи удивительной выдержанности внутреннего строения карбонатных пластов и пачек по простиранию наряду с фациальной изменчивостью.

Т о ч к а 8. Тело аляскитовых гранит-пегматитов, прорывающих толщу амфибол-пироксеновых кристаллосланцев, гнейсов и мраморов. Гранит-пегматиты грубозернистые, местами пегматоидные, серые или розоватые с многочисленными реликтами вмещающих пород. За счет сброса тело гранит-пегматитов на разрезе сдвоено.

При детальном изучении гранит-пегматитовой жилы обнаруживается, что по многочисленным ксенолитам захваченных гранитизацией пород прослеживаются стратиграфические контакты и слои в несмещенном залегании, как и боковые породы, граничащие с жилой. Подобное строение вообще характерно для большинства крупных кососекущих тел слюдянских гранит-пегматитов и их крупных скоплений (массивов) — “просвечивание” контуров складчатой метаморфической толщи. Выражается это в том, что по блокам-останцам и ксенолитам через поле и мощные жилы гранитоидов протягиваются стратиграфические границы, маркирующие пласты, а также дайки более древних магматических пород. Гранит-пегматиты как бы “проедают” толщу, сохраняя ненарушенным и ее залегание, и складчатый рисунок.

Т о ч к а 9. Асямовское месторождение метаморфогенного безжелезистого волластонита так называемого “карбонатного” типа. Оно открыто в 1971 г. В.Н. Вишняковым и представлено несколькими пластами метаморфических волластонитсодержащих пород, чередующихся с глиноземистыми биотитовыми гнейсами, основными кристаллосланцами и безволластонитовыми карбонатными породами. Пласты гнейсов и кристаллосланцев интенсивно будинированы. Длина будин в плане 200—400 м, а их разнос 100—200 м.

Состав волластонитовых пород: волластонит, диопсид, кварц, кальцит. Два последних минерала совместно встречаются редко. Акцессорные и вторичные минералы — апатит, полевой шпат, рудный, монтмориллонит. По соотношению главных породообразующих минералов выделяется целая серия пород — от мраморов с волластонитом до почти мономинеральных волластонитовых. Встречаются полосчатые кварц-волластонитовые разновидности.

Метаморфогенный волластонит теоретически не может возникнуть в условиях гранулитовой фации, поскольку этому препятствует высокое общее давление. В данном случае его образование по исходным кварц-кальцитовым парагенезисам может быть объяснено локальной декомпрессией, в первую очередь понижением парциального давления CO_2 в зоне интенсивного проявления мегабудинажа. Заметим, что на большей части слюдянского комплекса в рассматриваемых породах преобладает кварц-кальцитовый парагенезис, а волластонитовый резко подчинен.

Волластонит Асямовского месторождения является наиболее чистым от примесей, даже в сравнении с лучшим мировым аналогом — месторождением Лаппенранта в Финляндии. Он является высококачественным сырьем для производства радиокерамики, фарфора, глазурей, пигментов, наполнителей полимерных композиций и других целей.

Кроме волластонита карбонатного типа, на месторождении встречаются редкие проявления волластонитовых известковых скарнов в контактовых оторочках маломощных даек монцонитов и в виде отдельных мелких гнезд. В составе скарнов — полевой шпат, пироксен, гроссуляр, эпидот, кальцит, волластонит.

Т о ч к а 10. Ядро Асямовской синклинали — широкой открытой складки, в которую вовлечены верхняя часть култукской свиты и нижняя — перевальной. В ядре породы залегают субгоризонтально со слабым наклоном

на северо-запад. Эта синклиналь, пожалуй, единственная в районе структура, которую можно наблюдать в полном размахе непосредственно в обнажении. К тому же она редка по морфологии на общем фоне сжатых и изоклинальных складок.

Т о ч к а 11. Небольшой мраморный карьер и старинные печи для обжига мрамора на известь. Мраморы перевальной свиты крупно- и гигантозернистые кальцитовые, заключают выклинивающийся слой биотитовых гнейсов. К юго-западу от карьера в скальных выходах обнаружен пласт кварц-диопсидовых пород и диопсидовых кварцитов, иногда с примесью голубого апатита.

Т о ч к а 12. Серия складок в толще глиноземистых гнейсов култукской свиты, содержащих прослой мраморов и кварц-диопсидовых пород. Последние в нижней части обнажения разбиты на крупные блоки-будины.

2. Карьер Рудника 3

Вскрытая карьером часть интересна тем, что имеет близкое сходство с классическими мировыми месторождениями флогопита этой формации, повторяя в миниатюре месторождения Алдана и Канады. Это неоднократно подтверждали зарубежные знатоки-геологи при посещениях. Другая привлекательная особенность объекта — возможность наблюдать взаимоотношения разновозрастных и разных морфологических типов метасоматитов и флогопитоносных тел.

Находки флогопита в районе рудника были известны давно, но временем его открытия считается 1925 г., когда горный техник С.В. Коржнев на правах первого заявителя получил отвод и заложил “Веринский” рудник. Другое, местное, название карьеров (“Семижилка”) дано, видимо, по числу вскрытых флогопитовых залежей. Отработка слюды открытым способом продолжалась несколько лет, добыто сравнительно немного флогопита, но очень высокого качества. Впоследствии в 50-х годах подземными выработками обнаружены новые залежи флогопита, но уже обычного для Слюдянки промышленного типа — лестничные жилы в гнейсах.

“Старинная” часть месторождения представляет собой субпластовую зону флогопитоносных метасоматических пород, залегающую вдоль крупной геологической границы — контакта существенно алюмосиликатной части разреза (“гнейсовая” или “рудничная полоса”) и мощной толщи карбонатных пород (см. рис. 4, точка 1). Вдоль этой границы прерывистая зона метасоматитов прослеживается далеко за пределы карьера. В его районе мощность зоны варьирует от 10 до 20 м и более, уменьшаясь на глубину до 2—3 м, вплоть до полного выклинивания. В пределах зоны, захватывая боковые породы, заложена цепочка малых карьеров. В них со стороны “гнейсовой полосы” залегает горизонт основных кристаллосланцев — пироксен-роговообманковых и известковистых пироксеновых, в разной мере скаполитизированных. Карбонатная толща имеет сложный состав: при разведке и проходке карьеров здесь отмечались разнообразные мраморы и кальцифиры — кальцитовые и доломитовые с форстеритом, флогопитом и шпинелью, пласты и линзы кварц-кальцит-диопсидовых и кварц-диопсидовых пород с голубым апатитом. Эти породы можно наблюдать в карьерах, на контакте с метасоматитами.

Из магматических пород в карьерах видны небольшие тела “метабазитов” (полностью амфиболитизированных пород типа микрогаббро) и обильны гранит-пегматиты: субщелочные, микроклиновые, местами десилицированные до перехода в микроклиниты с клинопироксеном и титанитом. В кварц-диопсидовых породах гранит-пегматиты образуют “зоны сетчатых инъекций”, местами напоминающие эруптивные брекчии.

На контактах гранитоидов и карбонат-кварц-диопсидовых пород почти повсеместно встречаются маломощные зонки диопсидитов — одной из разновидностей магнезиальных скарнов магматической стадии. Особенность этих диопсидовых оторочек — резкая неоднородность состава клинопироксе-

на, видимая по изменению окраски: от густо-зеленой у контакта с гранитоидом до белой в боковых породах. Особенно внешне оригинальны скарнированные участки сетчатых инъекций с зонально окрашенными блоками — ксенолитами диопсидитов. По результатам химанализов при переходе от белого к густо-зеленому диопсиду многократно возрастают содержания железа, алюминия и натрия, т.е. доля эгирин-авгитового и ферриавгитового компонентов. В отличие от постмагматических “корковых” метасоматитов, здесь отсутствует обязательная для первых апогранитная диопсид-скаполитовая зона. Эндоконтактовые изменения гранит-пегматитов выражены в десиликации, значительном обогащении клинопироксеном и сфеном (титанитом). В эндозоне обычны и мелкие агрегаты, как бы “недоработанные” ксенолиты диопсидитов. Клинопироксены гранитоидов и микроксенолитов почти черные и продолжают ряд диопсидовых оторочек по возрастанию железистости.

Основной объем флогопитоносной зоны занимают постмагматические диопсидовые породы, сложенные стабильным по составу светло-зеленым (умеренно железистым) диопсидом. Подобные, типичные для всех флогопитовых месторождений породы в ранних работах по Канадским месторождениям назывались пироксенитами, что вносило путаницу из-за идентичности этого названия с магматическими породами. Позднее их стали называть диопсидовыми породами или диопсидовыми метасоматитами. Постмагматические метасоматиты развиты преимущественно по карбонатным породам, замещая при этом и ранние метасоматиты, и прожилки гранитоидов. От последних сохраняются реликты или, при полном замещении, как бы “тени” — жиловидные скопления грубозернистых диопсид-скаполитовых с флогопитом пород.

В мелкозернистых диопсидитах заключены гнезда крупнокристаллического кремового или розоватого кальцита с крупными кристаллами диопсида (байкалита), флогопита, иногда апатита. Такой тип скоплений листового флогопита в Канаде описывался как “карманный”, а в Слюдянке получил название “гнездово-прожилковый”: кальцит-флогопитовые скопления нередко имеют форму грубожилообразных тел, ориентированных вкрест простирания метасоматических зон. В снятой карьере части зоны было много богатых слюдой гнездо-жилообразных скоплений, ставших объектами отработки.

В кристаллических сланцах карьеры вскрывают и несколько мелких, но типичных флогопитоносных жил лестничного типа с обычным строением: кальцитовое, часто прерывистое ядро и зальбанды, сложенные кристаллическими “щетками” байкалита и флогопита. При пересечении жилой гранитоидов (нижний карьер) хорошо выражены мелкозернистые зоны, особенно диопсид-скаполитовые. При выходе из кристаллосланцев в зону метасоматитов границы жил теряются и трассируются лишь цепочкой гнездовых крупнокристаллических обособлений в диопсидитах.

Из минералогических особенностей Рудника 3 можно отметить частое присутствие главколита, барита и актинолит-тремолита. Главколит — сиреневый скаполит, наряду с обычным белым, светло-серым, присутствует в “контурных” диопсид-скаполитовых породах, развитых по гранит-пегматитам, иногда в виде тонких прожилков на продолжении гранитоидных жил в постмагматических диопсидитах. По составу сиреневый и белый скаполиты не различаются: они близки миццонитам, а по анионам относятся к сульфат-карбонат-скаполитам. Поздняя низкотемпературная минерализация проявлена в виде небольших гнезд барита в диопсидитах и лестничных жилах. Бариту обычно сопутствует развитый по диопсидитам зеленый амфибол тремолит-актинолитового ряда, но нередко амфиболизация наблюдается и вне связи с баритом.

3. Карьер Рудника 2

Флогопитовое месторождение, отработанное карьером, — одно из типичных для Слюдянки. Оно было открыто в 1916 г. А.Ф. Венгером и тогда

же начало разрабатываться (в ранних описаниях известно как рудник “Дальний“, или “Производственная гора“). Месторождение с перерывами эксплуатировалось до конца 60-х годов попеременно подземным и открытым способами. Уступами карьера вскрывалась уже частично отработанная из шахты часть залежей, поэтому в его стенках кое-где сохранились входы в бывшие подземные выработки, а в полотно — провалы в отработанные камеры.

Месторождение локализовано в ядре крупной сильно сжатой синклинали, осложненной мелкими складками. Ядро синклинали, вмещающее основную часть карьера, сложено разнообразными биотитовыми гнейсами. Среди них гранат-биотитовые, биотит-кордиерит-гранатовые, гиперстенсодержащие и другие разновидности. В гнейсах часто маломощные прослои кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов, диопсидовых и форстеритовых пород. В центральной части карьера они почти нацело преобразованы метасоматическими процессами, которыми также сильно изменены и биотитовые гнейсы. Юго-западные уступы карьера захватили ядро Рудничной антиклинали, сложенное пироксен-роговообманковыми, реже двупироксен-амфиболовыми кристаллосланцами. Среди них залегает прослой мраморов, оформляющий замок. Мраморы включают розовые кальцитовые типы с железистым клинопироксеном, а также кальцит-доломитовые с форстеритом и флогопитом. Вблизи карбонатного прослоя кристаллосланцы обычно сменяются известковистыми разновидностями — с кальцитом и (или) скаполитом.

Вся слоистая толща на восточной части карьера срезается мощной дайкой пород, получивших собирательное название “монцониты“. Это наиболее древние магматические породы в карьере. Они встречаются практически во всех флогопитовых рудниках Слюдянки и поэтому издавна интересовали геологов и служили предметом постоянных споров. Обсуждалась их возможная генетическая связь с флогопитообразованием и происхождением самих пород. Некоторые геологи их воспринимали как гранитизированные диабазы, мигматиты, метасоматиты по кристаллосланцам. Ныне можно считать доказанным, что монцониты — магматические дайково-жилые породы, более древние, чем флогопитоносные метасоматиты и жилы, неравномерно метаморфизованные. В составе даек выделяются собственно пироксеновые монцониты, содержащие средний — основной плагиоклаз и ортоклаз, различные мелано- и лейкократовые сиениты, некоторые типы сиенитовых лампрофиров.

Лестничные флогопитоносные жилы в основном выбраны и в карьере о них можно получить лишь фрагментарные представления. Название “лестничные“ за ними укрепилось потому, что жилы располагаются группами (сериями) параллельно друг другу, круто (субвертикально) вкрест простирания вмещающих пород. Часто серии жил располагаются только в определенных слоях (горизонтах) и в плане напоминают ступеньки горизонтально положенной лестницы. Средние размеры жил — десятки метров по падению — простиранию и первые метры по мощности. В общем жилы образуют мелкозернистые и гигантокристаллические зоны. В составе гигантокристаллической ассоциации отмечаются апатит, скаполит, паргасит, барийсодержащий калишпат типа гялофана. Таким образом, в жилах сочетаются два типа поперечной зональности. Мелкозернистые зоны, похожие на метасоматическую колонку контактовых (“корковых“) тел, имеют мощность до 25—30 см. Их состав и набор меняются в зависимости от вмещающих пород. Основной объем жил составляют гигантокристаллические минералы, а их промышленный тип определяется зонами флогопита. Эти зоны нестабильны, могут присутствовать только в одном зальбанде, выклиниваться по падению — простиранию жил, т.е. кроме поперечной обнаруживается продольная зональность. При этом они могут быть как симметричными, так и асимметричными. Другие силикатные минералы также тяготеют к зальбандам. Великолепные друзы и щетки кристаллов байкалита, скаполита, паргасита обнаружены в тех участках жил, где зона

крупнокристаллического флогопита отсутствует или слабо развита. Минеральный набор в жилах значительно зависит от состава боковых пород. Так, скаполит встречается преимущественно, а паргасит только в жилах, залегающих среди основных кристаллосланцев; гиалофан обычен в жилах, пересекающих гранит-пегматиты.

На Руднике 2 жилы залегают главным образом в толще биотитовых гнейсов. В пласты кристаллосланцев они почти не прослеживаются, а в мощной дайке монцонитов быстро выклиниваются, часто со сложным расщеплением. В стенках нижнего уступа сохранились “хвосты” жил, сложенные преимущественно кальцитом и диопсидом. Многие жилы содержат в обилии апатит. Хорошие кристаллы здесь редки, так как жильная масса заметно поддроблена “пострудными” тектоническими подвижками и частью перекристаллизована, но апатит богат цветами и оттенками: он зелено-, молочно-голубой, сиреневый, фиолетовый до почти черного с переходами. По химсоставу цветные апатиты не различаются. Они относятся к группе фторapatитов и содержат заметную долю элестадитового компонента (примесь серы и кремнезема). На карьере фрагмент флогопитоносной жилы промышленного типа можно наблюдать на юго-западном борту второго уступа, в стенке провала. Это пример асимметричной зональности — зона крупных кристаллов флогопита, “плавающих” в кальците, развита в одном боку жилы. Видно, что жила занимала крупную межбудинную полость: на ее продолжении в борту уступа слой мраморов резко изогнут в поперечную складку, вдающуюся в глубь жилы.

Среди жильных минералов рудника паргасит не встречался, а находки скаполита довольно редки, но обычны в жилах, заходящих в монцонитовую дайку. Часто обнаруживался гиалофан. В кристаллах флогопита из карьера иногда видна концентрическая зональность роста (чередование темных и светлых зон, различающихся по содержанию железа).

В верхней, отработанной, части карьера встречались тела “постфлогопитовых” пегматитов, более молодых, чем флогопитоносные жилы и местоматиты. Именно с этой группой пегматитов связаны редкоземельная минерализация и амазонит, а также разнообразные известковые скарны. На верхнем уступе юго-западного борта карьера сохранились обломки разрушенной жилы поздних пегматитов. В близлежащих кристаллосланцах здесь можно обнаружить зонки альбит-эпидотовых скарнов и эпидозитов, а в розовых мраморах — гнезда эпидот-гроссуляровых скарнов с гранатами от светло-желтого маложелезистого до густо-коричневого гроссуляр-андрадита. Наконец, самые молодые образования — тонкие кварц-карбонатные (анкеритовые?) прожилки, хорошо видимые в некоторых зонах диопсидитов.

4. “Лазурка”

Так в геологическом обиходе называется Малобыстринское месторождение лазурита — наиболее крупное из обнаруженных в Южном Прибайкалье и единственное здесь место добычи этого прекрасного, оваянного легендами минерала.

Лазурит относится к ювелирным камням, получившим широкое признание еще в глубокой древности. Особенно заметный след он оставил в культуре Древнего Египта, где ценился дороже золота. Можно предполагать, что исключительно высокой популярностью у египтян лазурит обязан культу льна (его соцветия близки по окраске некоторым сортам лазурита), поскольку лен считался священным растением. В лучших сортах лазурита к мягкому синеватому колориту нередко примешивается легкий фиолетовый оттенок. Синие краски, сочетаясь с белыми и серыми стяжениями кальцита, с отливающими перламутром чешуйками слюды и желтоватыми звездочками пирита, создают неповторимую игру цвета. Лазурит мало впечатляет в мелких поделках, но прекрасен в пришлифовках и крупных изделиях. С ним

* Лазурит — разновидность гаюина, содержащая сульфидную серу.

также связывались представления о лазурном небе. Камню поклонялись, находя в нем воплощение божественных сил.

Лазурит издавна применяется для изготовления особо качественной краски — ультрамарина. Камень отжигали на кострах, растирали, отмывали от примесей, смешивали со смолой, воском или маслом. Ультрамариновая краска высоко ценилась в Ассиро-Вавилонии, Индии, Персии. Лучшие картины эпохи Возрождения писались с применением природного ультрамарина. К положительным качествам лазурита относится и мягкость, податливость резцу, а его полировки с сульфидными вкраплениями напоминают звездное небо (“бадахшанская ночь”).

В Европе лазурит стал известен, видимо, давно — в XV—XVII вв., был излюбленным цветным камнем в Италии. Во второй половине XVIII в. лазурит стал редкостью и практически забыт. Однако он не забыт в России и особенно стал популярным после открытия байкальских месторождений. Обычный лазурит, яркий и сверкающий при солнечном свете, становится темным и мрачным при свечах и электричестве. Только байкальский лазурит хорош и вечером, сохраняя и даже усиливая цветовую гамму.

И в настоящее время интерес к лазуриту не потерян. Камень пользуется устойчивым спросом на международном рынке как традиционное ювелирное сырье. Стоимость 1 кг высококачественного лазуритового сырья достигает нескольких сотен долларов. Для минералогов же лазурит представляет интерес как уникальное геологическое образование. Ныне вместе со знаменитыми афганскими и памирскими месторождениями рудники Прибайкалья являются основными поставщиками высококачественного лазурита на мировой рынок. Их отличают доступность, высокая степень геологической и минералогической изученности.

Первые сведения о находке лазурита на южном берегу Байкала появились в XVIII в. Странствуя по отдаленным областям Сибири, академик Э.Г. Лаксман в 1785 г. нашел лазурит в наносах р. Слюдянки. Другие источники передают, что лазурит здесь обнаружил охотник и цеховой мастер Лапшин, а некоторые приписывают находку крестьянину Война.

В ноябре 1786 г. Э.Г. Лаксман писал в Российскую Академию наук: “...по всей речке, около 35 верст, валуны этой синей горной породы везде между наносами, и опять по местам, где выступают белые мраморные утесы... У Слюдянки ляпис-лазурь показывает удивительные переходы от самого насыщенного темного ультрамарина в цвет бледной сыворотки; местами встречаются камни фиолетово-синего цвета”.

В последующие десятилетия без какой-либо преемственности и последовательности здесь искали удачу на свой страх и риск чиновники, путешественники, любители камня, но коренные залежи ими не обнаружены. В 1851 г. мастеровой Петергофской гранитной фабрики Г.М. Пермикин, посланный на поиски “теневого” камня для мозаики, открыл семь коренных месторождений — сначала в верховьях бурной р. Слюдянки, потом на Мал. Быстрой. Самым интересным оказалось месторождение на берегах последней. Судя по его запискам, найти месторождение помог мощный селевой поток, обнаживший на крутом склоне выходы лазурита и вынесший большое количество обломков в ручей и в речку. Здесь Г.М. Пермикин за 10 лет добыл 3000 пудов лазуритового камня.

Малобыстринское месторождение лазурита, расположенное в 25 км западнее г. Слюдянки, достаточно хорошо разведано и изучено: пройдено несколько штолен, пробурены десятки разведочных скважин, заложены канавы и карьеры. Месторождение дает основную массу товарного лазурита в нашей стране.

Лазуритоносные зоны залегают в горизонте мраморов безымянской свиты, вблизи массива сиенитов (рис. 5). Контакты с массивом тектонические и представлены зонами милонитов. Мраморный горизонт сложен кальцитовыми, доломит-кальцитовыми, доломитовыми мраморами и кальцифирами с частыми будинами алюмосиликатных пород: сиенитов и гра-

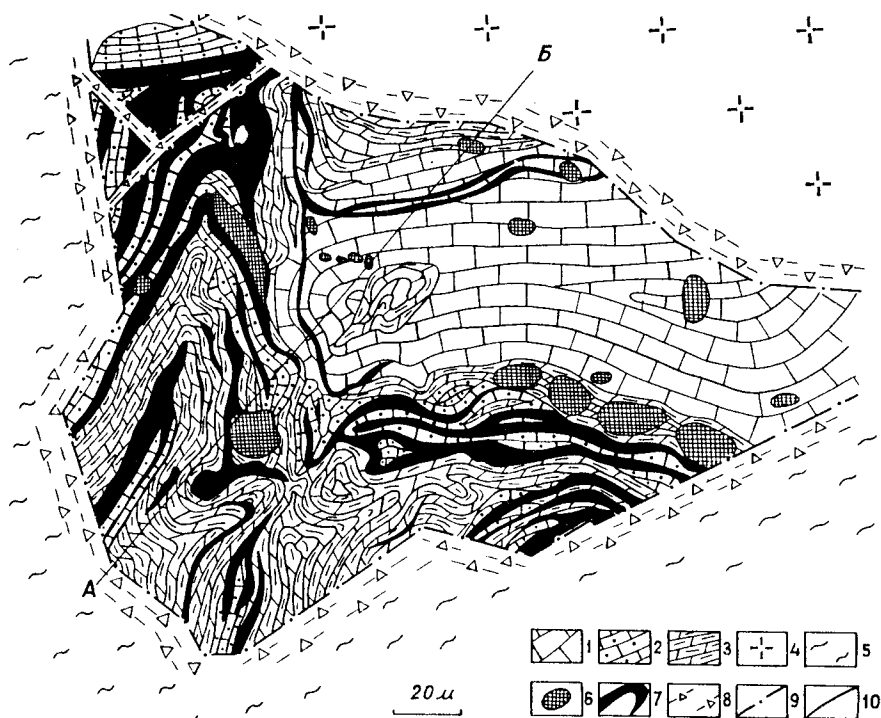


Рис. 5. Геологическая схема месторождения "Лазурка".

1 — мраморы кальцитовые крупнокристаллические; 2 — мраморы кальцит-доломитовые белые; 3 — мраморы кальцит-доломитовые серые, полосчатые; 4 — сиениты; 5 — диопсидовые гнейсы и мраморы харагольской свиты; 6 — будинажированные тела гранитоидного состава, в разной степени скарнированные; 7 — лазуритоносные зоны; 8 — зоны брекчирования; 9 — тектонические контакты; 10 — геологические контакты.

нитов (преобладают), биотитовых гнейсов и амфиболитов. В целом тектоническая структура месторождения представляет синклираль, осложненную поперечными складками. Широко проявлены разлинзование слоев мраморов, будинаж прослоев и жил алюмосиликатных пород. Разрывные нарушения, представленные зонами брекчирования и милонитизации, обычно более поздние, чем лазуритовая минерализация.

Лазуритоносные проявления — это главным образом одна из метасоматических зон, развитых по будинам алюмосиликатных пород в интенсивно дислоцированных магнезиальных мраморах. Метасоматические породы образуют контактовые каймы мощностью от первых сантиметров до нескольких дециметров. Иногда будины нацело замещены лазуритом, но размеры таких тел не превышают 0,5—0,6 м. Они обычно приурочены к определенному (продуктивному) слою мраморов, где образуют зоны, прослеживающиеся на десятки — сотни метров.

Лазуритовые скопления образовались в результате контактово-реакционного взаимодействия высокомагнезиальных мраморов с алюмосиликатными (преимущественно гранитными) породами. Это взаимодействие проходило при участии высокотемпературных (640—650 °C) флюидов, но без заметного привноса вещества из глубины. Выделяются несколько этапов минералообразования. К раннему, "магматическому", этапу отнесено формирование многочисленных тел гранитоидов и ранних магнезиальных скарнов. Среди гранитоидов преобладают субщелочные эгирин-авгитовые разновидности. Их эндоконтактовые фации представлены известково-щелочными, щелочными и нефелиновыми сиенитами, редко анортозитами. Скарны магматического этапа по карбонатным породам представлены пироксеновыми, шпинель-пироксеновыми, форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми породами.

Лазуритовая минерализация формировалась в одну из ранних высокотемпературных стадий постмагматического этапа метасоматическим замещением обломков (будин) алюмосиликатных пород. Собственно лазуритовый камень — это агрегат тонкого сростания диопсида с лазуристом. В виде включений в нем присутствуют кальцит, пирит, афганит. Диопсид обычно преобладает, когда замещаются богатые кремнеземом породы. При замещении высокоглиноземистых пород — анортозитов или сиенитов с нефелином — образуются особые разновидности лазуристых метасоматитов — лазурит-полевошпатовые, лазурит-скаполитовые. Такой лазурит часто обладает высокими декоративными качествами — более однороден, почти без включений. Лазуритсодержащие кальцифиры образуются по мраморам вблизи наиболее кремнекислых пород или представляют собой крайнюю степень замещения алюмосиликатной породы, когда на месте последней во вмещающем мраморе просматривается лишь участок, обогащенный силикатными минералами. Такие кальцифиры сложены кальцитом, апатитом и другими минералами. Лазурит в кальцифирах часто встречается в хорошо ограненных кристаллах, представляющих ценный коллекционный материал.

При формировании лазуристонных метасоматитов вмещающие мраморы испытывают существенные преобразования. Здесь образуется новая “синлазуристая” генерация кальцита, обладающая рядом особенностей.

Лазуристые месторождения и проявления Байкала в целом являются яркими представителями абиссальных магнезиальных скарнов. Здесь широко распространены классические скарновые минеральные парагенезисы, хорошо видна метасоматическая зональность, последовательность смены минеральных ассоциаций. Особенно привлекательны месторождения своей минеральной насыщенностью: очень разнообразным набором редких минералов и уникальными свойствами многих из них. Здесь весьма распространены относительно редкие фельдшпатоиды.

Л а з у р и т обычно встречается в виде тонкозернистых масс в тесном сростании с диопсидом. Размеры зерен — десятые—сотые доли миллиметра. Относительно крупные (до 20 мм) хорошо ограненные кристаллы встречаются только в кальцифирах. Вообще лазурит обладает очень насыщенной цветовой палитрой: наряду с обычными темно-синими до светло-голубых разновидностями встречаются бесцветные (окрашиваются при нагреве), зеленоватые, розовые или малиновые. Иногда окраска лазуриста варьирует в одном образце и даже в зерне. Характерно, что химсостав лазуриста стабилен и разноокрашенные разновидности практически не различаются. Наряду с обычным кубическим лазуристом обнаружен анизотропный лазурит триклинной сингонии. Внешне он почти не отличим, но имеет лучшую спайность, иногда слабо иризирует.

С о д а л и т более редок, чем лазурит, и зачастую обнаруживается только под микроскопом. Он обычно бесцветный, но при солнечном свете приобретает ярко-розовый оттенок. На “Лазурке” встречаются кальцитовые жилы с хорошими кристаллами бледно-фиолетового содалита (5—7 см), полевого шпата (до 10 см) и апатита.

А ф г а н и т, очень широко представленный на лазуристых месторождениях, канкринитоподобный минерал. Его кристаллические обособления достигают 2 мм, имеют бледно-зеленый, голубой, белый цвета, иногда прозрачные. На Тултуйском месторождении встречаются крупные (до 15—20 мм) кристаллы, представляющие ценнейший коллекционный материал.

С к а п о л и т на лазуристых месторождениях обычно представлен фиолетовой разновидностью, получившей местное название — главоколит. На слюдянских месторождениях его кристаллы достигают размеров 0,6—0,8 м, а по распространенности он явно преобладает над лазуристом. Это обычно “долазуристый” скаполит и в парагенезисе с лазуристом хорошо диагностируется по люминесценции при ультрафиолетовом облучении. Лиловато-фиолетовые главоколиты, особенно замещенные по трещинам лазуристом, — эффектный коллекционный материал.

Синлазуритовый кальцит обладает целым рядом специфических качеств и поэтому является уникальным. Ему присущи повышенные содержания стронция и довольно высокая магнезиальность, величина которой позволила оценить температуру его (и лазурита) кристаллизации в 640—650 °С. Особым признаком синлазуритового кальцита зачастую является пепельно-серый цвет, обусловленный насыщенностью ориентированными микрокристаллами марказита и пирита. Марказит образует нитевидные микрокристаллические выделения длиной в несколько миллиметров, шириной до 20 мк и толщиной в доли микрона. Пирит больше всего распространен в виде тонкоигольчатых микрокристаллов, отличающихся от марказитовых лент квадратным сечением и сохраняющих линейную форму при растворении кальцита, а марказитовые ленты образуют при этом спутанно-волоknистую массу. Микрокристаллы пирита испытывают перекристаллизацию и дают макрокристаллы размерами до нескольких миллиметров, разнообразные по форме: игольчатые, пластинчатые, ромбоэдрические, октаэдрические, кубические, вплоть до округлых и каплеобразных.

Очевидно, марказит и пирит появились вследствие распада синлазуритового кальцита. Обособления серых “марказитовых” кальцитов могут достигать значительных размеров, а отдельные монокристалльные стяжения часто достигают 15—20 см и представляют собой уникальный, внешне эффектный коллекционный материал, не имеющий пока аналогов.

Интересная особенность синлазуритового кальцита — присутствие в нем микроскопических кристаллов ангидрита и своеобразных флюидных включений, почти на 60 % состоящих из элементарной серы. Отмечается редкое явление распада высокомагнезиальных кальцитов в мраморах “Лазурки”. Очень длительный период посткристаллизационного остывания мраморной толщи обусловил образование крупноразмерных пластинчатых включений доломита в кальците, хорошо различимых невооруженным глазом. Эти гигантозернистые кальцитовые мраморы с пластинками доломита представляют собой уникальный коллекционный материал, демонстрирующий распадные процессы в карбонатных системах. Из других минеральных образований лазуритовых месторождений необычны выделения светло-желтой самородной серы, чаще всего в белом синлазуритовом кальците. В совокупности байкальские лазуритовые месторождения предоставляют исключительные возможности для сбора ценнейшего коллекционного материала для музейных, учебных, научных и любительских коллекций.

5. Участок Тултуйский

Отдельные мелкие месторождения лазурита расположены по левому и правому бортам р. Тултуй — нижнего притока р. Мал. Быстрой. Здесь известно около полутора десятков точек с лазуритовой минерализацией в мраморах предположительно безымянской свиты. Первые находки лазурита сделаны еще Г.М. Пермикиным в прошлом веке; последние, включая наиболее крупный объект — месторождение Чернушка, — всего несколько лет назад. Особенностью месторождений являются их малые размеры, относительно невысокое качество лазурита, широкое развитие афганитовой минерализации и лазуритовых кальцифиров, где лазурит совместно с другими силикатными минералами (флогопитом, форстеритом, диопсидом, скаполитом) образует равномерную вкрапленность.

Очень своеобразен участок Тултуй, располагающийся на водоразделе р. Тултуй—Мал. Быстрая. Здесь на площади в сотни квадратных километров развиты крупнокристаллические кальцитовые кальцифиров с большим количеством сульфидов и спорадическими изометричными выделениями (до 10—20 мм) темно-синего лазурита. Южнее, в бассейне р. Тибельти, располагается небольшое месторождение — Чернушка, — представленное группой сближенных тел. Качество лазурита низкое.

6. Студенческое проявление

Впервые находки лазурита официально зафиксированы в XVIII в. в аллювии р. Слюдянки, где были организованы поиски его коренных месторождений. Тем не менее первые интересные находки коренного лазурита сделаны только в 30-х годах XX в., а в 70-х годах детально изучена вся перспективная зона и обнаружены наиболее крупные объекты. Лазуритовая минерализация стратиграфически четко приурочена к одному из горизонтов мощной (более 200 м) пачки мраморов безымянской свиты и прослеживается по простиранию на 3,5—4,0 км. Большинство проявлений незначительны по запасам и представляют чисто минералогический интерес. Самое крупное из них — Студенческое. Оно связано с будиной пегматоидных гранитов в мраморах мощностью 1,0—1,5 м и протяженностью около 20 м. Примерно половина будины испытала заметные изменения: по периферии развита светло-синяя лазуритовая порода. Мощность таких зон до 0,3—0,5 м. По простиранию тела пегматоидных гранитов встречаются мелкие шаровидные будины, нацело замещенные красивым сиреневым скаполитом (местное название — главколит). Жила месторождения Студенческого находится в 40—50 м от русла р. Слюдянки и хорошо вскрыта горными выработками. Интересным объектом является штольня, пройденная в 30-х годах XX в. на одном из мелких проявлений лазурита. Эта неглубокая (6—8 м) хорошо сохранившаяся выработка иллюстрирует тип лазуритовой минерализации.

В целом проявления лазурита по р. Слюдянке представляют собой очень компактные, привлекательные геологические объекты. Они прекрасно демонстрируют главный тип промышленных месторождений (тип Малобыстринский — Сары-Санг), расположены в живописных участках Прибайкальской горной тайги и относительно легкодоступны в летний период. Крупные месторождения Памира, Афганистана, Чили расположены в высокогорных районах.

7. Похабихское проявление

Проявление лазурита в среднем течении р. Похабиха обнаружено в 1976 г. сотрудниками ИЗК СО РАН. Оно расположено в 4 км от карьера Перевал. Экспедицией “Байкалкварцсамоцветы” залежь прослежена на 11 м при средней мощности 0,7 м. В одной из траншей можно наблюдать две сближенные лазуритизированные будины гранитоидов размером 0,2—0,7 м, залегающие среди мраморов. Особенностью этой залежи является присутствие разновидностей лазурита василькового цвета. Такой тип близок лазуритам Памира, но не характерен для Южного Прибайкалья, где преобладает лазурит с фиолетовым оттенком.

8. Копи р. Талая

На левом борту р. Талая, в 3 км выше устья, находятся две лазуритовые копи. В одной из них, расположенной в 100 м от уреза реки и представляющей траншею глубиной около 7 м, в середине XIX в. известным знатоком недр Сибири Г.М. Пермикиным было добыто 40 пудов лазурита. Выработки сохранились до 1972 г., когда были расчищены и изучены заново.

Лазуритовая минерализация локализована в центральной части горизонта карбонатных пород, содержащего мелкие тела лампрофиров, монцитонитов, гранит-пегматитов и диопсид-скаполитовых метасоматитов. Большая часть карбонатных пород представлена скарнированными кальцитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами. В их минеральном составе — диопсид, форстерит, флогопит, шпинель, скаполит, роговая обманка, тремолит, плагиоклаз, эпидот, серпентин, апатит, циркон, сфен, рутил, кварц. Доломитовые мраморы образуют отдельные слои мощностью 1—8 м, обогащены графитом, серой. Диопсид- и флогопит-лазуритовые метасоматиты обычно развиваются на контактах будин алюмосиликатных пород и доломитовых мраморов. Нередко лазурит замещает силикаты в скарнирован-

ных, существенно доломитовых мраморах. Процесс лазуриобразования сопровождался перекристаллизацией, кальцитизацией доломитовых мраморов и привнесом стронция в новообразованный кальцит. Лазурит образует гнездообразные и линзовидные скопления до 1—2 м в поперечнике. Преобладает вкрапленный тип минерализации, в сплошных массах минерал редок. В основной массе месторождение выработано, и объект представляет чисто минералогический интерес.

9. Карьер Перевал

Мраморное месторождение Перевал, как и находящееся поблизости Комарское месторождение мраморов, приурочено к своеобразной “структуре гигантского отслаивания”, рост которой сопровождался нагнетанием пластичных мраморов в ее замковую область.

Месторождение обрабатывается, прежде всего, как сырье для цементной промышленности. Поэтому при выделении и оконтуривании разновидностей мраморов принят несколько формализованный критерий — магнезиальность: низкомагнезиальные (пригодные для производства цемента) и высокомагнезиальные, некондиционные (используются как щебень — “крошка”). Однако выделенные по этому критерию блоки в общем отразили естественную слоистость. Набор разновидностей мраморов в карьере довольно обширен, особенно в магнезиальных пластах: форстеритовые, флогопит-форстеритовые, шпинелевые, диоксид-кварцевые, графитсодержащие с резкими соотношениями силикатов и карбонатов, кальцита и доломита. В низкомагнезиальных пластах преобладают почти мономинеральные кальцитовые мраморы. Значительная часть магния в них содержится в виде изоморфной примеси. Бросающаяся в глаза особенность карбонатных пород — распространенность крупно- и даже гигантокристаллических разновидностей, включая порфиробластические, в которых монокристаллы кальцита достигают 10—15, иногда 20—30 см (бывали находки и больших хорошо ограненных кристаллов). Гигантокристаллические разновидности обычны и на других месторождениях мраморов, локализованных в структуре отслаивания. Видимо, их рост связан с условиями перекристаллизации в области относительно сниженного давления при высокой углекислотности поровых растворов (флюидов).

Еще одна достопримечательность мраморов Перевала — голубой кальцит. Он нередок для слюдянской толщи в целом, но на Перевале впечатляют обилие во многих участках гигантокристаллических голубых мраморов и красивые текстуры некоторых из них, например чередование мощных голубых и белых полос или гигантские порфиробласты голубого кальцита в белом мраморе. Интенсивность окраски бывает очень высокой — до сине-голубой. Ее природу минералоги пытались выяснить неоднократно, но однозначного ответа пока не нашли. Одной из последних разработок голубая окраска объясняется деформацией (искажением) кристаллической решетки кальцита, вызванной изоморфным вхождением микроколичеств сульфат-иона.

В карьере имеются мелкие тела и жилы магматических пород, среди которых можно встретить большинство из известных в районе типов: разнообразные гранит-пегматиты, граниты, аплиты, “монзониты” и метабазиты. Много жильных пород, отличающихся по облику и составу от типичных магматитов, — пироксен-плагноклазовые, двуполевошпатовые, пироксен-микроклиновые. Формально, по составу, их можно называть диоритами, сиенитами, сиенит-диоритами и т.п., но фактически это околоскарновое образования — результат десиликации, по-видимому, в магматическую стадию (обычная картина для маломощных жил в карбонатных породах).

Нередкий тип скарнов магматической стадии (в контактах с низкомагнезиальными мраморами) — зонки ярко-розовых перекристаллизованных мраморов, постепенно (в интервале 5—40 см) переходящие в белые или голубые вмещающие мраморы. Зеленый клинопироксен, сменяющий в скар-

нах белый диопсид мраморов, концентрируется у контакта, а его количество зависит от состава мраморов. По магниезиальным мраморам формируются разнообразные шпинель-форстеритовые, флогопит-диопсид-форстеритовые, флогопит-паргаситовые скарны и кальцифиры. Строение самих тел сложное из-за обычного наложения и переработки постмагматическими процессами скарнов магматической стадии.

К этой же группе, по-видимому, примыкают и существенно главколитовые метасоматиты, в отдельные периоды проходки обильно встречавшиеся в карьере. Они формируют гнезда, жиловидные тела и линзы мощностью до 60—80 см. Центральная часть тел сложена главколитом, белым плагиоклазом и кальцитом в переменных соотношениях — от мономинеральных скаполитовых до плагиоклазовых. В окружении — одна или несколько зон, чаще всего диопсид-флогопитовая, паргаситовая и слюдитовая. В отличие от основного скаполита флогопитовых месторождений, здесь главколит кислый. Он по интенсивности окраски варьирует от бледно-сиреневого до почти фиолетового, образует как сплошные “сливные” массы, так и агрегаты хороших кристаллов (в сростании с кальцитом), причем кристаллы могут находиться и в прилегающих мраморах.

Из известковых скарнов в карьере встречались титанит-геденбергитовые, андрадитовые, геденбергит-андрадитовые (часто с эпидотом) с высокой железистостью граната и пироксена. Случались находки контактовых волластонит-пироксеновых скарнов.

В северо-восточной части карьера залегает специфичный пласт или пачка апатитсодержащих кварц-диопсидовых пород. Минеральный состав их простой: белый безжелезистый диопсид, кварц, кальцит, апатит, тремолит, но количественные соотношения минералов меняются в широких пределах. Очень красивы апатит-диопсид-кварцевые породы с контрастной полосчатостью — голубой апатит, белоснежный диопсидит и светло-серый, серый до темного кварц. Белый тремолит иногда образует крупнокристаллические лучистые скопления, по морфологии похожие на турмалиновые “солнца”.

С группой кварц-диопсидовых пород связана спорадическая, исключительно интересная и необычная хром-ванадиевая минерализация. Она известна с давних времен и в разных пунктах, но самые богатые и крупные ее проявления вскрывались в последние годы карьером. Здесь обнаружены три новых минерала и почти все из известных сейчас в Слюдянке хромовых, ванадиевых и хром-ванадиевых минеральных видов, разновидностей и изоморфных рядов. Среди них клинопироксены, амфиболы, гранаты, ди- и триоктаэдрические слюды, хлориты, турмалины, кислородные и халькогенидные шпинели, простые окислы, рутилы и титаны. К числу самостоятельных минеральных видов, образующих ряды, относятся клинопироксены — диопсид — наталиит — космохлор, гранаты — голдманит — уваровит (с переходами к андрадиту), шпинели — хромит — магнезиохромит (пикрохромит) — кулсонит, сульфошпинели — калининит — флоренсоит, окислы хрома и ванадия — карелианит — эксколаит, турмалины — дравит — хромдравит с переходами к ванадиевому турмалину. Другие минералы считаются разновидностями, но по относительным или суммарным содержаниям хрома, ванадия многие из них выходят за рамки ранее известных в природе. Таковы некоторые тремолиты-смарагдиты, мусковиты, фенгиты и флогопиты, хромдиопсиды и ванадиевые диопсиды — лавровиты, ванадиевые рутилы. В этой минерализации очень много необычного, экзотического, начиная с самого факта существования. Например, шпинели группы хромита всегда ассоциировались с базит-ультрабазитовыми магматическими породами, продуктами их метаморфизма и метасоматоза. Нахождение серии этих шпинелидов (и ряда других минералов) в “нормальных” осадочно-метаморфических породах можно рассматривать как новый генетический тип локализации. Космохлор (или юриит) — хромовый пироксен, хорошо известный минерал метеоритов. В земных условиях он обнаружен несколько лет назад, одновременно в двух местах — в жадеитовых породах Бирмы, связанных с ультраосновными магматитами, и на Слюдян-

ке, в совершенно “непривычной” для него генетической обстановке. Калининит и флоренсовит относятся к сульфошпинелям, минералам со структурой шпинели, в которой кислород замещен серой. Эта группа редка в природе, а экзотичность слюдянских минералов усугубляется еще и тем, что в них сочетаются хром и сера — элементы-антагонисты, почти не дающие природных соединений. До слюдянской находки среди трех с лишним тысяч известных минералов было только два подобных соединения, причем оба минерала — из метеоритов. Любопытно отметить, что один из метеоритных минералов — добреелит — тоже сульфошпинель, родственная калининиту.

Следует отметить еще один хромсодержащий минерал — розовую благородную шпинель, встречающуюся в магнезиальных мраморах. Это чисто алюмо-магнезиальная безжелезистая шпинель, окраска которой обусловлена очень небольшой примесью хрома и меняется от бледно-розовой до густой розово-красной. Встречались богатые скопления и крупные кристаллы (до 1—2 см и более), в том числе прозрачные, ювелирного качества.

Другой “перевальский” минерал — необычный розовый флогопит, образующий мелкие гнезда и прожилковидные скопления в мраморах совместно с бесцветным (“серебрянка”) и стально-серым флогопитом. Анализами в нем не обнаружено каких-либо экзотичных особенностей состава для объяснения уникальной, похожей на лепидолитовую окраску — ее природа остается загадкой. По генезису эти скопления, очевидно, метасоматического, скарнового типа, но “привязать” их к известным в районе типам пока не удается.

Наконец, в мраморах карьера развита и низкотемпературная, вплоть до гипергенной, минерализация, из которой интересен красивый полупрозрачный зелено-желтый серпентин, его сливные скопления и прожилки нередко в доломитовых мраморах и кальцифирах.

10. Карьер Буровщина

Карьер Буровщина по добыче розовых облицовочных декоративных мраморов расположен в 1 км от одноименного разъезда. Первые разработки красивых розовых мраморов на месторождении относятся к периоду строительства Кругобайкальской железной дороги — началу XX в. Два архитектурных сооружения, построенные с использованием буровщинских мраморов, сохранились в Слюдянке — железнодорожный вокзал и водонапорная башня в центре города. Действующий ныне карьер был заложен в 1970 г.

Розовые мраморы залегают в форме крутостоящего пласта мощностью 120—140 м. В нем отмечаются прослои, линзы и будины зеленых кальцифиров и согласные жилы серых гранит-пегматитов. К северо-западу появляются прослои белых мраморов. Сами розовые мраморы обычно крупнозернистые с переходами в средне- и местами мелкозернистые. В них обычны включения кварца и зеленого пироксена. Мраморы декоративные, массивные или полосчатые, хорошо полируются. Цвет от бледно- и зеленоваторозового до вишневого и мясо-красного. В них часты разбужденные прослойки пироксеновых кристаллосланцев и кальцифиров.

Пиленые и шлифованные блоки мрамора поставляются во многие регионы России и за рубеж.

11. Буртуйское месторождение

Объект представляет собой наиболее крупный в районе выход кварц-диопсидовых пород. Он расположен в 8 км к югу от 17-го км шоссе Култук — Монды.

Под общим названием “кварц-диопсидовые породы” объединяется специфическая группа, включающая значительное число минералого-петрографических типов и разновидностей, зависящих от количественных соотношений трех породообразующих минералов: диопсида, кварца и кальцита. К главным петротипам относятся диопсидиты, кварциты и диопсидовые кварциты. Между кварцитами и диопсидитами существует полный ряд переход-

ных разновидностей. Отсутствие пигментирующих примесей обуславливает белизну бурутуйского диопсида в породе, что резко отличает его от обычных зеленых железистых диопсидов. Все разновидности переслаиваются в мощностях от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

К особой подгруппе относятся кварц-диопсидовые породы с повышенными содержаниями пятиоксида фосфора (до 10—20 %) и соответствующими количествами породообразующего апатита, который концентрируется в тонких слоях и линзочках, четко выделяющихся благодаря голубому цвету. Реже апатит образует равномерную вкрапленность. По распространенности фосфатные разновидности значительно уступают обычным кварц-диопсидовым породам, в которых содержания пятиоксида фосфора не превышают долей процента.

По комплексу критериев группа кварц-диопсидовых пород рассматривается как метаморфический аналог кремнисто-доломитовых и кремнисто-известково-доломитовых отложений хемогенно-вулканогенной природы. В слюдянской серии они развиты на нескольких стратиграфических уровнях и совместно с другими метаморфическими породами участвуют в складчатости.

Ранее кварц-диопсидовые породы привлекали внимание как источник апатитового сырья. В последние годы интерес к ним вновь возрос. Установлено, что уникальный по чистоте диопсид слюдянских месторождений является новым видом минерального сырья многоцелевого назначения. На его основе разработан широкий спектр прогрессивных материалов: радио- и электрокерамики, глазурей, пигментов, наполнителей полимеров, строительной и бытовой керамики и др. На объекте проведены разведочные работы, а с 1991 г. действует карьер по добыче руд.

По южному флангу Бурутуйского месторождения прослеживается пласт мощностью около 20 м волластонитсодержащих пород карбонатного типа. Эти породы совершенно аналогичны таковым Асямовского месторождения волластонита (см. раздел Слюдянский горно-рудный район).

12. Мангутайское месторождение

Объект находится на левобережье р. Безымянная, в 4 км вверх по течению от разъезда Мангутай ВСЖД. Графит является породообразующим минералом биотит-графитовых гнейсов и содержится в виде скоплений кристаллов-чешуек. Пласт этих гнейсов, прослеженный на расстоянии 7 км, входит в состав култуковской свиты. В биотитовых гнейсах этой свиты графит является обычным породообразующим минералом, но промышленные концентрации он имеет только в бассейне р. Безымянная. Мощность обогащенного горизонта на месторождении значительно варьирует, достигая в центральной части 100 м.

Главные породообразующие минералы гнейсов — кварц, плагиоклаз, биотит, графит. Спорадически встречаются гранат, диопсид и гиперстен. Насыщенность породы графитом в среднем составляет 3—8 %. Наиболее типичная форма его выделений — округлые крупные (0,5—3 мм), но очень тонкие чешуйки, ориентированные по сланцеватости. Они обычно располагаются на стыках зерен кварца и плагиоклаза, реже внутри этих минералов. Иногда графит образует с биотитом параллельные сростания или наблюдается многократное чередование их чешуек.

Графит присутствует также в виде точечных, каплевидных, иногда дисперсных включений в зернах других породообразующих минералов; особенно густо он насыщает кварц и плагиоклаз.

На месторождении проведена детальная разведка штольнями и буровыми скважинами, а с поверхности — густой сетью канав. Составлен даже проект строительства обогатительного комбината, который не был осуществлен к экологическому благополучию Байкала.

Наблюдать графитовые руды можно у входа штольни, которая находится в 500 м выше по течению от устья руч. Графитовый в крутом левом

берегу р. Безымянная, на 30 м выше ее русла. К штольне поднимается сильно заросшая ольховником старая дорога. Само устье штольни почти полностью завалено. Обломки руд можно найти на бывшем отвале штольни, размытом речкой, а также в отвалах канав на склоне.

13. Проявление Гондитовое

Гондиты — одна из редчайших в природе групп метаморфических марганцевых пород, встречающихся в архейских образованиях Индии, Бразилии, Африки. В Слюдянском районе они обнаружены на правом склоне притока р. Лазурская, в 2,7 км от Лазурки. В селевом русле, обнажившем контакт харагольской и безымянской свит, вскрыт слой различных марганцевых пород. Наибольший петрографический интерес представляют гондиты и близкие к ним спессартиновые кварциты и родонитовые кристаллосланцы.

Гондиты сложены кварцем и гранатом с 60—70 % спессартинового минерала, находящимися в близких пропорциях и занимающими до 80—90 % объема породы. Другие главные минералы — родонит и марганцевый клинопироксен; второстепенные и акцессорные — амфибол, сфен, пирротин, пирофанит. Они имеют тонкую зернистость и полосчатость, линзово-полосчатую или плейчатую текстуру. Полосчатость обусловлена как распределением минералов, так и вариациями размеров зерен. Нередки разновидности со сложной ритмично-циклической полосчатостью, в которых родонит и пироксен концентрируются на границах гранатовых и кварцевых полос.

Родонитовые кристаллосланцы обладают четким тонкослоистым сложением. В них родонит и марганцевый пироксен образуют крупные кристаллы, сегрегированные в отдельные полосы и линзы. В спессартиновых кварцитах гранат и пироксен рассеяны в массе серого среднезернистого кварца.

Диопсидовые гнейсы и кристаллосланцы обладают контрастной слоистостью с несколькими типами слоев: собственно диопсидовые гнейсы, сложенные диопсидами, микроклином, кварцем; известковистые гнейсы, где появляются кальцит, скаполит, сфен, а микроклин, иногда и кварц почти исчезают; пироксен-гранат-воластонитовые породы с кварцем, кальцитом, сфеном и плагиоклазом и (или) скаполитом; прослойки гондитового типа с небольшим содержанием плагиоклаза.

Прослой мраморов и кальцифиров также имеют повышенные содержания марганца. В ассоциациях с гондитами они содержат кальциевый бустамит, спессартин — гроссуляр и марганцевый диопсид, а в диопсидовых кристаллосланцах включают марганцевый волластонит и слабо марганцевистые гроссуляр и диопсид. Кальциты содержат марганец на порядок больше, чем обычно для этих пород в районе.

В ассоциации с гондитами встречаются редкие и специфичные типы марганцевых пород: крупнозернистые кварц-бустамитовые с агрегатами волокнистого бустамита до 15—20 см, спессартин-бустамит-родонитовые, марганец-пироксен-спессартиновые и существенно спессартиновые породы, спессартин-бустамитовые кальцифиры с содержаниями бустамита до 25 %.

Первично-осадочная природа марганцевых пород устанавливается вполне определенно — они образуют согласные пластовые тела (пачки) с тонким параллельно-слоистым чередованием алюмосиликатных, карбонатных и смешанных пород, имеющих вид закономерного ритмично-циклического переслаивания.

14. Шаманский мыс

В дорожной выемке, пересекающей живописнейший Шаманский мыс, на левом склоне р. Похабиха наблюдается чередование гранатовых и гранат-гиперстеновых гранулитов слюдянской серии с сильно разрушенными биотит-гранатовыми гнейсами, содержащими реликтовые прослой и линзы гранат-гиперстен-силлиманитовых гранулитов, в различной степени корди-

еритизированных. Интересная особенность пород — содержащийся в них высокомагнезиальный гранат со структурами распада на силлиманит и энстатит.

Гранат-гиперстен-энстатитовые гранулиты являются наиболее высокометаморфизованными в районе. Они относятся к сутамской субфации глубинности, условия метаморфизма которой следующие: $P_{\text{общ}} = 9-10$ кбар, $T = 9000-1000$ °С.

15. Выемка 117-го км

В дорожной выемке на 117-м км тракта Иркутск — Улан-Удэ обнажены апоэклотитовые амфиболиты слюдянской серии с крупными реликтовыми зернами граната. Вокруг каймы граната существуют оторочки из симплектитовых страстаний плагиоклаза и гиперстена, иногда роговой обманки. Основная масса породы имеет гиперстен-плагиоклаз-роговообманковый состав.

16. Карьер Сиенитовый

Небольшой карьер по опытной разработке облицовочных сиенитов расположен на водоразделе Мал. Быстрая — Лазурская, ~ 600 м от их слияния, в приконтактной части крупного Быстринского массива сиенитов, в котором преобладают щелочные сиениты, причем среди полевых шпатов — микроклин-пертит. Структура пород гипидиоморфно-зернистая или аллотриоморфная, иногда порфириовидная, текстура массивная или слабонейсоватая.

Микроклин основной генерации всегда насыщен вростками плагиоклаза, разнообразными по морфологии и генезису. Наряду с типичными криптопертитами и сегрегационными пертитами присутствуют сложные — пятнистые, плетенчатые и т.п., среди которых могут быть пертиты сегрегации, перекристаллизованные (остаточные) и замещения. Плагиоклаз представлен различными морфологическими типами и генерациями — таблитчатыми и неправильными зернами, идиоморфными и корродированными включениями, пертитовыми вростками в микроклин и каймами вокруг последнего. Фемические компоненты сиенитов — эгирин-авгит, амфибол, биотит. Постоянные акцессории — апатит, циркон, рудные минералы и сфен.

Наряду с преобладающими по объему щелочными сиенитами в массиве участвует еще ряд петротипов: сиениты с преобладанием плагиоклаза над калишпатом, известково-щелочные сиениты, мангериты, дупироксеновые и кварцевые сиениты, граносиениты, святоноситы.

В полировках сиениты обладают благородным серым и зеленовато-серым цветом, хорошей естественной блочностью и пригодны для внутренней и внешней отделки зданий, изготовления колонн, ступеней, пьедесталов, парапетов. Камень сравнительно легко обрабатывается.

17. Бурутуйский массив

На правом склоне р. Бол. Бурутуй в 8 км от устья находится небольшой (до 800 м) изометричный массив габброидов с титаномagnetитовой минерализацией. Массив имеет сложное зональное внутреннее строение. В его центральной части фоновыми породами являются щелочные и субщелочные габброиды, в разной степени амфиболитизированные. Среди них выделяются небольшие тела (линзы) оливиновых габбро, святоноситов и шпинель-кордиеритовых роговиков с реликтами гиперстена и основного плагиоклаза.

Ближе к периферии массива габброиды включают конформные тела (линзы) с вкрапленностью ильменита и магнетита. Руды в основном бедные: средние содержания окиси титана — 3,57 %, железа металлического — 10,5 %. В эндоконтактной части массива широко распространены скаполит-роговообманково-пироксеновые (фассаитовые) породы, которые разви-

лись метасоматическим путем по роговообманковым габброноритам и габбро.

Внутреннее строение массива не позволяет судить о закономерностях магматического процесса, а отражает последующие преобразования. Наиболее сохранившиеся породы типа габброноритов и панидиоморфнозернистых габбро залегают в его центральной части в виде небольших реликтов. К краям массива усиливается амфиболизация и у контактов наиболее ярко выражены конформные директивные текстуры, чаще отмечается биотитизация. Картина усложняется локальными изменениями в связи с внедрением более молодых сиенитов и пегматитов, формированием синтетико-ассимиляционных пород, известковых и магнезиальных скарнов.

18. Андреевское месторождение

Андреевское месторождение волластонита скарнового типа расположено в левом борту долины р. Бол. Быстрой, в 10 км от шоссе Култук — Монды и в 1 км ниже устья ее левого притока — руч. Дадогол. На месторождении волластонитовые скарны сформированы четырьмя главными минералами (точнее, минеральными рядами): клинопироксеном, гранатом, скаполитом и волластонитом. По ведущим минералам скарны можно подразделить на три основные разновидности: скаполит-гранат-волластонитовые, гранат-пироксен-волластонитовые и пироксен-скаполит-волластонитовые. Помимо указанных, к постоянным главным и второстепенным составляющим скарнов относятся: плагиоклазы и микроклин, кальцит, кварц, сфен, эпидот, рудные минералы. Волластонит в скарнах образует более крупные, чем в других типах, удлиненно-таблитчатые кристаллы и сноповидные агрегаты с мелкими включениями других парагенетических минералов. Общая особенность порообразующих минералов — непостоянство составов в рудных телах и в пределах даже одного штуфа, агрегата или зерна. Наиболее отчетливо это проявляется у гроссуляр-андрадитовых гранатов. Клинопироксены варьируют менее широко — от железистого диопсида до ферросалита.

Морфология и внутреннее строение скарновых залежей более сложны по сравнению с волластонитовыми проявлениями других типов. Хотя скарновые тела грубо плитообразны и в большинстве ориентированны субпослойно, у них другие соотношения мощности и протяженности, чем у слоев метаморфитов, часты тупые или расщепленные выклинивания, встречаются и тела неправильной формы. Правильная метасоматическая зональность фиксируется только в мелких контактовых жилах; крупные залежи, размещенные в гетерогенном окружении, имеют незакономерное грубопятнистое строение, сочетая разные минералогические типы скарнов и фрагменты не полностью переработанного субстрата.

В формировании скарнов месторождения ведущую роль играли инфльтрационные процессы при ограниченной роли контактово-диффузионных. Устойчивая ассоциация скарнов (до наличия контактовых зон) с продуктами позднего гранитоидного магматизма указывает на источник энергии и гидротермальных растворов. В целом месторождение можно отнести к жильному контактово-инфльтрационному типу.

19. Копь Пилипенко

Большинство пегматитовых копей в Прибайкалье было открыто и исследовано Радиевой экспедицией Российской Академии наук еще в начале нынешнего столетия. Почти все они изучались и в последующем, но наиболее полные сводки приведены П.В. Калининым [Геоморфология..., 1964]. Классификация жил, минералов и сам стиль изложения материалов соответствовали общепринятым в то время представлениям академика А.Е. Ферсмана о пегматитах и современному исследователю кажутся непривычными, старомодными. Однако мы частично сохраняем старую терминологию, передающую колорит 20—30-х годов. Можно лишь заметить, что все отмечен-

ные ниже пегматиты принадлежат к группе так называемых “поздних” или “постфлогопитовых” гранитоидов, выделенных в самостоятельную возрастную группу только в 70—80-х годах. Ранее все пегматиты считались более древними, чем флогопитоносные жилы и скарны. Минералы, выделяемые в группе “ассимиляционного расплава”, частично являются представителями краевых десилицированных и контактово-ассимиляционных фаций, частично принадлежат контактовым известковым скарнам, не выделявшимся ранее в особые формационные образования.

Пегматитовая жила копи Пилипенко находится в средней части левого склона долины р. Слюдянки, в 1,7 км выше по течению от окраины города, на водоразделе падей Асямовская и Широкая. Жила обнажена в виде скальной полосы шириной до 4 м, высотой до 5 м и залегает среди амфибол-пироксеновых кристаллосланцев.

Пегматит копи относится к магнетит-сфен-роговообманково-ортитовому типу. Крайне разнообразные минералы этого пегматита по генезису разделяются на три группы:

1. Минералы нормального пегматитового расплава: микроклин, альбит, кварц, ортит, магнетит, ильменит, гематит, циркон, эпидот, турмалин, рутил.

2. Минералы ассимиляционного расплава: плагиоклаз, сфен, роговая обманка, биотит, пироксен.

3. Минералы вторичные: серицит, хлорит.

В строении пегматитовой жилы наблюдается определенная зональность. Краевые (призальбандовые) зоны пегматита сложены более мелкозернистым и структурным пегматитом, затем следует зона, обогащенная участками с гигантскими пластинчатыми кристаллами ортита, кристаллами сфена и магнетита; в центральной части присутствуют крупные блоки полевого шпата и кварца, часто с графическими прорастаниями, а также обособления чистого кварца, окрашенного в розовый цвет. Преобладают письменная структура и блоковые обособления (блоки микроклина до 1 м в диаметре). В копи Пилипенко известна единственная в Слюдянке находка фергусонита — редкоземельного тантал-ниобиевого минерала.

20. Копь Якунина

Расположена в левом борту долины р. Слюдянки, в 0,5 км от окраины города на высоте около 100 м над руслом. Вмещающая порода — пироксен-амфиболовый кристаллосланец. Пегматит этой копи относится к биотит-роговообманково-ортитовому типу. Генетические группы следующие: минералы нормального пегматитового расплава — микроклин-пертит, кварц, ортит, циркон, магнетит; минералы ассимиляционного расплава — плагиоклаз, биотит, роговая обманка, сфен, пироксен, эпидот; вторичный — серицит.

Жила пегматита имеет крайне неправильную форму с пережимами и мощными раздувами, внешне напоминает серию гнездообразных инъекций. В строении тел намечается отделение ассимиляционной зоны от чисто пегматитовых частей. В краевых частях мелкозернистого пегматита наблюдаются ясное преобладание плагиоклаза и обогащение темноцветными минералами, представленными ортитом, биотитом, роговой обманкой и сфеном. Пегматиты участками, особенно по контактам, рассланцованы. Письменная структура в них отсутствует.

21. Копь Вернадского

Находится в среднем течении пади Улунтуй, на ее правом борту, в 2,5 км от г. Слюдянки и в 700 м к юго-востоку от карьера Рудник 2. Пегматит копи относится к магнетит-роговообманково-ортитовому типу. Жила залегает согласно в виде гнездообразного раздува поперечником до 5—6 м среди гранат-биотитовых гнейсов. Ее центральная часть сложена

крупнозернистым пегматитом с обособлениями микроклин-пертита и кварца. Призальбандовая зона, обычно мелко- и равномерно-зернистая, по структуре и составу близка к аплиту.

Минеральный состав жилы несколько беднее, чем в других коях. Генетические ряды следующие: минералы нормального пегматитового расплава — микроклин альбит-пертитовых вростков, кварц, магнетит, циркон, ортит (редко с менделеевитом), апатит, эпидот, пирит; минералы ассимиляционного расплава — плагиоклаз, роговая обманка, андрадит, сфен, биотит; вторичные — серицит, кальцит. Менделеевит — слюдянская разновидность бетафита (уранового танталониобата) названа так академиком В.И. Вернадским.

22. Копь Кабера

Копь расположена на левобережье р. Похабиха, в 5,5 км выше ее устья и в 3 км от жилого поселка карьера Перевал, рядом с автодорогой, ведущей к карьере. Пегматитовая жила относится к флюорит-сфен-диопсидовому типу. Она представлена серией четковидных тел с пережимами и раздувами (до 2 м). Часть ее снята дорожной выемкой. Жила залегает среди апатитоносных кварц-диопсидовых пород. Ее состав довольно разнообразен: минералы пегматитового расплава — микроклин, альбит, циркон, апатит, пирит, турмалин; минералы ассимиляционного расплава — олигоклаз, диопсид, роговая обманка, биотит, сфен, флюорит; вторичные — жильбертит (желтая слюдка), серицит, кальцит, лимонит.

Пегматитовая жила, как и в других коях, разделяется на крупнозернистую зону и зону гибридную, ассимиляционную, обогащенную темно-зеленым диопсидом, роговой обманкой и сфеном. Графические структуры не отмечены.

23. Жила Амазонитовая

Проявление амазонита (амазонского камня) — зеленой разновидности микроклина, содержащей до 3,0 % двуокиси рубидия, открыто в 1974 г. на правом склоне р. Бол. Быстрой, в 17 км к югу от шоссе Култук—Монды (от речного моста) и в 600 м от русла.

Пегматитовая жила с амазонитом полностью отпрепарирована селем. Ее длина 30 м, мощность до 2 м, простирание — вдоль промоины по азимуту СВ 10°. Зальбанды жилы сложены блочным микроклином, ядро — темно-серым кварцем. Амазонит концентрируется вблизи кварцевого ядра, в направлении к которому наблюдается постепенное изменение окраски микроклина от светло-серой с кремовым оттенком до бледно-бирюзовой, а на контакте с кварцем — густо-сине-зеленой.

Жила пересекает блок (ксенолит) метасоматически измененных амфибол-пироксеновых кристаллосланцев, заключенный в гранит-пегматите. К северу от нее в 30—70 м на вертикальном скальном уступе, сложенном гранит-пегматитом, наблюдается еще одна амазонитовая жила видимой мощностью до 3 м, однако доступ к ней затруднен.

24. Безымянское проявление

Самое крупное проявление иризирующего альбита обнаружено в 1975 г. по рч. Пр. Безымянная, впадающей в Байкал около ст. Мангутай, в 11—12 км выше ее устья. Здесь в правом борту долины у русла находится крупное (около 100 м) обнажение мраморов безымянской свиты. Зона с альбитовой минерализацией находится в нижней (по течению) части обнажения. Ее мощность около 2 м, длина 5—6 м, минеральный состав — кальцит (основная масса), альбит и флогопит, в аксессуариях — скаполит, голубой апатит и пирит.

Наибольший интерес представляют выделения иризирующего альбита, который образует как неправильные крупные скопления, так и отдельные

включения слабоограненных кристаллов размером до 20 см. Визуально выделяются две генерации перистерита. Наиболее представлена ранняя — серовато-белая, которой практически нацело сложены крупные (более 2—3 см) выделения альбита. Вторая, поздняя, разновидность — водяно-прозрачный альбит — распространена по периферии крупных выделений и образует редкие отдельные монокристаллы размерами до 2—3 см. Именно этот альбит при отсутствии в нем трещин и микровключений представляет собой высококачественное ювелирное сырье.

Генезис альбитизированной зоны в мраморах пока не выяснен. Минеральные ассоциации и данные абсолютного возраста указывают, что эти лунные камни принадлежат формации абиссальных магнезиальных скарнов Слюдянки, синхронны с ними, но являются одним из редчайших типов. По масштабам и качеству отдельных выделений оруденение уникально, поскольку на Кольском полуострове (беломорит) и Урале прозрачные разновидности иризирующих шпатов не отмечались. Значительная мощность минерализованной зоны и крупные размеры включений перистерита представляют эффектные образцы для коллекций.

25. “Зыркузунская петля”

Живописный петлеобразный изгиб р. Иркут пересекает зону Главного разлома Восточного Саяна. Этот выдающийся линеймент Восточной Сибири прослеживается от Байкала до Енисея на расстояние более 800 км. Заложный в верхнем архее, он активизировался в течение всей последующей геологической истории, вплоть до современности. В пабереге Зыркузунской петли разлом представлен параллельными зонами тектонитов, различающихся по структуре, кинематике и времени образования, а также процессами диафореза. Выделяются четыре зоны: две зоны бластомилонитов, одна бластокатаклизитов и одна катаклазированных ультрамилонитов.

Зоны бластомилонитов прослеживаются на крыльях разлома, имеют ширину 0,3—1,3 км. Их контакты прямолинейны и круто наклонены к юго-западу. Основную массу пород составляют бластомилониты, развитые по гранитогнейсам, мигматизированным кристаллосланцам основного состава и кальцифирам. Среди них залегают разлинзованные тела бластомилонитов по мраморам и биотитовым гнейсам. Мощность этих линз до 100 м, протяженность до 3 км. Их контакты в общем параллельны сланцеватости милонитов и контактам зон в целом.

Характерна общая выдержанность строения зоны разлома по простиранию и падению. Это подчеркивается однообразием ориентировок сланцеватости и линейности. Направление движения, судя по плоскостям сланцеватости, во всех случаях диагностируется как правый взбросо-сдвиг со средней ориентировкой вектора по азимуту ЮВ $125^{\circ} \angle 25^{\circ}$. Мелкие складки обычны в бластомилонитах по мигматитам, карбонатным или силикатно-карбонатным породам. Их размеры в поперечнике — несколько дециметров. Среди мелких складок выделяются узкие, сжатые изоклинали и округлые открытые с крутыми шарнирами и правосторонним рисунком асимметрии в плане. Последние, несомненно, являются более поздними по отношению к изоклиналям, поскольку деформируют их. Поэтому ориентировка шарниров изоклиналей имеет более широкий диапазон.

Зона бластокатаклизитов образует вытянутый линзовидный блок, заключенный между зонами бластомилонитов. Ее ширина достигает 2 км. Породы, слагающие зоны, именуются бластокатаклизитами, чтобы подчеркнуть меньшую раздробленность минеральных зерен и менее выраженную сланцеватость. Первичная стратификационная текстура здесь не подвержена существенному искажению, что видно на полуторакилометровом меридиональном отрезке вдоль левого берега р. Иркут.

Зона катаклазированных ультрамилонитов отделяет предыдущую от северо-восточной зоны бластомилонитов и имеет мощность 100—150 м. Она сложена ультрамилонитами, претерпевшими последующий катаклиз и брек-

чирование. Это пятнистые породы различных оттенков серого цвета, состав которых макроскопически не диагностируется. Под микроскопом они представляют пелитоморфную массу с частыми мелкими порфиороккластами и имеют силикатный, карбонатный либо смешанный состав. Из-за значительной раздробленности ультрамилониты в наибольшей мере подвержены эрозионно-денудационным процессам. Именно этот фактор придает зоне Главного Саянского разлома хорошую геоморфологическую выраженность.

26. Ручей Голанский

В 15 км к востоку от г. Слюдянки в долине руч. Голанского обнажена зона Южно-Байкальского разлома, являющегося дочерним по отношению к Главному Саянскому разлому. Она представлена различными тектонитами, которые не имеют сплошного развития, а рассеяны в виде параллельных зон в полосе шириной 5—8 км, чередуясь с участками слабо измененных пород (см. рис. 7). Общее простирание разлома ЮВ 130—140°. Его заложение относится, вероятно, к нижнему протерозою, и в последующем он неоднократно активизировался. Зоне разлома соответствует так называемый “куркавочный комплекс диафторитов”. К наиболее ранним и значительным проявлениям диафтореза относится массовая гранитизация исходных гранулитов в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. Ею охвачена вся зона разлома. Последующие преобразования, происходившие на фоне снижающихся *PT*-условий, были локализованы в зонах соответствующих тектонитов. Проявления магматизма в зоне разлома представлены комплексом метабазитов и базитов, а также разнообразной по составу и возрасту гранитоидной серией.

Фрагмент разлома хорошо обнажен по селевому руслу в среднем течении руч. Голанского, в 2 км от автодороги. Основную массу пород составляют амфиболиты, биотит-амфиболиты и биотитовые мигматиты разных морфологических типов с различными количественными соотношениями субстрата и гранитоидного материала. Судя по составу наименее гранитизированных пород, домигматитовый субстрат состоял в основном из пироксен-роговообманковых кристаллосланцев с подчиненными прослоями биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, иногда с гиперстеном, т.е. породами гранулитовой фации метаморфизма.

Общий наклон толщи мигматитов местами осложнен мелкими складками, среди которых четко выделяются две генерации. К первой относятся сжатые до изоклинальных складки с пологими шарнирами. Вторая образована открытыми крутошарнирными складками, обычно с правосторонним рисунком асимметрии в плане. Эти складки обильны в участках интенсивной гранитизации. Им сопутствуют разнообразные будинаж-структуры, характерные для всего разреза. Будинированию подвержены слои наиболее меланократовых кристаллосланцев и амфиболитов.

Второй, после гранитизации, отчетливый этап диафтореза представлен бластокатаклазитами. Катаклаз проявился по всему разрезу, но крайне неравномерно. Зоны его максимального проявления (до бластомилонитов) обычно крутые и согласные с общим простиранием толщи. Структурными наблюдениями по ним устанавливаются правые сдвиги. Диафторез отражен в минеральной ассоциации: мусковит, кварц, биотит, эпидот, куммингтонит, раскисленные плагиоклазы. Третий этап диафтореза включает маломощные зоны милонитов с минеральными преобразованиями на уровне зеленосланцевой фации.

27. Террасы р. Тибельти

В устье р. Бол. Тибельти и районе с. Куркутское распространены комплексы низких террас, прислоненных к пескам белоярской толщи: вторая терраса — 14, первая — 8—9, высокая пойма 3—4 м. Слоистые супеси поймы с растительным детритом и обломками деревьев датированы 650 ± 25 лет и менее 230 лет.

Разрез I надпойменной террасы близ с. Куркутское представлен (сверху):

	Мощность, м
1. Суглинки лессовидные с погребенной почвой, возраст 5180 ± 40 лет	0,8
2. Пески суглинистые, горизонтально-слоистые, с криогенными клиньями (пойменный аллювий)	1,5
3. Пески разнозернистые, горизонтально- и косослоистые, с прослоями мелкой гальки и обломками древесины, возраст 9800 ± 130 лет	3,8 м
4. Песчано-илистые горизонтально-слоистые осадки с растительным детритом, возраст 10380 ± 80 лет	0,7
5. Пески ожелезненные, грубозернистые, отсортированные, неслоистые	1,5 м

В разрезе II надпойменной террасы Иркута, близ устья Бол. Тибельти наблюдаются (сверху):

	Мощность, м
1. Супеси и суглинки покровные, с погребенными почвами, возраст 9280 ± 40 лет	3,0
2. Галечники и мелкий валунник преимущественно из базальтов. Подошва слоя на 10 м выше уреза реки	3,0
3. Пески, чередующиеся с прослоями мелкого галечника. Внизу маломощный торфяник	7,0
4. Алевриты тонкослоистые с прослоями гиттии и песков. В основании возраст слоя 40060 ± 820 лет, верхних слоев — 31860 ± 37 лет	1,5
5. Пески крупнозернистые	0,6

Слои 3—5 были отнесены Э.И. Равским к верхнему эоплейстоцену, но по радиоуглеродным определениям они относятся ко 2-й половине верхнего плейстоцена. Близ западной окраины с. Тибельти, на песчаной дюне в погребенной почве темно-коричневого цвета, найдены каменные орудия и керамика эпохи неолита (3—4 тыс. лет до н.э.). В развешанном верхнем почвенном горизонте собраны многочисленные осколки костей домашних животных, курыканской керамики и обломков железного котла.

В аналогичных условиях найдены остатки археологического памятника на левом берегу р. Иркут близ известного обнажения Белый Яр-1, на поверхности I террасы 5—6 м. В зоне налегания отложений I террасы на пески белоярской толщи распространены дюны, под которыми на глубине 20—30 см выделяется погребенный почвенный горизонт коричневого цвета с обломками керамики, кремневыми отщепами и нефритовыми вкладышами.

28. Быстринский карьер

На 18-м км автотрассы Култук—Монды карьером глубиной 15—17 м вскрыта серая с коричневыми оттенками валунно-галечная толща. В ее основании залегают прослойки песков и гравия, в верхней части — линзы разнозернистых песков. Обломки представлены гнейсами, мраморами, гранитами, реже базальтами. Эта толща залегает на устьях глубоких долин Мал. и Бол. Быстрой. Наиболее значительный эрозионный врез произошел в Прибайкалье в конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени. Этим датируются окончательное оформление эпигенетической долины Иркута в районе Зыркузунской петли и углубление ее почти на 200 м. Следовательно, и возраст грубообломочной толщи не древнее. Возможно, он близок к финалу эрозионного расчленения, точнее, казанцевскому времени. Валунно-галечный материал толщи хорошо окатан, что свидетельствует о длительном его переносе. Однако обломки слабо отсортированы и имеют изменчивую текстуру, что позволяет диагностировать их как аллювиально-пролювиальные и связывать с паводками. Спорово-пыльцевые комплексы исключают связь толщи с климатом ледниковых веков плейстоцена. В их составе доминирует ель, белоствольная береза, сопутствует сосна, тсуга, ольха, вяз, дуб. По присутствию теплолюбивых форм отложения условно датированы эоплейстоценом. Тем не менее геоморфологическое положение и многочисленные данные о существовании подобной растительности на юге

Восточной Сибири в казанцевское время приводят к заключению о формировании толщи до зырянского оледенения.

29. Ручей Ильча

Автотрасса между пос. Култук и дер. Быстрая проходит по извилистому межгорному понижению, которое представлялось многими исследователями долиной древнего стока Иркут в Байкал. Находились аргументы и против. Для решения вопроса нужно учитывать геоморфологическую ситуацию сравнительно широкого района.

Бассейны рек Култучная и Бол. Быстрая обладают типичным горным рельефом. Южную часть района охватывают предгорья хр. Хамар-Дабан (абс. отм. 1000—1500 м), на севере — Быстринская и Шиманская среднегорные гряды (абс. отм. 1000—1200 м). Водораздел этих рек приближен к долине р. Иркут в районе так называемой Зыркузунской петли. Высота межгорного понижения превышает уровень Байкала на 260 м, а русла Иркуты — на 70 м. В такой гипсометрической обстановке, естественно, возникло мнение о стоке Праиркута в Байкал.

Признаком древней речной сети, план которой не согласуется с современным, являются придолинные педименты, образующие на склонах характерный каскад. На верхнем его уровне обычны островные горы — инзельберги, одиночные мелкие сопки или гряды. На поверхностях высоких педиментов сохранились делювиально-пролювиальные отложения с остатками млекопитающих позднего плиоцена, реже раннего плейстоцена.

В Ильчинском понижении уровень высоких педиментов прослеживается на абс. отметках 700—850 м. Террасовидные ступени четко выражены на правом берегу руч. Ильча, а в его истоках они погребены плейстоценовыми элювиально-пролювиальными образованиями. Фрагменты высоких педиментов существуют в долине Иркуты — вблизи пос. Анчук. От устья руч. Ильча к западу они значительно расширяются, а к востоку — исчезают. Отсюда следует, что базис денудации, как и базис эрозии Праильчи, находился не в Южно-Байкальской котловине и речная система ее не достигала, поскольку синхронные придолинные педименты отсутствуют.

Верховья Ильчи, от устья до впадения р. Бурутуй, выражены антецедентной долиной глубиной 120—150 м, местами имеющей облик ущелья. Русло врезано вначале в покров делювиально-пролювиальных отложений, а затем в гнейсы. Геоморфологическая ситуация показывает, что в плейстоцене произошла перестройка речной сети, в результате которой образовался сток Ильчи и Култучной в Байкал, чему способствовала раздробленность в зоне Главного Саянского разлома. Попятная эрозия перехватила его сток, как и верховья Култучной.

Наиболее древние отложения, коррелятивные заключительной стадии развития высоких педиментов, имеются на участке автотрассы между 8-м и 11-м км. Здесь грубообломочные отложения образуют покров, прислоненный к склону Шиманской гряды. Дорожной выемкой вскрыта толща пролювиально-делювиальных отложений охристого и коричневатого-серого цвета, а в нескольких местах — кристаллический доколь. Мощность аккумулятов от 100 до 150 м.

На 9-м км, где дорожное полотно поднимается от уровня I надпойменной террасы Ильчи до абс. высоты 570—580 м, прослеживаются выветрелые гнейсы, в ряде мест преобразованные в дресвяно-глинистую кору выветривания зеленовато-серого цвета мощностью до 1,5—6,0 м. На этих породах или на доколе залегают щебенчатые пески зеленовато-серые, пепельные.

Далее по автотрассе, на абс. выс. 590 м, песчано-щебнистая пачка перекрыта серыми рыхлыми разнородными песками с зелеными и черными прослоями мощностью от 10 до 20 м. Аналогичные отложения отмечены на перевале у 11-го км. В их спорово-пыльцевом комплексе доминируют злаки, лебедовые, белоствольная береза, сосна, ольха, сопутствуют вяз, тсуга.

В карьере на 13-м км (абс. выс. 620—630 м) вскрыты плотные и слабо сцементированные грубообломочные светло-коричневые отложения с мел-

кими глыбами и слабоокатанной галькой базальтов. Глыбы сильно выветрели и трещиноваты, легко рассыпаются в дресву. Слоистость и линзовидность выражены различием гранулометрического состава. Толща слабо дислоцирована, что можно объяснить расчлененным рельефом ложа.

Из линзы темно-серых супесей в низах карьера извлечены кости мелких млекопитающих, сопоставляемых с подпуск-лебяжским комплексом Западной Сибири, хапровским комплексом европейской части России, что соответствует возрасту 1,8—2,5 млн лет. В спорово-пыльцевых спектрах отложений преобладают полынь, ель, сосна, тсуга, злаки, белоствольная береза; сопутствуют сложноцветные, лебедовые, лютиковые, кочедыжниковый папоротник, дуб, липа, вяз. Погребенный уровень высоких педиментов на междуречье Култучная — Бол. Быстрая начал формироваться после раннеорогенной активизации Прибайкалья в конце миоцена — начале плиоцена. Одновременно прекратилась аккумуляция угленосных отложений танхойской свиты в Тункинской и Южно-Байкальской впадинах. Обширное пространство между ними имело своеобразный рельеф. Его важным элементом была эрозионная сеть Палео-Иркут и его притоков. Иркут устойчиво сохранил изначальный сток в долину р. Ангары.

В позднем плиоцене начались интенсивное поднятие Хамар-Дабана и одновременное опускание Южно-Байкальской впадины. Междуречье Култучная — Бол. Быстрая подверглось эрозионному расчленению, по завершении которого в углубленной долине Иркут, у устья р. Бол. Быстрая сформировалась толща “быстринских конгломератов”. Относительно уровня высоких педиментов эта толща залегает гипсометрически ниже на 200 м и очевидно, что этапы формирования ильчинской толщи и “быстринских конгломератов” разделены фазой глубокого эрозионного вреза.

30. “Быстринские конгломераты”

Толща так называемых “быстринских конгломератов” обнажена на левом борту р. Иркут в цоколе террасы 16—18 м. Она перекрыта галечно-валунными и песчаными аллювиальными отложениями (9—10 м) с костными остатками млекопитающих мамонтового комплекса. Для толщи характерно переслаивание сцементированных галечников и песчаников с обломками слабо лигнитизированной древесины. В песчаниках собраны остатки мелких млекопитающих таманского фаунистического комплекса, что позволяет сопоставлять разрез с кочковским горизонтом Западной Сибири (поздний виллафранк).

Аналоги “быстринских конгломератов” в других районах Прибайкалья отсутствуют, но в долине р. Иркут они отражают крупное событие позднего плиоцена, разделившее этап планиции низкорного рельефа с выработкой придолинных педиментов, формированием на них делювиально-пролювиальных покровов и раннеэоплейстоценовую активизацию с ее ярко выраженными эрозионными процессами. Эпигенетические черты долины Иркут на участке Зыркузунской петли свидетельствуют о медленном врезании русла в воздымающее низкогорье. В толщу “быстринских конгломератов”, наряду с докембрийскими породами, были привнесены обломки неогеновых базальтов. По Праиркуту, по-видимому, периодически появлялись условия подпора, в результате “быстринские конгломераты” оказываются показателем локального осадконакопления. Пониженное залегание конгломератов и заполнение ими древнего эрозионного понижения можно объяснить приуроченностью к опущенному блоку.

Быстринскую впадину в прошлом дренировали не только Мал. и Бол. Быстрая, но также Палео-Ильча. Систему последней охватывали верховья Култучной и Палео-Буртуя. Аллювий этих рек, делювиально-пролювиальные и коллювиальные отложения образуют осадочный разрез впадины и распространены на высоте 600—800 м. Аллювий слагает серию молодых террас и пойму. По Иркуту, близ пос. Анчук, I—IV террасы имеют высоты 6—8, 16—18, 25—30 и 90 м. В низовьях Бол. Быстрая, на ее правобережье

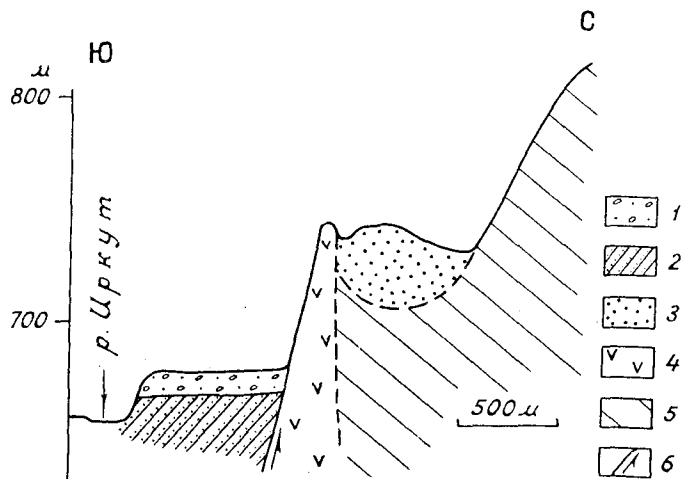


Рис. 6. Схема соотношения субвулканического тела с осадочными породами у Анчука.

1 — верхнечетвертичные галечники; 2 — верхнеплиоценовые конгломераты; 3 — ниже-среднеплиоценовые песчано-глинистые осадки; 4 — олигоценый магмовыводящий канал; 5 — докайнозойский фундамент; 6 — направление смещения блока верхнеплиоценовых осадков.

от моста до дер. Быстрая, высоты тех же террас 5—7, 16—15, 30—35, 55—60 м. При паводках I терраса затопливается, поскольку не вышла из режима высокой поймы. На II надпойменной террасе размещены поселения. В Быстринской впадине и по долине Иркута эта терраса сложена верхнеплейстоценовыми песками. Местные жители и отдельные исследователи в разные годы находили в них отстатки мамонта, бизона, шерстистого носорога. Пески II террасы широко распространены в Торской и Тункинской впадинах.

III надпойменная терраса сохранилась фрагментарно на правобережье Мал. и Бол. Быстрой, в долине Иркута, ниже пос. Анчук. На коренной цоколь налегает аллювий в 2—3 м, а ее поверхность совпадает с уровнем дна Быстринской впадины на абс. высоте 680—700 м. На этом же уровне в Ильча-Быстринском междуречье сохранились следы перестройки гидро-сети, фрагменты древних эрозионных ложбин, деградирующие Ильчинские озера, заболоченные низины, заброшенные сквозные долины в аккумулятивной гряде на северо-восточной окраине дер. Старая Быстрая.

Во время формирования III террасы Ильча вначале впадала в Иркут ниже устья р. Бол. Быстрая, где имеется фрагмент ее цокольной террасы на абс. высоте 720—725 м. Здесь в 1982 г. на глубине 0,4 м обнаружены остатки культуры неолита (стоянка Баратская). Позднее Ильча достигала современных Ильчинских озер и отворачивала на юго-запад через сквозную долину на абсолютной высоте 710 м — к низовью р. Бол. Быстрая. В результате попятной эрозии Култучная перехватила все истоки Ильчи и направила их сток к Байкалу. После формирования III террасы Иркута и последующего ее расчленения началось накопление песков белоярской толщи. Мощностю грубообломочных отложений IV террасы была, возможно, больше, но в период перестройки гидросети значительно снижена. На днище Быстринской впадины этот уровень прослеживается в виде аккумулятивной гряды высотой 50—60 м.

31. Некк Анчук

На левом берегу Иркута, напротив дома отдыха Анчук, обнажен магмовыводящий канал, питавший олигоценые лавовые извержения (рис. 6). В коренном выходе различаются две разновидности пород: светло-серые мас-

сивные базальты и темно-серые, местами пористые оливиновые толеиты. Калий-аргоновая датировка пород — 26 млн лет. В Зыркузунской петле лавовый покров оливин-толеитового состава с возрастом 23,7 млн лет покрывает выровненный водораздел с отметками 1170—1180 м. Его плоская поверхность хорошо видна в прорези долины Иркуты, входящей в ущелье. Одновозрастный покров базанитов с глубинными включениями расположен на выровненной “вершинной” поверхности перемычки между Быстринской и Торской впадинами. Таким образом, по обе стороны рифтовой долины олигоценовыми базальтами перекрыт единый геоморфологический уровень, деформированный новейшими движениями. Северное плечо рифтовой долины воздымалось, а южный борт перекошен и наклонен к ее оси. В результате образовался односторонний грабен, в котором амплитуда вертикальных смещений относительно поверхности междувпадинной перемычки составила около 400 м. Коренное ложе Быстринской впадины опущено на 250—300 м ниже междувпадинной перемычки.

Субвулканическое тело Анчука внедрилось в зону северного краевого разлома Тункинской рифтовой долины. Эрозионными процессами оно отпрепарировано и выведено на земную поверхность в миоцене. Между выступом вулканического тела и северным бортом Быстринской впадины накапливались тонкообломочные озерные отложения. В позднем плиоцене днище впадины активно прогибалось с накоплением более грубообломочного материала. В четвертичное время субвулканическое тело было поднято на рифтовом плече, а прилежащий с юга тектонический блок наклонился к осевой части Быстринской впадины под углами 50—70°.

32. Некк Чертова Гора

На Чертовой Горе, западнее пос. Култук, обнажен олигоценый вулканический некк возраста 30,6 млн лет. Он находится в милонитах и катаклазитах зоны Главного Саянского разлома. Диаметр некка около 400 м. Со стороны Байкала породы некка образуют уступ высотой 25—30 м. Состав пород оливин-толеитовый.

33. Хребет Комар

На хр. Комар — отроге Хамар-Дабана — олигоценые базальты возрастом 27—28 млн лет образуют вулканический покров. Лавовым излияниям сопутствовали блоковые движения южной части хребта. Под базальтами погребен расчлененный эрозией рельеф.

По химическому составу пород в вулканическом покрове выделяются четыре пачки. Две из них сложены щелочными оливиновыми базальтами и оливиновыми толеитами, две другие — оливиновыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами, базанитами. Первые две пачки можно последовательно наблюдать вдоль проселочной дороги, поднимающейся на Мал. Комар из долины р. Талой. Подошва нижней пачки находится на абс. высоте 970—1100 м. Ее толщина в западинах рельефа превышает 40 м. Мощностъ вышележащей пачки 220 м. В южной части хр. Комар базальтовая толща хорошо обнажена в уступе западнее метеостанции “Хамар-Дабан”. Нижнюю часть разреза здесь образуют потоки оливиновых толеитов, перемежающиеся с линзами грубообломочных отложений. Толщина отдельных потоков 3—30 м. Разрез венчается пачкой маломощных потоков щелочных оливиновых базальтов и базанитов, сопоставимых по составу с породами некка Чертовой Горы.

КРУГОБАЙКАЛЬСКАЯ ЖЕЛЕЗНАЯ ДОРОГА

Мысль о прокладке Великого Сибирского железнодорожного пути от Урала до Тихого океана возникла еще в 60-х годах XIX столетия, но она не

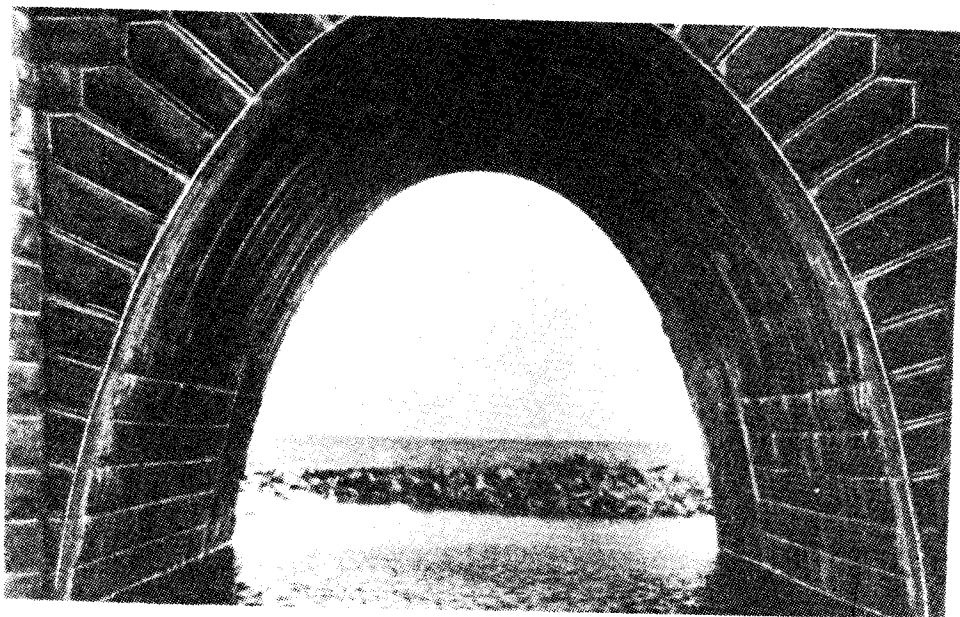


Рис. 7. Опора моста на Кругобайкальской железной дороге, с честью выдержавшая натиск селевых паводков (фото В. Лапердина).

получила своего практического решения вплоть до 90-х годов. 19 мая 1891 г. императором Николаем Александровичем во Владивостоке был положен первый камень в начало сооружения, должного соединить два океана.

Возведение Кругобайкальской железной дороги от порта Байкал до ст. Мысовая, огибающей южную оконечность Байкала, началось в 1901 г. До этого же существовала водная переправа паромом-ледоколом "Байкал", построенным в Англии на заводе Армстронга и собранным в пос. Лиственничное. Паром-ледокол был похож на знаменитый "Фрам" Нансена, отличался носовой и кормовой частями, рассчитанными на ломку льда при движении передним и задним ходом. В помощь ему был придан пароход-ледокол "Ангара" для перевозок пассажиров. Ныне он реставрирован и как музейная реликвия поставлен на вечную стоянку.

Кругобайкальский участок, повторяя очертания извилин скалистого берега, огибает гребни кривыми предельного радиуса, пересекает мысы выемками и тоннелями, а пади и бухты — мостами, органично и живописно вошедшими в неповторимые ландшафты побережья. Всего 39 тоннелей общей протяженностью 3384* сажень или шесть с половиной верст. Самый большой тоннель через мыс Половинный — 383 сажени, Хабартуй — 254, затем Каторжанский — 352, Толстый — 161, Двойная Губа — 158, Бакланий — 146, Шарыжалгай — 142, Бол. Крутая Губа — 139, Киркирей — 130 сажень. Строительство их осуществлялось в сжатые сроки и практически без применения техники. По объему работ при сооружении, сложности задач, изыскеству их инженерного решения и исполнения Кругобайкальская железная дорога стоит в одном ряду с наиболее крупными и интереснейшими стройками начала XX века (рис. 7).

Вдоль берега Байкала от истока р. Ангары до ст. Култук на протяжении 80 км Кругобайкальская железная дорога полностью пересекает древнейшие геологические образования — так называемый Шарыжалгайский краевой выступ фундамента Сибирской платформы, прослеживающийся от побережья озера на 300 км до бассейна р. Оки. Его юго-западной границей

* 1 сажень — 2,134 м, 1 верста — 1,067 км.

является зона краевого шва, по которой происходит сочленение Сибирской платформы и Саяно-Байкальского складчатого пояса.

Шарыжалгайский выступ сложен древнейшими в Прибайкалье породами с возрастом более 3 млрд лет. Самыми ранними образованиями являются породные ассоциации, сформированные в условиях регионального метаморфизма гранулитовой фации, которые не содержат реликтов и сами служат субстратом для всех наложенных процессов. Среди этих пород преобладают кристаллические сланцы, разнообразные гнейсы, кварциты, метультрабазиты, мраморы и кальцифиры. Обычно они слагают относительно небольшие, достаточно изолированные участки среди полей мигматитов, разнообразных гранитоидов и представлены чередующимися прослоями, горизонтами или изометричными и сильно удлинёнными линзовидными телами.

Раннепротерозойская и последующие активизации привели к тому, что относительно пестрая толща пород гранулитовой фации была преобразована в направлении регионального развития гранитоидов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В результате интенсивного развития процессов диафтореза, ультраметаморфизма и связанного с ними массового выплывания гранитоидных магм, их кристаллизации на месте или после некоторого перемещения в пространстве здесь сформировался весьма обширный (до 80 % площади) комплекс пород, который четко наложен на ранние гранулиты и имеет с ними как постепенные, так и секущие контакты.

Внутренняя структура Шарыжалгайского выступа сложна, формировалась в течение продолжительного времени и отражает неоднократную смену эпох тектогенеза, разномасштабных и разноплановых деформаций, происшедших в различных геодинамических обстановках. Она обладает целым рядом специфических черт, связанных с относительно высокой пластичностью деформируемых толщ, особым термодинамическим режимом и длительностью тектонических процессов, что затрудняет и ограничивает возможности структурных и геодинамических реконструкций. Тем не менее детальные исследования позволили установить, что в целом эта сложная складчатая структура представляет разнообразное сочетание куполовидных, брахиформных и линейных складок, осложнённых многочисленными разрывными дислокациями.

Геологический разрез Шарыжалгайского выступа вдоль Кругобайкальской железной дороги действительно уникальный, так как здесь в естественных и искусственных обнажениях можно наблюдать почти все разнообразие слагающих данный комплекс пород и взаимоотношения между ними. Практически на любом участке, а особенно в пределах описываемых ниже объектов, отчетливо выявляются все основные геологические и минералогическо-геохимические особенности толщи, позволяющие получить представления о главных закономерностях формирования и эволюции литосферной оболочки на ранних этапах развития Земли.

34. Перидотиты Крутой Губы

Серия искусственных обнажений — выемок Кругобайкальской железной дороги у северного портала тоннеля № 32 — представлена ультрабазитами, описанными Б.З. Коленко в 1916 г. как “перидотиты Крутой Губы”. Эти породы образуют ряд небольших будинированных тел, сложенных пироксенитами, оливиновыми пироксенитами и гарцбургитами, конформно залегающими в метаморфической толще. Максимальная мощность тел достигает 10—12 м, а длина наиболее крупного из них не более 50 м. Тела ультраосновных пород рассечены многочисленными разнонаправленными жилами гранитов, а эндо- и экзоконтакты, как правило, интенсивно дислоцированы и катаклазированы.

Вблизи контактов перидотитовых тел часто отмечается ранняя сланцеватость, которая иногда выражена как сильная метаморфическая сегрегация. Она деформируется мелкими изоклинальными и дисгармоничными склад-

ками течения разных генераций. Важный компонент вторичной сланцеватости — кварц-полевошпатовые жилы — находится в осевой плоскости этих складок либо подпитывает лейконому вне замков складок второго этапа. В структурной последовательности тем не менее существует некоторая неопределенность в возрастных соотношениях для слабо проявленных плоскостных текстур. Их недостаточное развитие в ультрабазитах препятствует установлению точного времени внедрения относительно небольших масс этих пород. Однако редко наблюдаемая дискордантность с более поздними складками, а также крупные размеры зерен без “закаленных” краёв указывают на синхронное внедрение, возможно, больших масс ультрабазитов по сравнению с тем их объемом, который подвергся метаморфизму.

Внутреннее строение тел характеризуется грубоконцентрической структурой: эндоконтактные части сложены преимущественно ромбическим пироксеном и амфиболом. В удалении от контакта в виде пойкилитовых включений в ромбическом пироксене и амфиболе появляется оливин, а к центру количество последнего достигает 50 %. Кроме указанных минералов, в эти породы входят: шпинель, серпентин, тремолит, тальк, хлорит, карбонат, ильменит, магнетит, пирротин, пентландит и халькопирит. Для приконтактных частей характерно осветление пород, что связано с гранитизацией. Здесь и в участках, где породы разбиты многочисленными трещинами, выполненными гранитным материалом, наблюдаются повышенные содержания флогопита. Этот минерал является продуктом постмагматического преобразования ультрабазитов.

35. Мыс Бакланий

Участок Кругобайкальской железной дороги от 128 до 133 км, включающий мыс Бакланий, устье р. Шибартуй, мыс Колокольный, уникальный. Здесь можно непосредственно в обнажениях наблюдать многие структурные и петрологические взаимоотношения пород, необходимые для расшифровки последовательности эндогенных событий в Шарыжалгайском выступе. На этом отрезке преобладают лейкократовые биотитовые гранитогнейсы, которые содержат многочисленные линзы и блоки меланократовых кристаллических сланцев, амфиболитов, биотитовых и роговообманковых мигматизированных гнейсов, являющихся остатками раннего субстрата. По отношению первичного вещества и новообразованного лейкократового гранитного материала здесь выделяются самые различные типы пород — от почти массивных однородных гранитов до таких, где субстрат преобладает. Широко варьирует и морфология включений. Меланократовые роговообманково-пироксеновые кристаллосланцы образуют отчетливые линзы, округлые, изометричные, эллиптические и угловатые блоки, содержащие замки складок течения, а биотитовые гнейсы представлены линзовидными телами, часто связанными с гранитогнейсами постепенными переходами.

В целом на этом отрезке наблюдается около 15 небольших куполов с гранитизированными ядрами, пологими сводами и крутыми крыльями. Периферии куполов и межкупольные пространства сложены породами, явно испытавшими сжатие со стороны ядер складок. Разрывные нарушения различного возраста с пологими и крутыми сместителями приурочены главным образом к крыльям куполов и межкупольным зонам, где одновременно возрастает интенсивность мелкой складчатости и плейчатости, наблюдается частая переориентировка гнейсовидности и полосчатости вблизи разрывов.

У пикетов 128,3 и 128,4 км гранитизированные ядра куполов перекрываются пачками будинированных гнейсов и основных кристаллосланцев, в которых к крыльям становится более четкой полосчатость, усиливается плейчатость, местами развивается дробление блоков пород.

Далее от 128,8 до 129,4 км (район устья р. Шибартуй) наблюдаются интенсивная послонная мигматизация и мелкая дисгармоничная складчатость течения в серых биотит-амфиболовых гнейсах, слагающих несколько небольших куполов. Здесь развиты также синскладчатые вязкие разрывы с

переориентировкой гнейсовидности и постскладчатые хрупкие разрывные нарушения.

У пикета 129,6 км можно наблюдать соотношения лейкократовых гранитогнейсов с чарнокитами, слагающими ядро небольшой куполовидной складки. В чарнокитах, вблизи контакта с гранитогнейсами, широко проявлена биотитизация в виде расплывчатых тел, зон и бескорневых гнезд, которые можно рассматривать как проявления значительной гранитизации исходного субстрата.

У пикета 130,9 км пологое залегание сильно гранитизированных гнейсов осложнено еще одним куполом, в пределах которого линейность и шарниры мелких складок течения ориентированы на северо-запад. В его западном крыле изоклиналильные складки, наклоненные к ядру купола, с трудом распознаются по ориентировке будин основных кристаллосланцев в лейкократовом субстрате.

В районе 131 км и далее к западу в межкупольных зонах, на крыльях куполов, а иногда и в их ядрах залегает толща тонкополосчатых гнейсов с гранатом, биотитом, кордиеритом (кинцититы). Шарниры мелких изоклиналильных складок течения ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. Осевые поверхности складок в большинстве случаев субпараллельны и конформны гнейсовидности.

У пикета 131,6 км в ядре купола залегают лейкократовые гранитогнейсы и эндербиты. По-видимому, вследствие меньшей глубины среза при движении к западу не всегда удается наблюдать чарнокиты, эндербиты и граниты ядер куполов; чаще встречаются сложноскладчатые мигматитовые своды, характерные для их высоких сечений.

Над тоннелем у 132,3 км толща сильно гранитизированных, смятых в складки гнейсов слагает ядро следующей куполовидной структуры с размахом крыльев 400—500 м. Гранитизация постепенно ослабевает к ее периферии и одновременно более крутыми становятся серии мелких складок течения. Юго-западное крыло состоит из серии складок, опрокинутых к ядру. Степень сжатия очень велика, что нередко приводит к будинированию. Здесь выделяются около 6 этапов пластических деформаций и несколько более поздних, хрупких. Складки разнообразны по морфологии: от простых изгибов до сложных каскадных ансамблей. Их облик свидетельствует о высокой пластичности толщи и большой подвижности вещества при складкообразовании. Ряд складок деформирован повторно с наложенными процессами метаморфизма и мигматизации.

36. 112—120 км Кругобайкальской железной дороги

В обнажениях вдоль железнодорожного полотна от 112 до 120 км наблюдаются интересные в минералогическом отношении включения существенно карбонатных пород с диопсидом, кварцем, плагиоклазом, скаполитом — диопсидовых кальцифиров, в субпластовых телах биотитовых (реже с амфиболом или диопсидом) гранитов. Включения имеют размеры от 10 см до 1,5 × 4 м, овальную, прямоугольную, трапцевидную, реже линзовидную формы. Вне сомнения, они являются будинами некогда единого пласта карбонатных пород, сопровождаемыми ультраметаморфическими преобразованиями. Каждой будине свойственны близкий минеральный состав основной массы карбонатных пород, наличие маломощных пропластков биотит-диопсидовых и диопсидовых плагиосланцев. Непосредственно на контактах гранитов и карбонатных пород во всех телах наблюдаются метасоматические зонки плагиоклаз-пироксеновых пород, которые в деталях окаймляют будины. В карбонатных породах встречаются оторочки из воластонитовых скарнов.

В метасоматитах, развитых по кальцитовым мраморам, отмечаются маломощные прожилки гранитоидов, что позволяет отнести эти образования к очень редким в природе известковым скарнам магматической стадии ультраметаморфического этапа. Раннее образование плагиоклаз-пироксено-

вых, пироксен-плаггиоклазовых и волластонитовых пород подчеркивается тем, что они последовательно замещаются парагенезисами постультраметаморфического этапа в последовательности: скаполитовые породы по алюмосиликатным, волластонитовые по ранним скарнам и мраморам; гранатовые и везувиановые породы по ранним метасоматитам и диопсидовым кальцифирам; эпидот-клиноцоизит-, цоизитсодержащие метасоматиты по гранитоидам, плаггиоклаз-, пироксен- и скаполитсодержащим породам; кварц-карбонатные и кварц-альбитовые прожилки. Обычно наблюдаются более поздние образования граната гроссулярового ряда и скаполита по диопсиду и волластониту в виде реакционных каемок, зон, гнезд, прожилков, обособлений неправильной формы мощностью до 10 см.

Одно из наиболее представительных обнажений находится у пикета 116,9 км, где на протяжении 10 м ниже и выше железнодорожного полотна отмечается около 50 будинированных тел карбонатных пород. Будины обычно овальные, плоскоокруглые, размерами от десятков сантиметров до первых метров. Карбонатные тела залегают среди биотитовых гранитов на участке широкого развития мигматитов. В крупных будинах встречаются маломощные слойки кристаллических сланцев.

От гранитоидов к карбонатным породам наблюдается следующая зональность: пироксен-плаггиоклазовая — плаггиоклаз-пироксеновая — пироксеновая — волластонитовая породы. Изредка в пироксен-плаггиоклазовых породах отмечаются переходы к лейкократовым анортозитоподобным номинеральным обособлениям. Эти ранние метасоматиты последовательно замещаются скаполит-пироксеновыми, гранатовыми, кварцевыми, клиноцоизитовыми (цоизитовыми или эпидотовыми) породами, образующими маломощные прожилки, стяжения, гнезда неправильной формы.

37. Белая выемка

Белая выемка — искусственное обнажение мраморов среди кристаллических сланцев, расположенное на 103—105 км Кругобайкальской железной дороги (рис. 8). Здесь обнажены типичные и эталонные апокарбонатные метасоматиты, характерные не только для древних комплексов Прибайкалья, но и для парагенезисов гранулит-гнейсовых комплексов практически всех континентов, сконцентрированы обычные, редкие и уникальные породы и минералы.

Карбонатные породы Белой выемки залегают в ядре пологой Шумихинской антиклинали, образуемой толщей мощностью до 200 м основных дувопироксеновых сланцев, мигматитов, чарнокитоидов, гранитоидов. Выше основного тела мраморов, в перекрывающих породах, встречаются многочисленные будины карбонатных пород мощностью до 10 м, с которыми также связано формирование метасоматитов. Основной пласт и мелкие пропластки карбонатных пород Белой выемки практически нацело состоят из продуктов ультраметаморфических и постультраметаморфических преобразований исходных мраморов. Последние очень редко сохранились в виде будин среди форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров.

Породы, сформированные по доломитовым мраморам, подразделяются на два типа: находящиеся вне контактов с магматитами и расположенные на их контактах. Эти типы соответствуют двум стадиям ультраметаморфических преобразований мраморов: ранней, мигматитовой, осуществляющейся под воздействием флюидов одновременно с мигматитами; и поздней, магматической — по механизму магматического замещения гранитоидами карбонатных пород.

Характерная особенность гранитоидов, залегающих среди карбонатных пород Белой выемки, — присутствие эндоконтактовых фаций граносиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов на контактах со скарнами. В последних почти повсеместно отмечаются прожилки магматических пород, отсутствуют следы постмагматических изменений. Часто скарновые тела в гранитоидах имеют угловатую форму, что в совокупности свидетельствует о

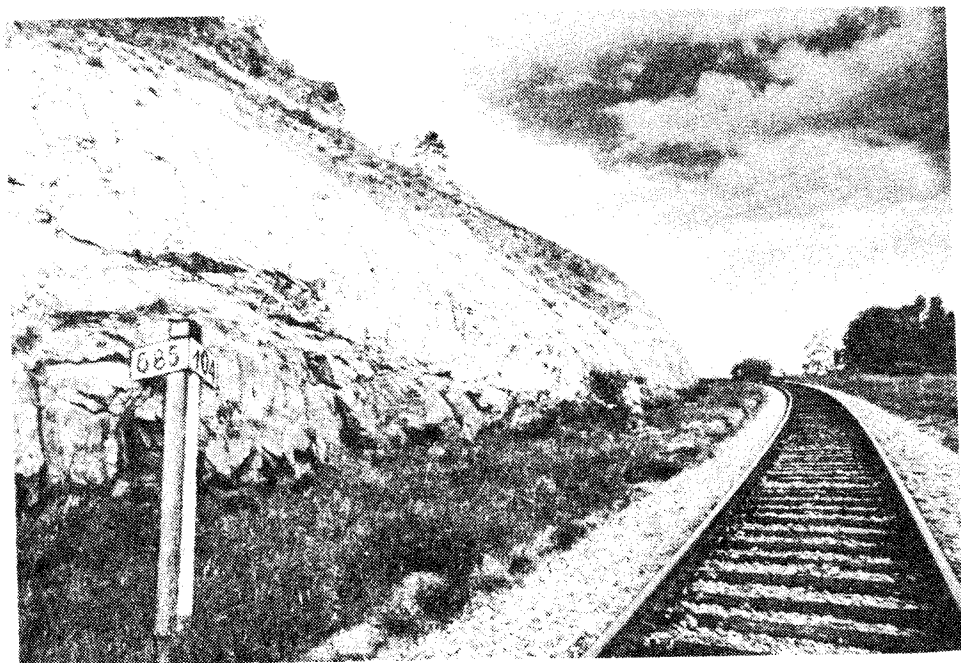


Рис. 8. Обнажение "Белая выемка" у пикета 104 км.

формировании метасоматитов в магматическую стадию до кристаллизации расплавов.

Стадийность минералообразования на постультраметаморфическом этапе обусловлена изменением химизма растворов и падением температуры. Смена минеральных парагенезисов осуществлялась в шесть последовательных стадий, каждой из которых свойственны определенные минералы.

Породы 1-й стадии наиболее распространены. Для нее характерны перекристаллизация ранних скарнов ультраметаморфического этапа, скаполитизация и микроклинизация гранитоидов; внутри карбонатных пластов магматиты замещаются нефелин-калишпат-пироксеновыми породами, а в толще кристаллических сланцев появляются мощные жильные тела метасоматитов со скаполитом, шпинелью, паргаситом.

Во 2-ю стадию развивался флогопит по породам практически любого состава: появлялись флогопит-пироксеновые, флогопит-пироксен-кальцитовые, флогопитовые, кальцит-флогопитовые породы по магнизальным скарнам и кальцифирам; клиногумитовые — по кальцифирам. Гранитоиды замещены скаполитовыми породами, а нефелинсодержащие — гаюинсодержащими метасоматитами.

Метасоматиты 3-й стадии образовывались чаще всего путем перекристаллизации метасоматитов предыдущих стадий постультраметаморфического этапа. Наиболее распространены флогопит-кальцитовые, флогопит-пироксен-кальцитовые, амфиболовые и гроссуляровые породы по магнизальным скарнам. Нефелин, содалит и гакманит замещаются канкринитом.

Среди пород 4-й стадии преобладают альбитовые, серпентиновые, клиноцоизитовые, тремолитовые и эпидотовые метасоматиты с молибденитом, галенитом, пиритом, пирротинном. Они образуют маломощные прожилки и обособления неправильной формы.

Породы 5-й и особенно 6-й стадий распространены ограниченно и представлены апогранитоидными кварцевыми и кварц-альбитовыми прожилками и апоскарновыми серпентиновыми породами, цеолитовыми и асбестовыми жилками. Температура образования пород на каждой стадии

составляла соответственно 620—700, 520—640, 380—540, 280—400, 150—300, 50—200 °С.

На Белой выемке обнаружено около 70 минералов. Каждый из них характеризуется очень широкими вариациями состава, физических свойств и морфологии.

Шпинель представлена зернами и кристаллами разнообразной окраски: бесцветная, голубая, серая, синяя, сиреневая, рубиновая, красная, розовая, зеленая, черная. Цвет определяется величиной железистости и содержаниями хрома. Размер зерен от 0,1 мм до 10—15 см.

Пироксен имеет широкую цветовую гамму, но обычно прозрачен, образует сплошные стяжения или идиоморфные кристаллы от 0,5 мм до 20 см.

Флогопит свойствен образованиям постультраметаморфического этапа. Высокоглиноземистые флогопиты замещают нефелин-, шпинель-, анортит-содержащие породы; менее глиноземистые — диопсидовые скарны. Бесцветные, кремовые, розовые кристаллы развиты по диопсидовым скарнам, форстеритовым и шпинель-форстеритовым кальцифирам; зеленоватые и черные — по шпинель-пироксеновым (фассаитовым) скарнам. Размер зерен от 1 мм до 10—15 см.

Скаполит обычно белый, реже сиреневатый, голубой, образует сплошные массы и реже кристаллы от 1 мм до 5—6 см, замещающая, как правило, калиевый полевой шпат или плагиоклаз.

Содалит, гакманит, гаюин, канкринит замещают нефелин и редко калиевый полевой шпат. Содалит — голубой, светло-синий, синий, обычно матовый, реже водяно-прозрачный, образует мелкозернистые стяжения до 10—20 см, корродированные ксеноморфные обособления до 2—3 мм в нефелинсодержащих породах. Гакманит — малиновый и розовый, прозрачный, с зернами до 2 мм. Гаюин определяется только в шлифах, а макроскопически не отличим от нефелина. Канкринит кристаллизован в гнездах, прожилках, стяжениях неправильной формы до 10 см, а также образует равномерную и неравномерную вкрапленность в нефелиновых породах, имеет жирный блеск и характерные коричневые и светло-коричневые оттенки.

Паргасит замещает ранние магнезиальные скарны. Окраска его варьирует от водяно-прозрачной, белой, до коричневой и черной. Очень часты друзы паргасита с размерами отдельных кристаллов до 20 см.

Другие особенности минерального состава метасоматитов: присутствие анортита, крупных (до 5 см) кристаллов сфена — коричневого в сиенитах и черного в скарнах; танталсодержащего рутила — стрюверита в скарнах; крупнокристаллических выделений кальцита (до 40 см) и форстерита (до 10 см) в участках перекристаллизации скарнов и кальцифиров.

Ниже приводится описание наиболее интересных точек обнажений.

Точка 1 (103,3—103,2 км). Здесь имеются выходы мигматизированных двухпироксеновых сланцев, биотит-диопсидовых плагиогнейсов и мраморов в поле чарноэндрбитов и гранитов. Выше карбонатного пласта наблюдается система субпараллельных флогопитоносных тел различной мощности. По чарноэндрбитам образуются тела с составом: скаполитовая порода — шпинель-пироксеновый скарн. Мощность зоны скаполитовых пород максимальна в висячих контактах. Более поздними являются флогопит-пироксеновые и паргаситовые породы с многочисленными реликтами метасоматитов и гранитоидов. Крупнокристаллические разновидности с флогопитом, пироксеном, паргаситом, скаполитом, кальцитом образуются при перекристаллизации мелкозернистых пород. В карбонатных будинах встречаются зональные магнезиальные скарны с крупными (до 5 см) кристаллами голубой шпинели, диопсида, анортита и апосланцевые розовые и малиновые шпинель-фассаитовые скарны. В эндрбитах присутствуют порфиновые вкрапленники молибденита.

Точка 2 (103,7—103,6 км). Здесь находится контакт мраморов с толщей перекрывающих кристаллосланцев. В сланцах на удалении от контакта присутствуют биотитовые лейкократовые граниты (иногда с графической

структурой), а вблизи мраморов — пироксеновые сиениты. Вдоль контакта распространены пластовые зональные магнезиальные скарны со строением: пироксен-плаггиоклазовая порода → шпинель-пироксеновый скарн → шпинель-пироксен-форстеритовый скарн → шпинель-форстеритовый кальцифир → доломитовый мрамор. Перекристаллизация ранних скарнов произошла на постультраметаморфическом этапе с образованием крупнокристаллических обособлений с кальцитом, фассаитом, шпинелью.

Точка 3 (104,5—103,95 км). Среди шпинель-форстеритовых и форстеритовых кальцифиров встречаются линзы снежно-белых мономинеральных диопсидовых скарнов. Здесь же отмечается крупный блок двупироксеновых плаггиосланцев с гнездообразными и жильными телами сиенитов. В сланцах присутствуют вкрапленность скаполита, нефелина, флогопита и различно ориентированные ветвящиеся тела шпинель-фассаитовых пород. В западной части обнажены крупнокристаллические породы с пироксеном, шпинелью, флогопитом, кальцитом и многочисленные кварц-карбонатные жилы. Встречаются дайки кайнотипных оливиновых базальтов.

Точка 4 (104,15—104,2 км). В форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифирах отмечаются два разобщенных по вертикали выхода пироксеновых сиенитов. В верхней части обнажения сиениты насыщены включениями кристаллических сланцев, превращенных в краевой части в фассаитовые скарны с нефелином. В фассаитовых скарнах присутствуют прожилки сиенитов. На контактах сиенитов и карбонатных пород развиты нефелин-калишпат-пироксеновые метасоматиты. Позднее образованы мономинеральные оторочки флогопитовых пород.

В нижней части обнажения, в контакте с мраморами, развита серия пород в последовательности: граносиенит → пироксеновый сиенит → нефелиновый сиенит → пироксеновый скарн → форстеритовый скарн → шпинель-форстеритовый кальцифир. Между сиенитами и пироксеновыми скарнами наблюдается узкая зона нефелиновых пород. Содалитовые породы развиваются по нефелиновым и пироксеновым сиенитам и замещаются кислым скаполитом и канкринитом. На контактах магнезиальных скарнов и сиенитов отмечается интенсивная флогопитизация. В сиенитах присутствуют нефелиновые породы 2-й стадии постультраметаморфического этапа в виде секущих ветвящихся прожилков.

Точка 5 (104,35—104,4 км). Здесь представлен участок пород, наименее преобразованных процессами ультраметаморфизма и постультраметаморфизма. Среди форстеритовых кальцифиров отмечаются амфибол-пироксеновые сланцы и неизмененные доломитовые мраморы, тела белых мономинеральных диопсидовых скарнов, содержащих гнездовую флогопитизацию.

Точка 6 (104,6 км). В этом пункте среди типичных для Белой выемки шпинель-форстеритовых кальцифиров встречаются жильные и линзовидные тела скарнов со шпинелью красных и розовых оттенков, а также с изумрудно-зеленым прозрачным хромдиопсидом и танталсодержащим рутилом. Окраска варьирует от рубиновой до бледно-розовей.

Точка 7 (104,7—104,9 км). В шпинель-форстеритовых кальцифирах наблюдается тело сиенитов. Контакты между сиенитами и сланцами постепенные или резкие, а между сиенитами и карбонатными породами всегда присутствует зона нефелиновых метасоматитов. В горизонтальных контактах определена только одна зона нефелин-калишпат-пироксеновых пород, а в крутых и вертикальных — зональность в последовательности: пироксеновый сиенит → нефелин-калишпат-пироксеновая порода → нефелин-форстеритовая порода → шпинель-форстеритовый кальцифир. Мощность зон метасоматитов при вертикальных контактах значительно меньше, чем при горизонтальных. Включения кристаллических сланцев в сиенитах превращены в фассаитовые скарны и окружены оторочкой нефелиновых пород.

Точка 8 (105 км). В сиенитах отмечаются сложноветвящиеся прожилки и жилки нефелин-калишпат-пироксеновых пород. Их окраска определяется составом исходных сиенитов: по мезолитовым сиенитам развиты розоватые,

а по лейкократовым — зеленые. Мощность зон нефелинсодержащих пород достигает 1 м.

38. Падь Шумиха

В окрестностях устья р. Мал. Шумихи на отрезке 99—103 км Кругобайкальской железной дороги и далее на запад вскрывается толща типичных полосчатых гранулитов. В обнажениях многократно переслаиваются лейко- и мезократовые (преимущественно с гиперстеном) гнейсы и меланократовые кристаллосланцы. Гнейсы часто преобладают, сланцы образуют прослои и линзы. Во внешне однообразных гнейсах установлены их разновидности с темноцветными минералами: гиперстеновые, биотит, магнетит-гиперстеновые и гиперстен-диопсидовые.

Прослои и линзы меланократовых кристаллосланцев обычно четко обособлены, имеют с гнейсами резкие контакты. В их составе преобладают роговообманково-двопироксеновые и роговообманково-диопсидовые разновидности, в некоторых типах существенную роль играет биотит. В качестве главного породообразующего минерала присутствует плагиоклаз (от андизина до лабрадора). Среди гнейсов и кристаллосланцев широко развиты эндербиты и чарнокиты, связанные с лейкократовыми гнейсами и гранито-гнейсами сложными и разнообразными переходами. Даже там, где эндербиты наследуют структурные несогласия, а цветовые контрасты указывают на появление жилообразных форм, нередко встречаются реликты ранних структур. Эндербиты и чарнокиты имеют, как правило, средне-, крупно- и равномерно-зернистую структуру. Нередко в них содержатся “теневые”, насыщенные ортопироксеном, реликты, по которым можно реставрировать купольные структуры. По всем петрографическим и генетическим признакам они подобны чарнокитам Мадраса в Индии.

Среди гранитоидов по структурным признакам можно выделить несколько типов. Существенно согласные прослои, “слепые” жилы, бесформенные пятна возникли на раннем этапе эволюции комплекса, который последовательно превращался из существенно гнейсового в гранито-гнейсовый. Плагиомигматиты, дискордантные пятна и жилообразные массы с размытыми краями сформировались позже, в результате процессов мигматизации и гранитизации, оставляя нетронутым структурный каркас подобно автохтонам гранитных серий. Интрузивные граниты кристаллизовались из магмы, мигрировавшей в виде слоев, жил и небольших штоков. Наличие интрузивных брекчий (агматитов) подтверждает магматическое происхождение этих гранитов. В других местах материал ксенолитов из гранитной матрицы указывает на продолжительность магматического внедрения. Вместе с тем многие интрузивные лейкократовые граниты почти не содержат ксенолитов. Агматитовые породы обычно представлены как краевые фации небольших гранитных ядер.

ИСТОК АНГАРЫ

Район истока р. Ангары — единственной реки, вытекающей из Байкала, — интересен взаимоотношениями между осадочным чехлом Сибирской платформы и ее кристаллическим основанием, который здесь надвинут на юрские континентальные отложения по зоне широко известного Ангарского надвига. В свое время эта структура послужила мощным толчком для оживленной дискуссии по применению идей шарьяжной тектоники и аркогенеза к регионам Восточной Сибири.

Впервые надвиг древнейших кристаллических пород на юру в истоках Ангары установил Н.И. Свистальский в 1914 г., а уже в следующем году совместно с ним М.М. Тетяев дал его относительно подробное описание. Позднее Ангарский надвиг привлек внимание многих геологов, но особенно ценны детальные исследования В.Н. Даниловича по морфологии и кинематике зоны этого разрыва.

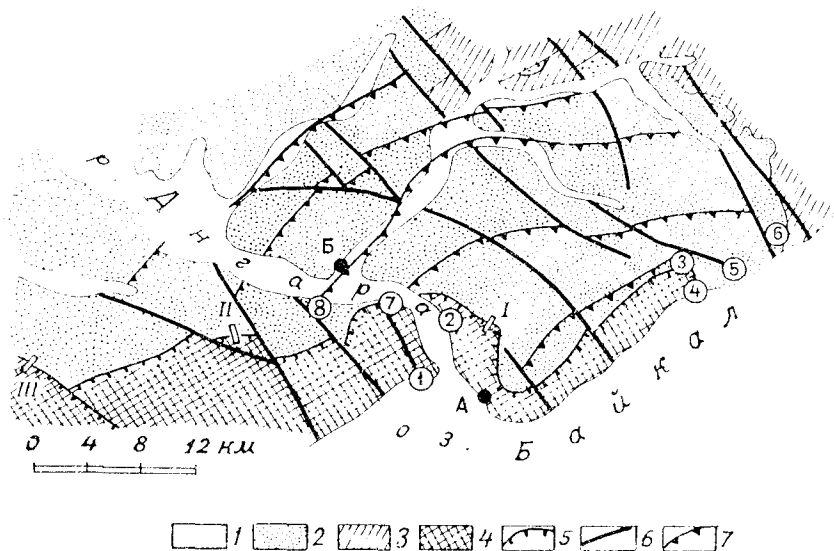


Рис. 9. Геолого-тектоническая схема истока р. Ангары (составил В.И. Сизых).
 1 — четвертичные осадки; 2 — юрские отложения; 3 — байкальский комплекс рифея; 4 — шарыжалгайский комплекс архея; 5 — фронт Ангарского надвига; 6 — разрывные нарушения; 7 — надвиговые чешуи. I—III — буровые профили. Цифры в кружках — геологические объекты: 1 — мраморы порта Байкал, 2 — конус выноса руч. Банный, 3 — водораздел Бол. и Мал. Коты, 4 — падь Варначка, 5 — падь Нижняя, 6 — м. Соболева, 7 — падь Сосновая, 8 — падь Подорвиха. А — Листвянка, Б — Бол. Речка.

Являясь региональной структурой на южном клиновидном фазе Сибирской платформы, в зоне сочленения с Саяно-Байкальской горной областью надвиг представлен серией сближенных субпараллельных сместителей (рис. 9). Его фронт в долине Ангары расположен в 6,5 км от истока, к востоку, в устье пади Варначка, сместитель погружается под воды Байкала и далее к северо-западу следует до мыса Соболева и пади Нижней.

Поверхность надвига волнистая с общим падением в южных румбах. Аллохтон и автохтон имеют чешуйчатую структуру с элементами вращения. Перед фронтом проявлены подвороты пластов, вплоть до опрокидывания. Обычно хорошо развиты трещиноватость и кливаж надвига в зоне сместителя. Многие выходы кристаллических пород, ранее истолковывавшиеся как эрозионные останцы фундамента, представляют собой клиппы.

Сложность внутреннего строения зоны надвига подтверждена в последние годы профильным бурением и горными выработками. Наклон сместителя на глубине становится круче, появляются дополнительные сбросы и взбросы с амплитудой до 500 м, отчетливей обнаруживается пластинчатая, чешуйчато-блоковая структура. В разрезе наблюдается чередование клиньев и пластин кристаллических и осадочных пород.

По степени деструкции в зоне влияния надвига выделяются аллохтонная, шовная и автохтонная части. В аллохтоне процессы милонитизации и катаклаза распределены неравномерно и зависят как от величины подвижек, так и от вариаций физико-механических свойств толщ. Ориентировка плоскостей кливажа в подошвах пластин, как правило, субпараллельна контакту. В шовной части мощностью до 1—3 м милонитизация и катаклаз приводят к практически полной переработке субстрата, к повышению содержания углистого вещества и образованию плойчатости. Автохтонная часть мощностью до нескольких метров выражена милонитизированными, катаклазированными алевrolитами, песчаниками, конгломератами. При этом крупные гальки оказываются срезанными. Вращательные (вихревые) движения сопровождаются завальцеванием, будинированием с появлением структур типа "конского хвоста". Покров надвига состоит из нескольких разноориентированных пластин-чешуй. На расстоянии 18 км от фронта

основного сместителя установлены 3 чешуи в поле юры, а на водораздельных участках и склонах находятся несколько останцов-клиппов козырьковой части. Подобная картина наблюдается вдоль фронта широко известных надвигов Швейцарии, где серия клиппов образует цепочку южнее Люцерна и Цюриха.

История геологического развития истока Ангары в юрское время, содержит еще немало нерешенных проблем. Пока нет ясности в том, являются ли юрские конгломераты района дельты Селенги образованиями единого с Иркутским седиментационного бассейна. Последние геологические данные позволяют предположить, что непрерывный юрский бассейн пересекает Южно-Байкальскую котловину: между ее кайнозойским чехлом и кристаллическим фундаментом фиксируется промежуточная толща. Это могут быть отложения или юры, или кембрия.

Особый интерес вызывает вопрос о появлении прорези Ангары. Большинство исследователей связывают ее происхождение с определением времени и механизма образования Листвянского залива, опираясь на геоморфологические условия берегов и подводного рельефа. По берегу залива распространена и хорошо выражена только I терраса Байкала (2—4 м). Она прослеживается почти до прорези и гипсометрически хорошо коррелируется со II террасой Ангары. Более высокие байкальские террасы в заливе отсутствуют, но фрагменты речной террасы, соответствующей III байкальской (12—14 м), отмечены в устье пади Крестовая, обрезанные береговым уступом и не переходящие в озерную террасу. За пределами же залива остатки III байкальской террасы имеются на мысе Березовом и других смежных участках Байкала. Отсутствие на берегах Листвянского залива II и III озерных террас может быть объяснено опусканием блока — нынешнего дна этой акватории до формирования I раннесреднеголоценовой и после образования III байкальских террас. Значит, образование Ангарской прорези могло произойти в начале или середине сартанского времени (20—15 тыс. лет).

Если сопоставить данные по возрасту ангарских террас выше и ниже Иркутска, то можно полагать, что сток через прорезь начался по геологическим меркам недавно — во второй половине позднего плейстоцена, после обрушения дна Листвянского залива. В опускание был вовлечен блок суши, являвшийся водоразделом между байкальским притоком и рекой типа Бол. Речки. Опускание привело к формированию более низкого порога на пути стока вод Байкала, которые, использовав небольшую долину, начали формировать современное русло Ангары.

Немного о Листвянском заливе. Еще в 1932 г. Г.Ю. Верещагин обнаружил в рельефе его дна уступы на глубинах в 200 и 400 м и соответствующие им ровные площадки. Впоследствии Б.Ф. Лут батиметрией установил, что залив по морфологическим особенностям подводного и наземного рельефа представляет собой тектоническую “выемку” в борту Байкала, сброшенную на глубину до 900 м. Время этого процесса остается неизвестным. Это могло произойти как до, так и после образования сточной прорези, но причинная связь между ними несомненна.

Весьма интересна и интерпретация В.А. Голубевым геотермических данных, полученных по глубокой скважине у истока Ангары. По его мнению, возрастание теплового потока в верхней части скважины может быть обусловлено относительно недавним сколом и обрушением под Байкал участка суши, происшедшим 10—20 тыс. лет тому назад.

39. Мраморы порта Байкал

В районе порта Байкал, вдоль полотна железной дороги на протяжении 400 м, наблюдается выход доломитовых мраморов мощностью около 40 м (рис. 10). На участке представлены минеральные ассоциации, характерные для докембрийских комплексов Прибайкалья. Здесь широко распространена наложенная минерализация в жилах, гнездах и других обособлениях с



Рис. 10. Порт и железнодорожная ст. Байкал (фото В. Белевича).

серпентином, хлоритом, бруситом, пренитом, образованная, по-видимому, в постметаморфические стадии. Ранние минеральные ассоциации в ряде случаев хорошо сохранились, что позволяет определить их состав и зональность.

Среди пород метаморфического этапа преобладают доломитовые мраморы, встречаются кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые разновидности и кварциты. Толща мраморов перекрывается интенсивно мигматизированными биотит-гранатовыми гнейсами.

Процессы ультраметаморфизма отражены в формировании магнезиальных скарнов по доломитовым мраморам на мигматитовой и магматической стадиях. Наиболее ранние скарны мигматитовой стадии хорошо представлены в пологом контакте мраморов с перекрывающими их гранат-биотитовыми плагиогнейсами и имеют такую зональность: пироксен-плаггиоклазовая или мономинеральная плаггиоклазовая порода — шпинель-пироксеновый скарн — пироксеновый скарн — шпинель-форстеритовый кальцифир — доломитовый мрамор. Особенность этих скарнов отражена в отсутствии видимой связи с магматическими породами, в формировании их под воздействием флюидов одновременно с мигматитами. В мраморах распространены жильные и линзовидные тела мономинеральных снежно-белых диопсидовых скарнов. По их периферии присутствуют зоны форстеритовых скарнов и кальцифиров, в которых встречаются изометричные октаэдрические выделения серой, голубой, реже рубиновой, красной и розовой шпинели.

Толща мраморов пронизана штокообразными и реже пластовыми телами магматических пород, на контактах с которыми развиваются скарны.

Характерным свойством пород являются переходы в последовательности: лейкократовый гранит — биотитовый гранит — пироксеновый гранит — пироксеновый граносениит — анортозитоподобная мономинеральная порода — скарны — мрамор. В скарнах всюду отмечаются маломощные прожилки магматических пород разного состава. Формирование широкого спектра пород в эндоконтактах гранитоидов обязано процессам взаимодействия гранитных расплавов с карбонатными породами по механизму диффузионного магматического замещения.

В направлении от магматических пород к мраморам в метасоматитах наблюдается следующая зональность: плагиоклаз-пироксеновая порода — шпинель-пироксеновый скарн — пироксеновый скарн — шпинель-форстеритовый кальцифир. В пластах мраморов мелкие зоны плагиоклаз- и шпинель-пироксеновых скарнов часто редуцированы или исчезают. Как правило, такие скарны развиты по периферии магматических тел, которые, в свою очередь, насыщены включениями апокарбонатных и апосланцевых, метасоматитов, образуя эруптивные брекчии в гранитоидах. Размер этих включений от 1 см до 1—2 м. Для протяженных пластовых тел гранитоидов в мраморах характерно появление в эндоконтактах анортозитоподобных пород, диопсидовых скарнов и форстеритовых кальцифиров. Подобные гранитоиды, особенно анортозитоподобные породы и шпинель-пироксеновые скарны, известны также у пос. Листвянка в обнажениях вдоль автодороги на отрезке от музея Лимнологического института до пади Крестовая. Они представлены в виде включений различной формы и размеров в плагиоклаз-калишпатовых гранитах и плагиогранитах.

В мраморах порта Байкал редко встречаются шпинель-форстеритовые скарны с мелкой шпинелью (0,5—2 мм) красных и розоватых оттенков. В кальцифирах же обычна шпинель серая и голубая в зернах не более 3 мм.

На постультраметаморфическом этапе гранитоиды и анортозитоподобные породы замещены скаполитовыми (главколитовыми), а скарны — флогопитоносными метасоматитами. Скаполит обычно прозрачный, бесцветный, сиреневый, голубоватый, в кристаллах до 2 см или зонках до 15 см, расположенных по периферии тел гранитоидов в виде субпараллельных жилок. Здесь же встречаются пироксены розового, серого, зеленого, снежно-белого и черного цветов в идиоморфных кристаллах до 2—5 см. Флогопит также имеет разнообразную окраску, а его состав определяется субстратом: бесцветные и кремовые разновидности — в мраморах, а темные — в скарнах.

В мраморах и кальцифирах хорошо проявлены разрывные дислокации. К их зонам приурочены интенсивные проявления серпентина, хлорита, талька, брусита, анальцима, пренита. Цвет серпентина и хлорита даже в одном зерне может быть черным, темно-зеленым, красным. Подобные изменения характерны не только для карбонатных пород порта Байкал, но и для участка от пос. Листвянка до пос. Бол. Коты.

В южной части порта Байкал отложения конуса выноса безымянного ключа содержат культурные остатки новокаменного и железного веков (2—5 тыс. лет). Интересный археологический материал, собранный на Шаманском камне в истоке Ангары, свидетельствует о том, что этот островок представлял собой жертвенное и культовое место коренных народов Приангарья в неолите.

40. Конус выноса ручья Банный

Карьером на окраине с. Никола, вблизи автотрассы, ведущей к пос. Лиственничное, вскрыт конус выноса руч. Банного, образующий I надпойменную террасу (4—6 м) р. Ангары. Для его поверхности характерны мерзлотные явления — бугристо-западинный рельеф и термоэрозионные ложбины. К устью р. Бол. Речка отложения уходят под уровень Иркутского водохранилища. В составе конуса выноса — дернина и супесь, гравий, галечник, линзовидные прослои косослоистых гравийников и иловатых зеленовато-серых песков. В кровле породы ожелезнены и пронизаны псевдомор-

фозами по ледяным клиньям, расширения которых местами превращены в "котлы кипения", выполненные зеленовато-серыми иловатыми супесями. В рельефе над псевдоморфозами существуют полигональные ложбины.

Озерно-болотные фации, вертикальная ориентировка уплощенных галек, косая слоистость указывают на пролювиальный генезис обломочного материала, а мерзлотные деформации — на условия похолодания в это время, что также подтверждается и обедненными спорово-пыльцевыми спектрами лесостепных ландшафтов с кустарничковой березой, характерной для лесотундры.

В береговых обнажениях от с. Никола до Лимнологического института гумусированные супеси насыщены прослоями песчано-галечного материала и заключают культурные слои, датированные от финального мезолита (8—9 тыс. лет) до неолита (5—7 тыс. лет) и железного века (1,0—2,5 тыс. лет). Находки встречаются до глубины 1,5 м и среди них — кусочки железного шлака, разнообразные каменные поделки — наконечники стрел, нуклеусы, пластинки, скребки, отщепы, обломки шлифованных изделий из зеленого нефрита, осколки гладкостенной либо орнаментированной керамики.

Обращает на себя внимание отсутствие в николевском разрезе аллювиальных фаций. Принимая во внимание перекрытие тылового шва I надпойменной террасы сартанскими конусами выноса, можно предполагать накопление пролювия в условиях почти полного прекращения стока р. Ангары из Байкала.

В устье пади, где расположен Лимнологический институт, на скальном мысе высотой 7—8 м лежит покров рыхлых отложений в 1,0—1,5 м. На глубине 5—15 см обнаружены культурные остатки эпохи железа, а на глубине 60 см в кровле погребенной супесчаной почвы — следующий культурный горизонт с остатками раннего неолита (5—7 тыс. лет). На глубине 0,9—1,5 м располагается третий культурный горизонт, соответствующий финальным тысячелетиям мезолита (8—9 тыс. лет).

41. Водораздел Бол. и Мал. Коты

Объект интересен чешуйчатым строением аллохтона и подворотами пластов автохтона — фрагмента Ангарского надвига (рис. 11). На водоразделе Бол. и Мал. Коты, в 800 м к северу от оконечности водораздельного хребта, отчетливо видны гранитоиды приморского комплекса, надвинутые на юрские конгломераты. Тектонический контакт приурочен к узкой седловине (около 10 м), в которой пройдены две канавы.

Гранитоиды интенсивно катаклазированы, по составу отвечают биотит-рогообманковым гранодиоритам, кварцевым сиенитам. По фронту надвига наблюдается серия чешуй, которые дугообразно изгибаются вверх и хорошо отпрепарированы на обнаженном склоне хребта. Их подошвы имеют мало-мощные зоны милонитов. Основная зона Ангарского надвига представлена катаклазитами и милонитами мощностью 10—15 м. Юрские конгломераты в лежачем крыле надвига интенсивно катаклазированы. Ориентировка сло-

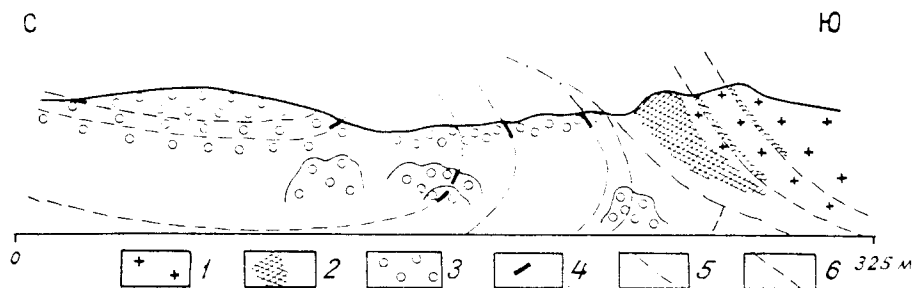


Рис. 11. Схема зоны Ангарского надвига на водоразделе Бол. и Мал. Коты (по В.Н. Даниловичу).

1 — гранитоиды; 2 — катаклазиты; 3 — конгломераты; 4 — прослои песчаников; 5 — загнутые напластования конгломератов и контакты между чешуями; 6 — линия надвига.

истости песчаников указывает на подвороты пластов, вплоть до опрокидывания, что впервые подробно описал В.Н. Данилович.

42. Падь Варначка

На побережье Байкала, в 100 м к западу от устья р. Варначка, в коренных выходах наблюдается поверхность сместителя Ангарского надвига. Отчетливо проявлен субпараллельный кливаж надвига как в аллохтоне, так и в автохтоне. По степени обнаженности, доступности, наглядности этот объект является уникальным. Особенно эффектно он выглядит после обильных паводков, подчеркивая сместитель ярко-коричневой, охристой тектонической глиной, темно-серыми милонитами и тектонической брекчией. Залегание юрских осадков устанавливается по двум маломощным (10—15 см) прослоям песчаников. Первый прослой находится в 30 м от контакта, второй — в 40 м.

Как в конгломератах, так и в кристаллических породах преобладает система четко выраженных трещин (кливаж надвига), параллельных плоскости сместителя, что в значительной мере затушевывает первичную слоистость юрских пород. Галька конгломератов также раздроблена многочисленными параклазами и особенно интенсивно вблизи зоны надвига, где в конгломератах хорошо выражена плитчатая отдельность толщиной в 5—40 см. Примечательно, что динамометаморфическими процессами охвачена зона в 1—2 м, а хрупкие деформации (кливаж надвига) распространяются на мощность в сотни метров.

43. Падь Нижняя

Наиболее представительный и сложно построенный клипп-останец Ангарского надвига размером 300 × 600 м находится на водоразделе приустьевых частей падей Бол. и Ниж. Кадильная, в 800 м к северу от устья пади Нижней. Клипп сложен двумя пластинами (рис. 12). Нижняя пластина мощностью около 40 м представлена нижнепротерозойскими гранитоидами приморского комплекса; верхняя пластина мощностью 25—30 м сложена доломитами базальной голоуспенской свиты рифея. Гранитоиды по своему составу отвечают биотитовым, реже амфибол-биотитовым граносиенитовым разновидностям: доломиты массивные, серые, тонкозернистые. Постелью останца являются алевролиты, сланцы рифейской качергатской свиты и конгломераты нижней юры.

Северное и южное ограничения гранитоидной пластины вскрыты горными выработками, в которых установлены пологие надвиговые поверхности. Вблизи основного тектонического контакта конгломераты разбиты сколовыми трещинами, по которым срезаны гальки, а гранитоиды интенсивно раздроблены, ожелезнены и разгнейсованы.

Лимонит-гематитовая минерализация в виде тонкой вкрапленности или обогащенных стяжений охватывает зону мощностью до 3 м. Мощность тектонизированных гранитоидов 10—12 м. Шов надвига выполнен пестроокрашенными катаклазитами и тонкополосчатыми милонитами, соответствующими понятию "глинка трения", в которую вдавлены отдельные гальки конгломератов.

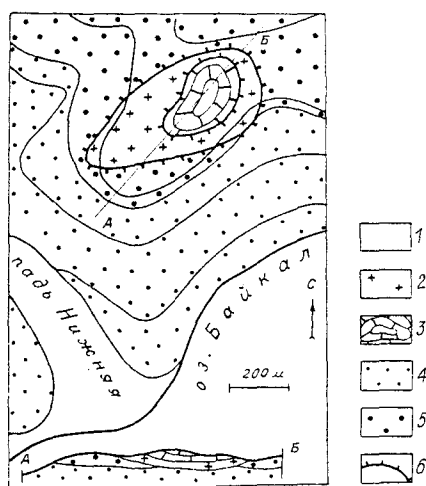


Рис. 12. Геологическая схема района пади Нижняя.

1 — современные осадки; 2 — гранитоиды; 3 — карбонатные породы голоуспенской свиты; 4 — рифейские терригенные породы; 5 — породы юры; 6 — контуры клиппа.

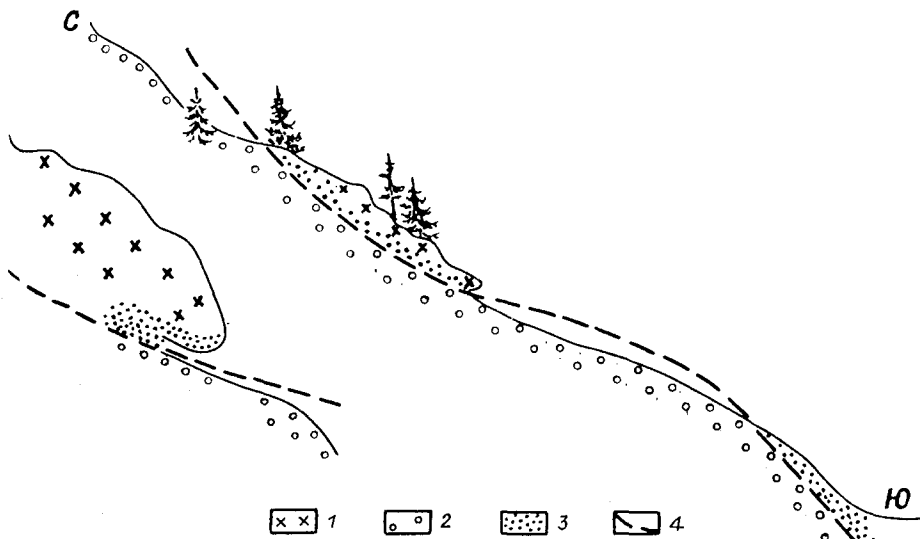


Рис. 13. Схема останца Ангарского надвига на мысе Соболева (по В.Н. Даниловичу).

1 — гранитоиды милонитизированные; 2 — конгломераты; 3 — тектонические брекчии и милониты; 4 — линия надвига. Слева — фрагмент нижней части останца.

Верхняя, доломитовая, пластина имеет размеры 200 × 300 м. Ее южный и северо-восточный фланги вскрыты канавами. Доломиты, по мере приближения к контакту, приобретают кластическую структуру и вишне-красный оттенок за счет ожелезнения. Отмечаются общее окремнение и кварц-кальцитовое прожилкование.

44. Мыс Соболева

На склоне байкальского берега в 400 м к западу от мыса Соболева ярко представлен один из клиппов Ангарского надвига. На юрских конгломератах залегает останец гранитоидов приморского комплекса (рис. 13). В плане он имеет овальную форму и диаметр около 20 м. Подошва клиппа вскрыта канавой, где отмечаются катаклазированные конгломераты, сильно выветрелые милониты, милонитизированные, катаклазированные гранитоиды.

45. Падь Сосновая

В 6,5 км от истока Ангары, на левом борту Иркутского водохранилища, ниже пади Сосновой, в береговых обрывах наблюдается надвиг архейских гнейсогранитов на осадочные породы юры. Гнейсовидность в кристаллических породах выражена отчетливо, с ней совпадает основная система трещин. Вниз по течению вскрываются:

	Мощность, м
1. Катаклазиты по гранитогнейсам и песчанникам	4,0
2. Милониты тонкоплитчатые, черные, углистые	0,5
3. Песчанники толстоплитчатые	1,5
4. Песчанники катаклазированные, щебнистые	4,0
5. Задерновано	4,0
6. Песчанники средне-грубозернистые, массивные, с детритом	2,0
7. Песчанники бурые, массивные	2,0
8. Конгломераты с маломощными (20—40 см) пластинами песчанников	10,0
9. Песчанники с прослоями аргиллитов	25,0
10. Конгломераты с тонкими прослоями песчанников	19,0
11. Песчанники, алевролиты	1,0

Ниже по течению — чередование пластов и пачек песчаников, алевритов, конгломератов.

46. Падь Подорвиха

Объект интересен чешуйчато-складчатым строением юрской толщи. На фоне общего пологого залегания пород по левобережью Ангары на протяжении 18 км от фронта Ангарского надвига почти через равные промежутки (около 6 км) имеются три чешуи, выраженные локальными участками напряженной складчатости с подворотами пластов. По простиранию пластины дешифрируются на космоснимках и контролируются “пятнами” пород шарыжалгайского комплекса и рифейских отложений среди поля юры.

Первая зона напряженной складчатости установлена в 6 км от фронта Ангарского надвига на левом борту водохранилища, в приустьевой части пади Подорвиха. Выход интенсивно дислоцированных пород прослеживается вдоль уреза воды на 500 м. Пласты песчаников и алевритов имеют крутое залегание, осложнены мелкими складками с опрокидыванием их осевых плоскостей к северу. Характерна система трещин, по сути представляющая эмбриональный кливаж, параллельный плоскости сместителя. За падью Ширшовка, по мере удаления от фронта чешуи, пласты выполаживаются на расстоянии 15 м.

ПРИОЛЬХОНЬЕ И О. ОЛЬХОН

Ольхон. Пологий маломорский берег
С причудливыми соснами на днах,
На чабреце настоен вольный ветер,
Поет о чем-то на ковыльных струнах.

Глядятся в воду мраморные скалы,
Оранжевым лишайником покрыты,
Ютятся в падах утлые кошары,
Бурханами и властью позабыты.

Другой же берег вздыбился щетиной
Лесных хребтов и острозубых скал,
Чьи дикие и гордые теснины
Отвесно обрываются в Байкал.

А он шумит, их непрестанно гложет,
Пещеры выбивая тут и там,
Как будто бы тоскует, что не может
Прибиться к маломорским берегам.

В. Макрыгина, геолог

В общей геолого-геоморфологической ситуации Байкала, несомненно, особое место принадлежит Приольхонью и о. Ольхон, откуда простирается вплоть до Ушканьих островов подводный Академический хребет, диагонально пересекающий котловину озера. Своеобразие полупустынно-степных неплененизированных ландшафтов, живописные бухты, утесы и скалы, особый микроклимат, придают исключительную притягательность этому участку природы Байкала.

С общегеологических позиций Приольхонье, включая прилежащую часть Приморского хребта, представляет собой краевую зону фундамента Сибирской платформы, состоящую из преобладающих гранитов-рапакиви приморского комплекса с фрагментами и ксенолитами архейских и раннепротерозойских осадочно-метаморфических пород и дайковых базитов, а также гетерогенный пояс складчатого обрамления из полиметаморфических пород с разновозрастными и разнообразными по составу магматическими телами. Особенность этой краевой зоны заключается в наличии здесь крупного линейного — Главного разлома Западного Прибайкалья — сложного построенной и долгоживущей (вплоть до современности) системы разнооб-

разных тектонитов — краевого шва платформы. Обновленная в кайнозой часть зоны этого разлома хорошо выражена в рельефе.

История накопления знаний и представлений о геологии Приольхонья насыщена многими неожиданными, порой взаимоисключающими концепциями, дискуссии по которым не утихли донныне. В конце XIX и начале XX веков определяющее значение имела общепринятая и всемирно известная идея “древнего темени Азии” Э. Зюсса, развиваемая основоположниками сибирской геологии И.Д. Черским и В.А. Обручевым. В ее базис положен архейский возраст толщ Приольхонья — по терминологии того времени “верхний ярус Лаврентьевской системы”. Представления о структуре этих толщ как серии простых крупных складок, образовавшихся к концу архея, и не нарушенных кембро-силлурийским складкообразованием, не подвергались пересмотру вплоть до последнего десятилетия, а дополнялись и детализировались. Оказались забытыми или вообще без внимания выводы Б.Н. Артемьева о палеозойском возрасте пород, основанные на неподтвержденных (и не проверенных!) донныне сообщениях А.В. Львова о находках органических остатков в мраморах мыса Улан-Нур в начале 30-х годов. Это вызвало появление термина “кристаллическая свита” для пород Приольхонья. Тогда он привел аргументы для выделения крупного сброса — известного ныне Приморского разлома. Позднее, в 1934 г., Л.Г. Котельников дал первые отрывочные описания приольхонских пород. В это же время А.С. Кульчицкий высказал мнение, что пласты архея не образуют ни отдельных крупных, ни мелких складок, а залегают в крыле огромной синклинали с осью, простирающейся вдоль берега Байкала. Е.В. Павловский, напротив, считал, что в районе Малого моря докембрийский комплекс образует крупную антиклиналь с аляскиотовыми (приморскими) гранитами в ее своде.

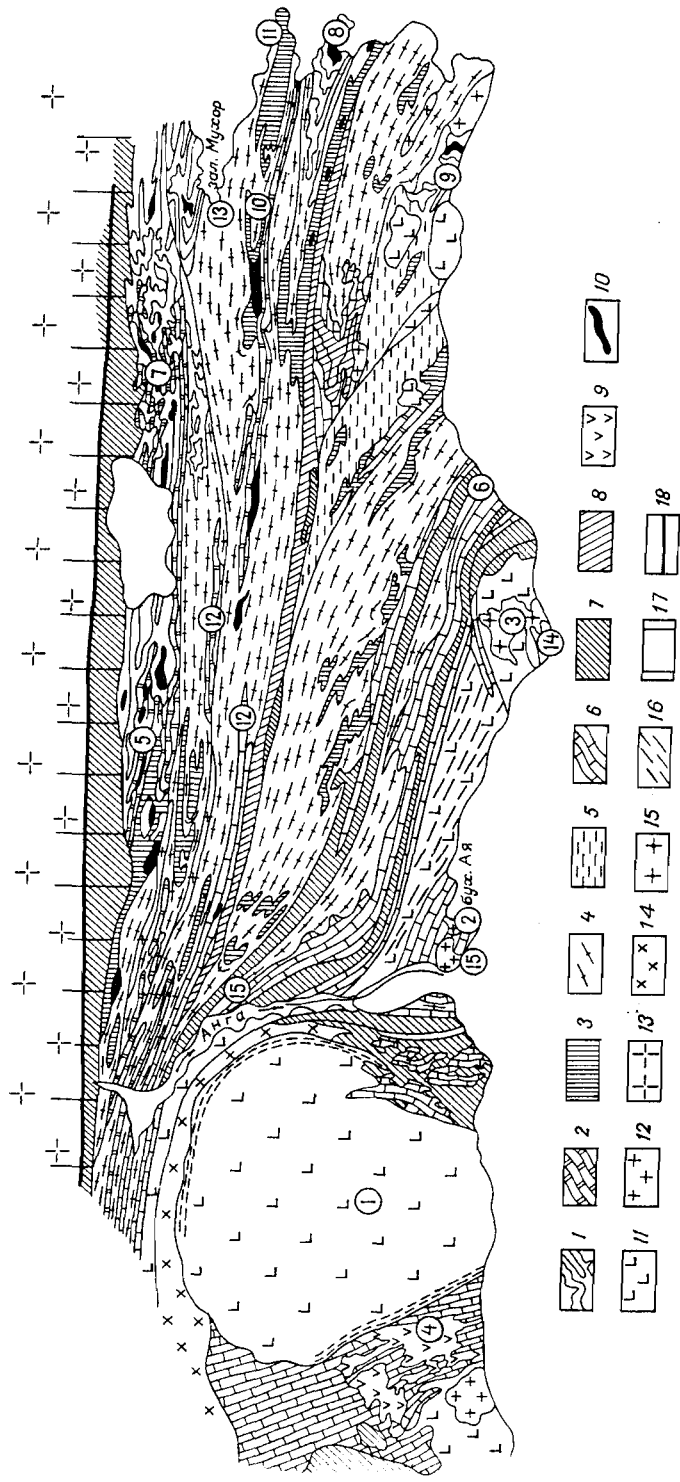
В 1953 г. С.В. Обручев с Д.А. Великославинским предложили новую геологическую модель Приольхонья, некоторые тезисы ее незаслуженно забыты, хотя применены и в современной схеме тектоники всего Прибайкалья: структура Приольхонья в целом представляет ряд изоклинальных складок или чешуй, опрокинутых на северо-запад. С.В. Обручев, по существу, явился первым, обратившим внимание на кайнозойскую активизацию зоны разлома.

Своеобразную тектоническую интерпретацию представил И.В. Шергин, наметив вдоль Приморского хребта две структуры — антиклиналь и синклинали на фоне крупной моноклинали. Что касается стратиграфических схем, то принципиально новых предложений у него не появилось, кроме дополнительного дробления разреза.

За более чем 10-летний период, вплоть до 1965 г., А.С. Еским разработана обновленная модель тектоники и стратиграфии Приольхонья. Возраст ольхонской толщи датирован археем, а среди особенностей ее внутренней структуры подчеркнуты следующие: условность оценки мощностей мраморов за счет их пластического перетекания, неопределенность роли пара- и ортопород в разрезе, в том числе вулканитов и туфов, а также процессов гранитизации. При этом приольхонский комплекс представлялся как система линейных складок, что позволило позднее дать совместно с Е.В. Павловским общую для Приольхонья и Ольхона геологическую схему (рис. 14, 15).

Отдельный вариант геологической интерпретации получен работами Н.А. Божко, Л.И. Деминой (1970—1975 гг.), когда все метаморфические толщи региона объединены в ольхонско-приморский комплекс раннепротерозойского возраста (?) с различными условиями метаморфизма.

В одной из последних коллективных работ сотрудников Института земной коры СО РАН принципиально важным и новым был вывод о сложных, полистадийных структурных соотношениях серий и, главное, о наложенности линейных структур северо-восточного простирания, несоответствии ориентировок первичных осадочно-вулканогенных напластований. Это заставляет усомниться в целесообразности составления “последних разрезов” и “стратиграфических колонок” для региона (рис. 16).



Новый вариант геологической интерпретации Приольхонья предложен в 1990 г. В.С. Федоровским. По его мнению, здесь сочетаются линейно-складчатые и купольные структуры. В первых представлена стратифицированная толща слюдяных гнейсов, орто- и параамфиболитов, метавулканитов различного состава с интрузивными, часто пластовыми габброидами, а во-вторых — биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотитовые пара- и ортогнейсы с горизонтами амфиболитов, мигматитов, гранитогнейсов. Все породы имеют архейский (по косвенным признакам — нижнепротерозойский) возраст.

Имеющиеся ныне геохронологические и геологические данные пока не обеспечивают согласованную схему, и остается надеяться, что это случится в недалеком будущем.

47. Бирхинский массив

Один из наиболее известных участков проявления дифференцированных габброидов, выходы которых прослеживаются вдоль побережья Байкала к юго-западу от устья р. Анги (см. рис. 14).

В плане тело имеет овально-изометричную форму с размерами 12 × 14 км. Соотношения габброидов с вмещающими породами (гнейсами, сланцами, амфиболитами и мраморами) весьма сложные. Контакты массива почти всюду тектонические, сопровождаемые интенсивными зонами дробления и катаклаза. Такие взаимоотношения просматриваются в правом борту долины р. Хайрюзовая. Здесь контакт имеет ступенчатое строение, а массив и вмещающие его толщи разбиты серией разноориентированных разрывов. Эти и другие факты дают основание считать, что Бирхинский массив находится во вторичном залегании и подвергся перемещению (и не единожды?) в вертикальном и, возможно, в горизонтальном направлениях. Своеобразное "облекание" этого массива гнейсами и сланцами ольхонской серии объясняется его динамическим воздействием на вмещающие породы с тектоническим расклиниванием. При этом признаков термального воздействия на ксенолиты не обнаружено: довольно крупное линзовидное тело неизмененных мраморов наблюдается в юго-восточной эндоконтактной части массива. Некоторые геологи отмечают, что с провесами кровли и ксенолитами вмещающих пород, где встречаются различные скарны и роговики, связаны метасоматические нефелиновые породы, близкие по составу к ийолитам.

Сложность внутреннего строения Бирхинского массива в значительной мере обусловлена внедрением многочисленных жил и даек гранитов, а также процессами гранитизации. Большая часть массива сложена габбро, габбро-норитами, реже оливиновыми габбро, крайне редко линзами пироксенитов. Частые зоны тектонических нарушений выполнены гранитным материалом. При этом, как правило, наблюдается постепенное осветление пород вблизи жил. Такие участки более всего подвергаются выветриванию и разрушению.

Рис. 14. Геологическая схема Приольхонья (по А.С. Ескину).

1—5 — ольхонская серия: 1 — мраморы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, плагиогнейсы и гранитогнейсы нерасчлененные, 2 — мраморы, 3 — амфиболиты, 4 — плагиогранито-гнейсы, 5 — мраморы, кварциты и гранитогнейсы нерасчлененные; 6—8 — ангинская серия: 6 — мраморы, 7 — амфиболиты, метаморфизованные базальты, 8 — мраморы, известково-силикатные сланцы — метаморфизованные известковые туфы и амфиболиты — метаморфизованные базальты нерасчлененные; 9 — цаган-забинская серия, слабо метаморфизованные андезитово-базальты, лавобрекчии и туфы; 10—15 — интрузивные и метасоматические образования: 10 — метаультрабазиты и metabазиты, ультрабазиты, 11 — габброиды, 12 — палеозойские граниты, 13 — граниты рапакиви приморского комплекса раннепротерозойские, 14 — микроклиновые метасоматиты, 15 — нефелиновые сиениты; 16 — зоны расщелачивания в габброидах; 17 — диафориты зоны Главного разлома; 18 — Приморский разлом. Цифры в кружках — геологические объекты: 1 — Бирхинский массив, 2 — бух. Ая, 3 — Тажеранский массив, 4 — ур. Цаган-Заба, 5 — ур. Улан-Харгана, 6 — ур. Улан-Орсо, 7 — ур. Черноруд, 8 — п-ов Крест, 9 — Будохтинский и 10 — Таготский участки, 11 — бух. Улан-Хада, 12 — Тажеранские озера, 13 — гидралакколит зал. Мухор, 14 — м. Уланнур, 15 — ангинский разрез.

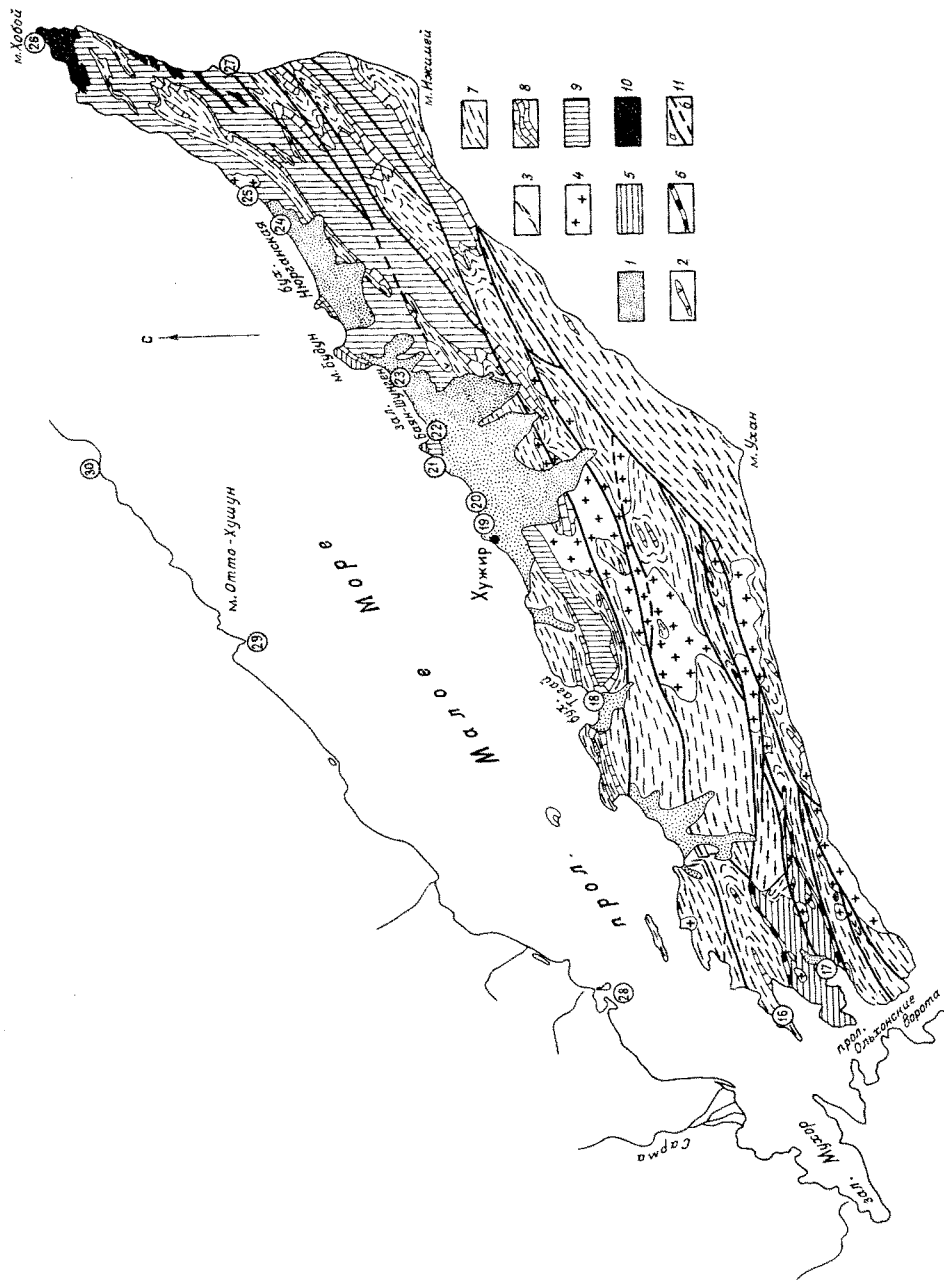


Рис. 15. Геологическая схема о. Ольхон (по Е.В. Павловскому и А.С. Ескину).

1 — третичные и четвертичные отложения, коры выветривания; 2 — ультраосновные и основные породы; 3 — дайки гранитоидов; 4 — гранитоиды (шаранурский комплекс); 5 — 10 — ольхонская серия: 5 — мраморы, амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы, гранитоиды нерасчлененные; 6 — горизонт мраморов; 7 — гранитоиднейсы, граниты с реликтами амфиболитов и биотит-гранатовых плагиогнейсов; 8 — мраморы; 9 — гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 — гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, гранатом, пироксеном, графитом; 11 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б). Цифры в кружках — геологические объекты: 16 — м. Кобьяль Голова, 17 — бух. Загли, 18 — бух. Тагай, 19 — м. Бурхан, 20 — Харанцинские стоянки, 21 — бух. Сарайская, 22 — бух. Харалдай, 23 — зал. Баян-Шунген, 24 — бух. Нюрганская, 25 — м. Саса, 26 — м. Хобой, 27 — падь Ауур, 28 — м. Хадарта — о. Баракчин, 29 — м. Отто-Хушун, 30 — зундукский разрез.



Рис. 16. Тектонический меланж из мраморов и метагабброидов, мыс Шунтэ-левый (фото В. Белевича).

Останцы выветривания габброидов, имеющие округлую копновидную или стогообразную форму, распространены на всей площади массива. Их нередко можно встретить и по распадкам.

Вблизи Бирхинского массива, в 1,5 км к юго-западу, находится Крестовский массив, который более гранитизирован: его породы превращены в гранитогнейсы, близкие по составу к гранитам. Мелкие тела габброидов обнажены по побережью Байкала от устья р. Анга до пролива Ольхонские Ворота. Их состав довольно однообразен — это преимущественно мезократовые габброиды, зачастую гранитизированные.

48. Бухта Ая

Это одно из живописнейших мест Приольхонья (рис. 17). В ее северо-восточной части, на скальной поверхности, частично вырезаны, а также нарисованы краской изображения зверей, рыб, фигуры людей. По мнению академика А.П. Окладникова, изучавшего писаницы, их можно датировать эпохой бронзы и раннего железа. В устье р. Анга в 1977 г. раскопан могильник этого времени.

В окрестностях бухты, на вершине горы Тондра, выходят лейкократовые микроклин-плагноклазовые граниты (рис. 18). Здесь отчетливо проявлена гнейсовидность. Из темноцветов встречается биотит в ассоциации с гранатом, повсеместно присутствует мелкочешуйчатый мусковит бледно-зеленого цвета. Реже отмечаются гранат-мусковит-хлоритовые и гранат-мусковитовые агрегаты. В 50 м к востоку от вершины можно наблюдать гнезда микроклинсодержащих альбитов, жилы аплитов и редкие обособления мелкозернистых пегматитов. На вершине горы Ая обнажаются пегматитовые амёбовидные тела. Хорошо видны детали стросния жил в вертикальном (северный обрыв скалы) и в горизонтальном (в подножии скалы) сечениях. Пегматитовые тела залегают среди лейкократовых гранитов. Внутренние участки тел сложены пегматитами апографической и блоковой структур.

Состав пегматитов в жилах варьирует довольно значительно. Так, в теле у подножия скалы содержания калишпата изменяются от контакта к

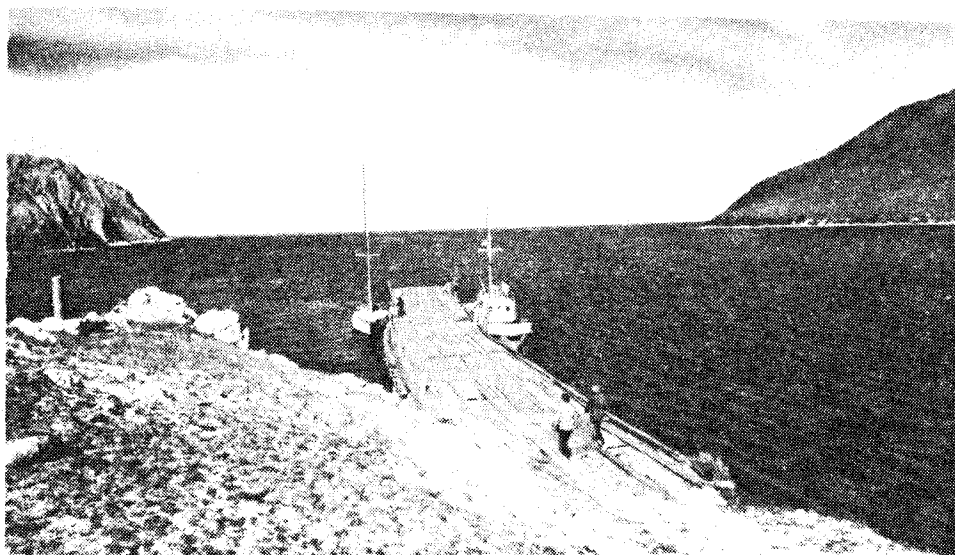


Рис. 17. Бухта Ая — одно из живописнейших мест на Байкале (фото В. Белевича).

центру от 35 до 45 %, кварца — от 30 до 35 %. Количества плагиоклаза, биотита и мусковита, наоборот, сокращаются. В аксессуориях присутствуют гранат, турмалин, флюорит.

Хотя пегматитовые выделения в массиве часты, однако амазонитовые разновидности встречаются только на вершине. Единичные кристаллы бледно-зеленого микроклина отмечаются непосредственно в гранитах и в многочисленных мелкозернистых пегматитовых телах на северо-восточном склоне горы.

49. Тажеранский массив

Тажеранский щелочной массив является одним из интереснейших геологических объектов на Байкале, получивших широкую известность благодаря своим уникальным минеральным ассоциациям. Здесь на площади всего в 1 км² установлено около 150 минералов и список их продолжает пополняться. Помимо двух новых минералов — тажеранита и азопронита — найдены такие редкие минералы, как кирштейнит, титанолюдвицит, кандилит, окерманит, кальсилит, гейкилит, булфонтейнит, харкерит, джерфшерит, троилит, пироксмангит, вюстит, маргарит и многие другие. Любителей камня массив привлекает и обилием цветных разновидностей обычных минералов: голубой диопсид, ярко-розовый клиноцоизит, фиолетовый скаполит, синий и малиновый корунд, амазонит, голубой кальцит, шпинели — черная, зеленая, желтая, лиловая, синяя, красная, бесцветная. Особенно интересны минералы для микроколлекций: кальцитрит, рутил, перовскит, тажеранит, циркон, бадделеит и другие, хотя встречаются и хорошо ограненные макрокристаллы.

Массив расположен на берегу Байкала, в 11 км к северо-востоку от бухты Ая, и залегает среди пород ольхонской серии докембрия. Возраст самого массива, вероятно, среднепалеозойский — 300—400 млн лет. В целом он гетерогенный, сложенный габброидами, щелочными и нефелиновыми сиенитами и телами гранитных пегматитов. Относительно большие поля представлены роговиками габбрового состава и бруситовыми мраморами. Массив в плане имеет округлую форму с диаметром около 4 км, но часть его опущена по разлому на дно Байкала.

История становления Тажеранского массива такова. В верхнем протерозое в сланцево-карбонатную толщу, метаморфизованную в условиях ам-

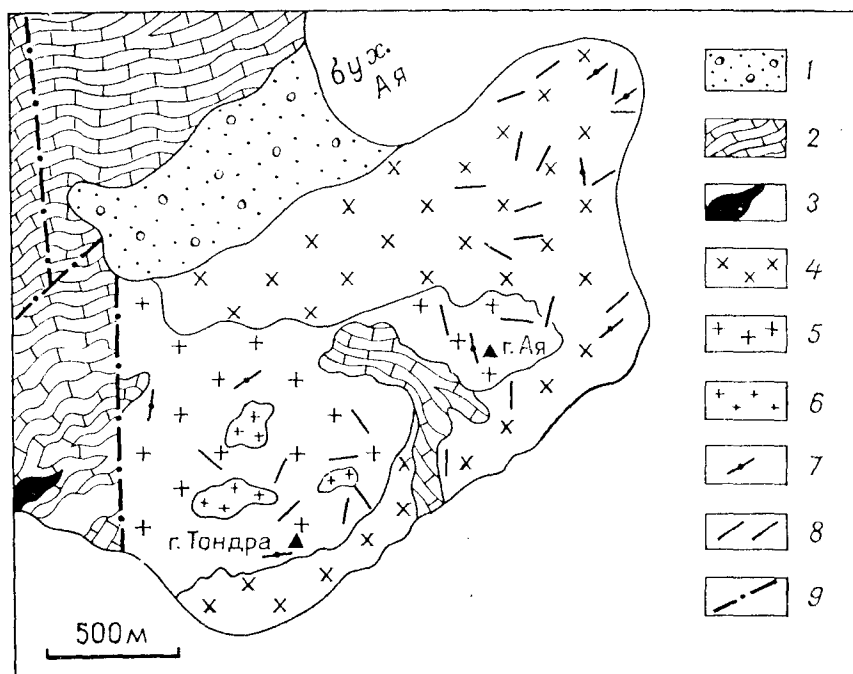


Рис. 18. Геологическая схема окрестностей бухты Ая (по А.Н. Иванову).
 1 — рыхлые осадки; 2 — мраморы кальцитовые и доломит-кальцитовые; 3 — роговообманковые сланцы; 4 — граниты биотитовые; 5 — граниты лейкократовые; 6 — граниты альбитовые; 7 — кварцевые жилы; 8 — пегматитовые жилы; 9 — разломы.

фибrolитовой и гранулитовой фаций, внедрились габброиды, создавшие куполовидную структуру. В палеозое, после значительной эрозии участка, в нее интродировали двухфазные щелочные и нефелиновые сиениты, кристаллизовавшиеся в малоглубинных (не более 3 км) условиях. Вскоре по трещинам интродировали многочисленные жилы кварцитных пегматитов, завершивших формирование массива. Щелочная магма оказала сильное термальное и метасоматическое воздействие на вмещающие карбонатно-сланцевые породы. В результате были образованы сложные колонки магнезиальных и известковых скарнов магматической и послемагматической стадий по карбонатным породам, роговики и метасоматиты — по силикатным. Они и представляют наибольший интерес для специалистов, а также для всех любителей камня, так как в них-то и заключены почти все редкие и новые минералы.

Габброиды Тажерана довольно разнообразны — среди них встречаются оливиновое габбро, габбронориты, рудные пироксениты, диориты. Структура варьирует от типичной трахитоидной до гнейсовидной. В их сложении принимают участие плагиоклазы, авгит, бронзит, бурая роговая обманка, форстерит, титаномагнетит, а также примеси биотита, титана, апатита, шпинели, кальцита. Титаномагнетит и апатит иногда приобретают значение главных породообразующих минералов. Характерно, что на контакте с габброидами сланцы не превращаются в роговики, а габброизируются.

Щелочные и нефелиновые сиениты — это трахитоидные среднекристаллические породы, сложенные тремя главными минералами — калинатровым полевым шпатом, эгирин-авгитом и нефелином. При различного рода изменениях в них, появляются биотит, гастингсит, микроклин, альбит, канкринит, цеолиты. Из аксессуаров обычны апатит, титанит, магнетит, циркон, кальцит. Отмечаются нефелинсиенитовые пегматиты с прекрасными кристаллами циркона (до 1,5 см), золотисто-желтого титанита (0,5—1 см) и магнетита (1—5 см). В них же встречаются крупные и красивые

кристаллы нефелина, иризирующего полевого шпата и эгирин-авгита, представляющие коллекционный интерес.

Гранитные пегматиты образуют протяженные (до 1 км) жилы и крупные тела. Особенно интересны тела амазонитовых пегматитов с разнообразной минерализацией, причем многие минералы привлекательны для коллекционеров: амазонит, спессартин, шерл, мусковит, титанит, аксинит, ортит, циртолит, менделеевит, берилл, фергюсонит, висмутин, корунд и др. Встречаются также графические разновидности (свейский камень) пегматитов — прекрасный поделочный материал.

Среди вмещающих силикатных пород есть несколько интересных типов, затронутых воздействием щелочной интрузии.

Роговики габбрового состава образованы за счет сланцев при их термальном малоглубинном преобразовании. Плагноклаз в них структурно неупорядочен в отличие от плагноклаза габбро и более основной — битовнит, анортит. Оливин железистый, кристаллизовался он позже других минералов, тогда как в габбро является ранним.

Титанферрофассаитовые породы — черные, как вороново крыло, оригинальные породы, образованные по роговикам габбрового состава в контакте последних с магнезиальными мраморами. В роговики привнесено немного кальция и магния, а все минералы преобразованы в один пироксен — титан-феррофассаит. Иногда этот пироксен имеет меньшую железистость и обладает яркой малиновой окраской. В этом случае он содержит до 20 % полуторных окислов титана.

Кварц-кальцит-диопсид-волластонитовые породы образуют пласты среди вмещающих сланцев и гнейсов. Присутствие в этих породах волластонита послужило основанием для его поисков в аналогичных породах Слюдянки, которые успешно осуществил В.Н. Вишняков.

Гондиты и породы гондитовой формации выявлены недавно А.А. Коневой. Оказалось, что пласты этих обогащенных марганцем пород обрамляют массив с юго-запада и содержатся в виде провесов его кровли. В составе этой формации отсечаются пласты из пироксмангита, кордиеритовые и силлиманитовые сланцы, породы, обогащенные турмалином, апатитом, графитом, даннеморитом, спессартином, кварцем, рутилом, сульфидами. Характерно развитие черных гипергенных минералов марганца типа тодоркита, виноградовита и др., минералов типа гетита, ярозита, натроярозита, гипса, опала, аллофана и других как продуктов выветривания сульфидов. Наличие вюстита (иоцита), графита и сульфидов свидетельствует о весьма восстановительных условиях формирования формации.

В этих же породах местами наблюдается обогащение ванадием и хромом, что ведет к появлению пикотита, уваровита, хром-диопсида, хром-шпинели, малинового корунда, фуксита и др. В 17 км северо-восточнее Тажерана обнаружены пласты кварцитов, богатых хромом и ванадием, и кальцифиров с разнообразнейшими редкими и новыми минералами этих элементов. Не исключено, что они будут выявлены также на Тажеранском массиве.

Максимальное разнообразие в петрографию и минералогию массива вносят породы, возникшие при реакции щелочных расплавов и их растворов с доломитами. Доломиты полностью превращены в апопериклазовые бруситовые мраморы, т.е. доломит в них под влиянием щелочной интрузии распался вначале на кальцит и периклаз, а позже периклаз был гидратирован и полностью превращен в брусит со своеобразным луковичным строением. При этом в породу привнесено до 10 % воды, а объем ее увеличился на 18 %. В Канаде такие породы используются в промышленности для извлечения магния и других полезных компонентов. Они могли бы служить и в качестве поделочного камня, так как довольно прочны и после полировки имеют оригинальный рисунок. Это довольно редкие образования, интересные для коллекций.

В пределах Тажеранского массива наблюдаются два морфологических типа магнезиальных скарнов: контактовый и жильный, трубообразный.

Первый развит вдоль контактов щелочных и нефелиновых сиенитов с бруситовыми мраморами в виде зональных кайм различной мощности. Второй представлен жилами или трубообразными телами среди бруситовых мраморов, далеко отстоящих от контактов с магматическими породами. Мощность жильных тел варьирует от 0,5 до 50 см, а диаметр “труб” — от 20 см до 1,5 м при протяженности в десятки метров. Эти тела возникли над вертикальными силлами или “языками” нефелин-сиенитовых тел, которые обеспечили большой поток сквозьмагматических растворов. В тыловых частях они смыкаются с обычными контактными скарнами. Контактные скарны в основном представлены колонкой из двух зон — шпинель-фассаитовых и шпинель-форстеритовых скарнов. Мощности обеих зон варьируют от первых сантиметров до 1 м. Особенно они возрастают над апикальными частями тел сиенитов и нефелиновых сиенитов и уменьшаются в вертикальных контактах. Внешне скарны довольно разнообразны: от мелкозернистых до крупнокристаллических; окраска их также варьирует: шпинель-фассаитовые скарны чаще бывают бутылочно-зелеными, иногда черными, коричневыми, а шпинель-форстеритовые обычно желтые из-за выветривания серпентина. Иногда эти скарны имеют полосчато-ритмическое, “бурундучное” сложение вследствие чередования слоев кальцита и форстерита со шпинелью.

Некоторые из этих скарнов имеют наложенную перовскитовую и кальциртитовую минерализацию. Перовскиты размером до 1,5 см кубической и октаэдрической форм отмечались в ряде участков, но сейчас они редки. Замечательные кристаллы кальциртита размером до 1—2 мм установлены в шпинель-форстеритовых скарнах совместно с редким минералом — кандилитом или магнезиальной ульвошпинелью. Отмечаются также крупные (до 1 см), хорошо ограненные кристаллы фассаита, форстерита и шпинели — плеонаста. Однако и мелкие кристаллы шпинелей, перовскита, кальциртита представляют собой великолепное зрелище под бинокулой, поэтому они интересны для микроколлекций.

В жильных и трубообразных телах типы скарнов другие. В них колонки растянуты по вертикали и проследить их можно в поперечном сечении. В целом от тыловой зоны к внешней сменяются скарны диопсидовые, акерманитовые, монтичеллитовые, форстеритовые, гумит-клиногумитовые. Нередко встречаются промежуточные типы, например диопсид-монтичеллитовые, диопсид-форстеритовые, акерманит-монтичеллитовые, форстерит-клиногумитовые. Жильные и трубообразные тела скарнов отличаются от контактовых гораздо меньшей железистостью минералов и меньшей общей глиноземистостью, так как железо и глинозем были относительно малоподвижными компонентами. Пироксен в жилах представлен не глиноземистым фассаитом, а диопсидом, шпинель в них безжелезистая, но титанистая.

В наложенной минерализации наиболее интересны шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. В них развиты аксессуарные минералы титана и циркония — тажеранит, кальциртит, гейкилит, бадделеит, а также бораты — азопроит и титанолюдовигит. Цвет шпинели густо-лиловый, obligatory титану, и нередко эта окраска присуща самому скарну. Диопсидовые скарны иногда имеют яркую небесно-голубую окраску, поэтому интересны для коллекционеров. В них развит редкий минерал — вилькеит.

Акерманит-, диопсид-монтичеллитовые и монтичеллитовые скарны, безусловно, довольно редкие образования и свидетельствуют о малой глубине формирования массива. В диопсид-монтичеллитовых скарнах установлены прожилки булфонтейнита, также весьма малоглубинного минерала. На эти магнезиальные скарны накладываются сравнительно более низкотемпературные скарны и метасоматиты — известковые и магнезиальные, а также борная минерализация. Из известковых скарнов отметим андрадитовые, паргаситовые и клинтонаитовые (ксантофиллитовые) скарны, а из магнезиальных — кальцит-флогопитовые породы. Часть этих скарнов формировалась в позднемагматическую стадию, а часть — в послемагматическую.

Интересная особенность Тажеранского массива и его скарнов — своеобразное проявление щелочной стадии, наложенной как на силикатные породы, так и на многие скарны магматической стадии. Она проявлялась в виде нефелинизации, а иногда кальсилитизации. В связи с этим на Тажеране широко проявлены экзоконтактовые нефелин-пироксеновые породы, которые не следует путать с эндоконтактовыми ийолилит-уртитам, возникшими при реакции фойяитовой магмы с доломитами. Они также широко развиты на Тажеране. Гораздо более редки нефелин-оливиновые породы, образованные по шпинель-форстеритовым скарнам. Шпинель и кальцит в них замещены нефелином, а форстерит стал более железистым. Это также уникальные породы, неизвестные в других местах.

Приведем краткую характеристику некоторых минеральных ассоциаций, наложенных на скарны и метасоматиты.

Т и т а н - ц и р к о н и е в а я м и н е р а л и з а ц и я. Повышенный потенциал титана в породах массива очевиден: помимо аксессуаров его содержат многие порообразующие минералы — титан-авгит и титан-феррофассаит, керсутит, ильменит, титаномагнетит, титанистая шпинель, титанит и др. Цирконий, очевидно, в щелочном расплаве также был в повышенных количествах.

Рутил развит в основном во вмещающих кварцитах, сланцах и метасоматитах. Например, в фиолетовых глауколитовых породах наблюдается 1—3 % рубиново-красного рутила. Иногда он имеет хорошую огранку, прозрачен и выглядит настоящим драгоценным камнем, но размер кристаллов не превышает 1,5 мм, это материал для микроколлекций. Цвет рутила варьирует от черного, непрозрачного, до фиолетового, красного, оранжевого. Форма кристаллов также разнообразна.

Перовскит — один из широко распространенных минералов Тажерана. В скарнах еще можно найти прекрасные кристаллы кубического и октаэдрического габитуса, но размерами не более 5 мм. Изредка наблюдаются прозрачные серые и красные кристаллы перовскита, но очень мелкие.

Гейкилит — титанат магния — развит в шпинель-форстеритовых скарнах, особенно жильных, лилового цвета. Иногда он образует кристаллы до 10 мм, но скелетные. Цвет его черный, вишневым, красный, в шлифе — рубиново-красный.

Кандилит — продукт распада магнезиоферрита, обнаружен недавно. По существу, это вторая находка в мире, а впервые кандилит описан в скарнах Ирака.

Тажеранит — новый минерал, названный в честь тажеранских степей. Это оксид кальция, титана и циркония, близкий по составу кальцириту, но имеющий кубическую сингонию. По сути, это естественный аналог фанита — драгоценного камня, синтезированного на основе двуокиси циркония. При этом тажеранит найден раньше, чем был создан фанит. Минерал довольно широко распространен в аксессуарной примеси шпинель-форстеритовых кальцифиров, образуя округлые зерна и изометричные кристаллы размером от 0,1 до 1, редко 1,5 мм в диаметре. Цвет оранжевый, редко красный, блеск алмазный, жирный. Твердость около 7. Одна из интересных особенностей минерала — наличие вакансий в его кислородной упаковке: 7 ионов кислорода распределены статистически в 8 положениях, имеющих в структуре типа флюорита, которая характерна для тажеранита. Титан в нем оказывается не четырех-, а трехвалентный, что доказано экспериментально. Тажеранит — прекрасный экспонат для микроколлекций.

Кальцириту — сравнительно редкий минерал, характерный для карбонатитов. На Тажеране он развит в шпинель-форстеритовых скарнах и кальцифирах, образуя изометричные, округлые кристаллы до 2 мм в диаметре, красновато-коричневые, полупрозрачные, иногда серые с зеленоватым оттенком. Блеск очень сильный, алмазный. Наблюдаются случаи образования кальцирита тажеранитом. Характерны двойники. Также интересный минерал для коллекционеров.

Бадделеит — моноклинная двуокись циркония, развит в виде мелких пластинчатых кристаллов (0,1—1 мм). Часты двойники, цвет коричневый.

Отмечались его сростки с кальцитом и наросты на нем тажеранита. Минерал, конечно, очень редкий, характерный для карбонатитов и других ассоциаций, бедных кремнеземом и богатым цирконием.

Циркон — один из довольно широко распространенных минералов на Тажеранском массиве. Его форма, цвет, размеры весьма разнообразны. Особенно эффектны идиоморфные короткопризматические кристаллы коричневатого цвета в нефелин-сиенитовых пегматитах размером до $10 \times 10 \times 15$ мм. Они украсят любую коллекцию. Похожие цирконы отмечаются и в гранитных пегматитах. В метасоматитах рядом с нефелиновыми сиенитами наблюдались длиннопризматические бесцветные кристаллы циркона. В шлихах этот минерал намного более разнообразен.

В амазонитовых пегматитах встречаются крупные обособления коричневого метамиктного малакона.

Б о р н а я м и н е р а л и з а ц и я. Среди борных минералов на Тажеране известны азопроит, титанолюдвигит, харкерит, ссайбелиит (?), аксинит и турмалины. Все эти минералы, за исключением турмалинов, характерны для скарновой формации. Турмалины же широко развиты в гранитных пегматитах и в кварцитах гондитовой формации, где коричневый турмалин иногда является породообразующим. К сожалению, они практически еще не изучены.

Наиболее интересны, естественно, новые минералы — азопроит и титанолюдвигит, относящиеся к группе людвигита. Они образуют черные блестящие призматические кристаллы размером от 0,1 мм до 10 см по длинной оси. Количество их также варьирует от единичных зерен до 70 % объема породы, так что мы имеем дело с особыми скарнами. По титанолюдвигиту развиты гидроокислы железа и изредка минерал типа ссайбелиита, который, однако, точно не диагностирован. В целом азопроит и титанолюдвигит характерны для поздних стадий магнезиального скарнообразования.

Харкерит — сложный алюмосиликат — карбонатоборат кальция, магния, характерен уже для известковых скарнов и, очевидно, образовался позднее азопроита и титанолюдвигита. Он ассоциирует с монтичеллитом, фассаитом, так что мы имеем дело с особыми скарнами. Иногда образует прекрасные октаэдры белого цвета размером до 1 см, правда, уже замещенные агрегатом кальцита и хлорита. В отдельных случаях сохранился незамещенным и тогда в шлифе представляется прозрачным изотропным.

Аксинит отмечен в экзоконтакте гранитного пегматита, в скарне. Минерал сиреневого цвета, образует агрегат зерен размером в несколько сантиметров. Очень редок.

С у л ф и д н а я (н и з к о т е м п е р а т у р н а я) м и н е р а л и з а ц и я. Хотя сульфиды на Тажеране специально не изучались, здесь установлено уже 10 видов: пирротин, троилит, пирит, джерфишерит, пентландит, халькопирит, борнит, леллингит, арсенипирит и теннантит. В основном — это мелкая акцессорная вкрапленность в различных породах. В некоторых роговиках, скарнах, кварцитах наблюдаются и значительные скопления пирротина и пирита.

Отметим джерфишерит — сульфид калия и железа, находка которого здесь была третьей в земных условиях и первой в скарнах. Он развит в гранат-воластонит-мелилитовых породах совместно с троилитом, также впервые отмеченным в скарновых породах. Оба минерала ранее считались исключительно метеоритными.

Леллингит и арсенипирит находятся в некоторых титан-фассаитовых скарнах совместно с другими сульфидами, а теннантит найден в кварцитах и силлиманитовых сланцах. В целом наличие разнообразной сульфидной минерализации, в основном наложенной на главные парагенезисы, свидетельствует о восстановительных условиях формирования пород на заключительных стадиях.

Г и д р о т е р м а л ь н а я м и н е р а л и з а ц и я. При постепенном охлаждении массива, естественно, происходила и низкотемпературная гидротермальная деятельность с образованием соответствующих минералов.

В частности, этим процессам обязаны цеолиты. Среди них определены натролит и томпсонит, стильбит, шабазит, морденит, анальцит, развитые в прожилках и сегрегациях в щелочных породах и скарнах. В это же время брусит и ферробрусит замещали периклаз, а девейлит и серпентины — форстерит, ссайбелиит (?) развивался по титанолюдвигиту, гидромелилит — по мелилиту. Кристаллизовались также хлориты, в частности диабантит, а также актинолит, пренит, графит, доломит, кальцит, серицит. Такие минералы, как пренит, брусит, диабантит, натролит и томпсонит, представляют интерес как коллекционный материал.

Гипергенная минерализация на массиве проявлена широко и отражает наличие мел-палеогеновой коры выветривания. Гипергенез сульфидов привел к образованию гетита, ярозита, натроярозита, гипса, опала. По марганцевым силикатам развиваются тодорокит, виноградит (?), пиролюзит и другие окислы. Трещины в магнезиальных скарнах обычно заполнены белоснежным агрегатом или порошком — это гидромагнезит. К гипергенной стадии следует отнести и образование халцедона, некоторых кальцитов, арагонита, вермикулита и монтмориллонита, аллофана, гематита. Влияние процессов гипергенеза необходимо учитывать при изучении и более ранних фаз минералообразования.

Знакомство с массивом целесообразно начать с его центра — горы Мраморной (350 м над уровнем Байкала), откуда открывается общий вид на окрестности.

На обнаженном склоне горы видна реакционная кайма черных титан-феррофассаитовых пород мощностью до 5 м и протяженностью до 400 м, развитая между магнезиальными мраморами и роговиками габбрового состава.

Пироксен в титан-феррофассаитовых породах содержит до 9 % глинозема и до 3 % двуокиси титана. Роговик, сложенный авгитом, бронзитом, оливином, амфиболом, лабрадором и рудным минералом, замещается, по существу, мономинеральной породой из титан-феррофассаита. Кое-где эти оригинальные метасоматиты замещаются нефелином с образованием нефелин-пироксеновых пород. В целом все эти процессы исключительно интересны для специалистов-петрологов.

В мраморах видна масса остроугольных ксенолитов различных пород, преимущественно скарнов, что указывает на реоморфическую подвижность нагретых мраморов, оказавшихся внутри щелочно-сиенитовой магмы.

В 800 м от горы Мраморной на невысоком холме в провесе кровли среди щелочных сиенитов обнажаются гранат-воластонит-мелилитовые скарны, контактирующие с роговиками близкого состава, но содержащие полевой шпат. В скарнах присутствуют такие редкие минералы, как куспидин, кальсилит, джерфшерит, троилит, кирштейнит, перовскит и др. Предполагается, что эти породы возникли за счет метаморфизма мергелистых пород на магматической стадии, а позднее испытали метасоматические преобразования.

Среди скарнов видны дайкоподобные образования черных, массивных, иногда порфириковых пород, которые возникли, на наш взгляд, за счет прослоев сланцев. Они сложены андезином, баркевикитом, керсутитом, гортонолитом, калинатровым полевым шпатом, нефелином, диопсидом.

У дороги, ведущей к берегу в падь Улан-Нур, в 1 км от описанной точки канавой вскрыты хромистые скарны и кальцифиры среди бруситовых мраморов и сланцев, заключенные в щелочных сиенитах. Участками эти скарны нефелинизированы и содержат красную хромистую шпинель, зеленый хром-диопсид, ванадийсодержащий титанит, перовскит (иногда в крупных правильных кристаллах), титанистую шпинель, зеленый апатит, ярко-голубой кальцит, флогопит, октаэдр-псевдоморфозы по харкериту. К сожалению, многие минералы выбраны и необходимо дальнейшее углубление канавы.

В 0,5 км от предыдущей, в узком ложке между крутым спуском к Байкалу, обнажается ряд линз и силлов типичных трахитоидных эгирин-авгитовых фойяитов, залегающих среди бруситовых мраморов. Вокруг них

видны каймы магнезиальных скарнов. Внутри мраморов наблюдаются жилы шпинель-форстеритовых и диопсидовых скарнов. В обнажении можно проследить постепенный переход фойяитов в нефелин-сиенитовые гнейсы под влиянием близкого тектонического контакта. При этом калинатровый полевой шпат фойяитов распадается на альбит и микроклин, а пироксен замещается биотитом.

Слева от дороги, в 100 м от карьера с амазонитовыми пегматитами, канавой вскрыто небольшое тело плотных белых диопсид-монтичеллитовых пород, внутри которых наблюдаются зоны голубых диопсидов. Отмечается небольшая примесь волластонита, куспидина. Видны розоватые прожилки редчайшего минерала — бульфонтейнита. Эти скарны пересекаются щелочными сиенитами и на контакте по ним развиваются андрадит-салитовые скарны желтого цвета, а также зеленые салит-оливиновые породы.

В 100 м выше амазонитового карьера вскрыто зональное линзообразное тело скарнов среди бруситовых мраморов. Центральная часть тела сложена акерманит-монтичеллитовыми скарнами. В них присутствуют также куспидин, волластонит, вилькеит и диопсид. Цвет скарна белый. Вокруг центральной зоны развиты монтичеллитовые скарны желтого цвета. Внешняя зона — форстеритовые кальцифиры, примыкающие к бруситовым мраморам. Рядом со скарновым телом имеется будинированная линза керсутитовых диоритоподобных пород, окруженная каймами диффузионных скарнов.

Вблизи карьера амазонитовых пегматитов, в 60 м к северо-западу, канавой вскрыты шпинель-форстеритовые скарны в кальцитовых жилах, среди которых имеются титанолюдовигит и азопроит. Мощность жил и прослоев до 5—15 см. Титанолюдовигит образует черные кристаллы длиной до 10 см, иногда замещаясь бурыми окислами железа.

Рядом находится интересное проявление корунда в десилицированных пегматитах и в биотит-мусковитовых и мусковитовых гнейсовидных породах. Содержание корунда достигает 30 %, а размер кристаллов в поперечнике — от 1 мм до 6 см. Цвет их изменяется от белого, серого до темно-коричневого, почти черного и синего. Имеются прекрасные коллекционные образцы. Изредка встречаются и околоскарновые розовые клиноцоизитовые породы, а также гнейсы с маргаритом. Аналогичная ситуация наблюдается и около глубоких шурфов-карьеров, пройденных при разведке мусковита.

Добавим, что на Тажеране имеются и другие типы проявлений корунда, например малиновые прозрачные разновидности в силлиманитовых кварцитах, ярко-синие — в везувиановых скарнах и черные — в метаморфизованных древних корах выветривания.

В карьере, вскрывшем крупное тело амазонитовых пегматитов, секущих щелочные сиениты и скарны, кроме амазонита можно увидеть неплохие кристаллы турмалина, граната, ортита, титанита, циркона, менделеевита, берилла. Правда, многие из них уже стали редкими, и необходимы новые раскопки.

В пределах массива есть и другие крупные карьеры, которые служили для добычи сырья Хайтинскому фарфоровому заводу, но после обнаружения уран- и торийсодержащих минералов они были заброшены. В некоторых кварцевых телах, вскрытых канавами, известен интересный розовый прозрачный кварц.

В линзовидном теле фойяитов среди бруситовых мраморов у края крутого склона за эндоконтактной зоной ийолитов развита зона в 1—2 м крупнокристаллических шпинель-форстеритовых скарнов. Скарны и фойяиты рассеяны жилами кальцит-флогопитовых пород и прожилками натролит-томпсонитового состава. В шпинель-форстеритовых скарнах наблюдаются зоны с наложенным перовскитом. Ранее здесь было обилие крупных кубических кристаллов этого минерала размерами до 1,5 см, но ныне встречаются лишь мелкие или неправильные зерна. К этим зонам приурочены минерализация кальциртита, а также магнезиоферрит с фазой магнезиальной ульвошпинели типа кандилита.

Вблизи этой точки есть и другие интересные объекты. В экзоконтакте некоторых тел нефелиновых сиенитов развиты сиреневые, ярко-малиновые, титан-фассаитовые скарны. Пироксен в них содержит трехвалентный титан, что свидетельствует о восстановительных условиях скарнообразования. В скарнах содержится до 5 % пирротина. В нескольких метрах ниже по гребню развиты фиолетово-синие глауколитовые гнейсы с обильным красным рутилом. На склоне в 50 м к пади Улан-Нур около небольшой копи развиты нефелин-сиенитовые пегматиты с крупными кристаллами циркона, титаномагнетита и титанита.

В береговом обрыве, рядом с песчаным пляжем пади Улан-Нур, виден вертикальный разрез одного из трубообразных тел скарнов среди бруситовых мраморов, в свою очередь являющихся ксенолитом среди щелочных сиенитов. Центральная зона сложена белыми диопсидовыми скарнами, которые сменяются коричневыми монтичеллитовыми скарнами. Последние обрамляются узкими каймами форстеритовых и гумит-клиногумитовых кальцифиров. В тыловой части тела видны зоны шпинель-фассаитовых скарнов, подвергшихся нефелинизации и паргаситизации. Создается впечатление, что ниже должна находиться апикальная часть тела фойяитов. Интересно, что верхняя часть скарнового тела срезана щелочными сиенитами и диопсидовые скарны под их воздействием становятся более железистыми, салитовыми, темно-зеленого цвета.

Подход к обнажению по суше сохраняется лишь в начале лета, а к его концу водный уровень поднимается на 50—70 см.

Следует особо подчеркнуть, что Тажеранский массив интересен как для ученых петрологов и минералогов, так и любителей камня, коллекционеров. Природа создала это уникальное месторождение различных пород и минералов в благоприятном месте — на крутом берегу Байкала, всего в четырех-пяти часах поездки на автомобиле от Иркутска. Остается лишь не только разумно пользоваться его богатствами, но и охранять!

50. Урочище Цаган-Заба

Здесь имеется группа обнажений андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых метапорфиритов и равномерно-зернистых метавулканитов такого же состава, миндалекаменных метаандезитов, слабоизмененных тонкослоистых туфов цаган-забинской и мраморов ангинской серий. Хорошо выражено ориентированное, но неравномерное по интенсивности расслаивание метавулканитов и мраморов. Несмотря на это и частичную перекристаллизацию, первичная природа пород и фации вулканитов (жерловая, туфолавы, лавобрекчии, туфы и лавы) в большинстве случаев может быть определена.

51. Урочище Улан-Харгана

Расположено в западной части Тажеранских степей, в зоне, прилегающей к Главному разлому Западного Прибайкалья. Главная особенность участка — предельное разнообразие петрографических типов пород, линзовидно-складчатый стиль структуры.

Можно указать несколько причин, обусловивших сложность состава и структуры:

- первичные различия исходного субстрата, различия реологических свойств пород на разных стадиях и этапах деформаций;
- стадийность и неравномерность проявления метаморфических и метасоматических преобразований;
- резкая неоднородность проявления тектонических деформаций — складчатости и разлинзования.

Минеральные ассоциации в урочище являются характерными для нижних частей ольхонской серии, так называемой Чернорудской зоны, прослеживаясь в полосе шириной до 1 км от пос. Тонта через бассейн р. Кучел-

га в район дер. Черноруд, до о. Замугой в Малом Море. Для наиболее ранних пород серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, характерны широкое распространение и переслаивание основных двупироксеновых (\pm роговая обманка) плагиосланцев, доломитовых и, в меньшей мере, кальцитовых мраморов и кварцитов. Более поздние породы ультраметаморфического этапа представлены: плагиомигматитами, плагиогранитами, калишпат-плагиоклазовыми гранитами, пегматитами; лейкократовыми и меланократовыми апосланцевыми метасоматитами, сложенными кварцем, плагиоклазом, гиперстеном, гранатом, силлиманитом в различных соотношениях; меланократовыми, мезолитовыми и лейкократовыми породами, состоящими из фассаита, роговой обманки, граната, шпинели, плагиоклаза, образованных на контакте карбонатных и силикатных пород; магнезиальными скарнами, развитыми по доломитовым мраморам.

Широко распространенные метасоматические породы образуют с вмещающими породами субпластовые тела и зоны мощностью от нескольких десятков сантиметров до 150 м протяженностью до 1 км на контактах мраморов и сланцев или жильные обособления толщиной до 5 м. В мраморах метасоматиты нацело замещают будины сланцев мощностью от 10 см до 15 м, сохраняя их форму. Встречаются также гнезда, обособления различной формы и прожилки среди сланцев. Текстурно-структурные особенности, минеральный и химический составы метасоматитов закономерно изменяются в удалении от контактов сланцев с мраморами. Метасоматиты по мраморам характеризуются незначительными мощностями (до 0,5—2 м) и представлены шпинель-фассаитовыми, пироксен-шпинель-форстеритовыми, пироксен-форстеритовыми скарнами и кальцифирами.

Среди апосланцевых метасоматитов, развитых на контактах с доломитовыми мраморами, преобладают плагиоклаз-шпинель-фассаитовые, гиперстен-фассаит-плагиоклазовые (габброподобные), плагиоклаз-гиперстен-фассаитовые породы. По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу эти породы соответствуют околоскарновым породам магматической стадии. В них повсеместно появляются бурый амфибол, ярко-красный и малиновый гранат с размерами зерен от 0,3 мм до 6 см, такие породы известны в Приольхонье под названием “эклогитоподобные”. Повсеместно все эти метасоматиты насыщены прожилками гранитов и сиенитов.

Основными минералами изученных метасоматитов являются: фассаит и ферроавгит, шпинель, плагиоклаз, паргасит — типичные минералы пород магнезиально-скарновой формации. Гранаты относятся к ряду пироп—альмандин.

Описанные породы замещаются ассоциациями постультраметаморфического этапа. За счет аподолломитовых шпинель-форстеритовых скарнов при их перекристаллизации образованы кристаллы красной и розовой шпинели размерами до 0,5 см, а также изумрудно-зеленые пироксен и амфибол — до 1 см. Отмечаются слюды различной железистости. Их окраска варьирует от бесцветной, кремовой до коричневой, черной. По плагиоклазу наблюдается интенсивное развитие скаполита, проявлена графитизация практически во всех типах метаморфических и ультраметаморфических пород, а также сульфидная минерализация — пирротин, пирит.

На водораздельном юго-восточном хребтике урочища в центральных частях двупироксеновых сланцев наблюдаются секущие прожилки и жилы от 5 см до 2—3 м существенно кварцевые и кварц-плагиоклазовые с гиперстеном, силлиманитом, гранатом; в краевых — гранатовые и кварц-гранатовые. По минеральному составу эти породы могут быть отнесены к так называемым кислым гранулитам, формирующимся в условиях повышенных давлений (8—12 кбар).

На западном участке хребтика в обнажениях виден переход от массивных двупироксеновых сланцев через мелкозернистые плагиоклаз-фассаит-гиперстеновые породы к средне- и крупнокристаллическим фассаит-гиперстен-плагиоклазовым габбро- и анортозитоподобным породам.

Такие взаимоотношения однозначно интерпретируются как процессы формирования габброидов и анортозитов за счет двупироксеновых сланцев (габброизация). Лейкократовые анортозитоподобные породы приурочены к центральным частям тел, в промежуточных зонах отмечаются габброподобные метасоматиты различной зернистости, а в периферических — меланократовые метасоматиты с гиперстеном и фассаитом.

На центральном водораздельном хребтике урочища в его восточной части наблюдается контакт доломитовых мраморов с двупироксеновыми сланцами. В мраморах произошли интенсивная дедоломитизация, образование кальцифиров, состоящих из кальцита, форстерита, диопсида и шпинели розового, красного и серого цветов. На участках, прилегающих к мраморам, образуются плагиоклаз-пироксеновые породы, которые в направлении сланцев сменяются фассаитовыми, шпинель-фассаитовыми и шпинель-гиперстен-фассаитовыми скарнами. В сланцах встречаются мезократовые фассаит-плагиоклазовые и лейкократовые плагиоклазовые породы в виде секущих жил и обособлений неправильной формы. От мраморов к сланцам в зональных телах метасоматитов увеличиваются железистость шпинели, пироксенов и глиноземистость пироксенов. На постультраметаморфическом этапе произошли перекристаллизация ранних метасоматитов и формирование кристаллов темно-зеленой шпинели размерами до 2—5 см, фассаита — до 10 см, нередко в виде друз. За счет аподоломитовых скарнов образуются флогопитовые и паргаситовые породы; кристаллы розовой и красной шпинели увеличиваются до 0,8 см в поперечнике. Широко распространены скаполитовые породы, замещающие плагиоклазовые.

В мраморах наблюдается секущее тело сиенитов мощностью до 5 м, а в их контактах с мраморами образованы магнезиальные скарны с четкой зональностью: плагиоклаз-фассаитовая порода — шпинель-фассаитовый скарн — форстеритовый скарн — шпинель-форстеритовый кальцифир. Общая мощность зоны до 3 м.

В крайней северо-восточной части урочища наблюдается многократное переслаивание доломитовых мраморов с двупироксеновыми сланцами. Мало-мощные пропластки сланцев в мраморах нацело замещены плагиоклаз-фассаитовыми, шпинель-плагиоклаз-фассаитовыми, шпинель-фассаит-гиперстеновыми породами, в которых встречается в виде крупных порфиробласт (до 5 см) розовый и малиновый гранат. В мощных телах метасоматитов сохранены реликты незамещенных сланцев. По минеральному и химическому составу эти породы относятся к формации магнезиальных скарнов. В мраморах участками сформированы шпинель- и пироксен-форстеритовые кальцифиры. Шпинель розовая, красная, серая; пироксен бесцветный, бледно- и изумрудно-зеленый, обогащенный хромом. В кальцифирах при протравливании ализарином выделяются участки исходных доломитовых мраморов. Для породы характерны многочисленные мелкие корродированные зерна доломита в кальцитовых новообразованиях. Кальцифиры по мере удаления от контакта мраморов и сланцев переходят в доломитовые мраморы.

Раннее становление апосланцевых метасоматитов подтверждается наличием в них жильных тел гранитоидов и пегматитов. На постультраметаморфическом этапе произошли скаполитизация плагиоклазсодержащих пород, интенсивное окварцевание и графитизация. Размеры чешуек графита достигают 1 см, а его объем — 95 %, мощность — 25 м, протяженность — 50 м.

52. Урочище Улан-Орсо

Здесь типично представлена структура ангинской серии. Выдержанность по простиранию параллельных пачек разных пород не сохраняется: они выклиниваются, а иногда игибают друг друга. В некоторых точках видно, что места выклинивания представляют замковые части складок, в которые изогнуты не только границы пород, но и их плоскостные и линейные текстуры. Это позволяет предполагать, что если не все, то многие окончания

полос являются замками тесно сжатых складок либо результатом срезания пластообразных тел продольными разрывами. В некоторых участках складчатая структура внутри выделяющихся на карте параллельных полос разных сочетаний пород видна еще более отчетливо. Это обычно складки с крутыми, часто вертикальными шарнирами и с осевыми поверхностями, простирающимися параллельно полосам. Иногда отчетливо видимые складки занимают всю ширину таких выходов, а границы пород, обрисовывающие складки, срезаются границами более крупных полос. Отсюда следует, что протяженные параллельные выходы разных пород представляют собой результат нарушения многочисленными разрывами на узкие длинные пластины, почти параллельные осевым поверхностям складок. Складки с крутыми шарнирами являются не единственными и отражают последний этап деформаций, что видно по изгибанию ими деформационно-метаморфических тектур и рисунку геологических границ.

53. Урочище Черноруд

Значительную часть объема пород в урочище Черноруд составляют первично-интрузивные образования базитового и ультрабазитового составов. Деформационно-метаморфические и, вероятно, метасоматические процессы вызвали значительную текстурную перестройку ультрабазитов и изменение их минерального состава. Это привело к исчезновению внешних различий между кристаллосланцами и породами, производными по ультрабазитам. В шпинелевых пироксенитах, слагающих обычно центральные части тел, по мере удаления от них пироксен частично замещен амфиболом и появляется плагиоклаз. В еще более удаленных и интенсивнее рассланцованных частях пироксен отсутствует и порода превращена в меланократовый плагиоклазовый амфиболит или мезократовый амфибол-плагиоклазовый кристаллический сланец. В некоторых узких и раздавленных окончаниях тел породы представлены лейко-мезократовыми мигматитами, состоящими из биотита, олигоклаз-андезитового плагиоклаза и кварца. Таким образом, на расстоянии в несколько десятков метров можно наблюдать последовательный переход от пород ультрабазитового состава до субгранитного.

На участке можно видеть характерную для Чернорудской зоны картину соотношения разновозрастных элементов структуры — складок и соответствующих им плоскостных тектур. В замке открытой прямой складки изогнуты отдельность и параллельная ей милонитовая полосчатость в амфиболитизированных пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах. Этот факт позволяет говорить о возникновении милонитовой полосчатости не только в связи с зонами разрывов, но и в связи со складками, когда рост их амплитуды происходит за счет раздавливания. При этом порода испытывает деформацию уплощения и, как следствие, сильный катаклаз и милонитизацию.

54. Полуостров Крест

Полуостров расположен на простирании крупных полей мигматитов и представляет собой один из немногочисленных реликтов, где можно наблюдать полный набор пород домигматитового субстрата и переходных разновидностей. Он является представительным для изучения процессов и наложенной складчатости. Кроме того, здесь развиты многочисленные границы разрывного характера.

Сложный интерференционный рисунок геологических границ в плане — результат наложения трех генераций складок. Анализ общих соотношений геологических тел (мигматиты, амфиболиты, кристаллосланцы и мраморы) и характер геологических границ позволяют рассматривать их как тектонические контакты (разрывы, тектонические сланцы). Отсюда вывод, что порядок чередования пород участка создан тектоническим совмещением геологических тел различного состава. Это, видимо, одна из главных причин

такого строения, так как разрывные границы всегда приурочены к участкам с разнообразным набором пород, а среди объемов относительно однородного состава такие границы устанавливаются редко.

55. Будохтинский участок

В пределах участка можно видеть характер соотношений мигматитов по ольхонской серии и пестрого по составу фрагмента ассоциирующих мраморов и кварцитов. Последние во многом сходны с аналогичной ассоциацией в Чернорудской зоне, но отличаются более редкими реликтами исходных пород в кварцитах и большей интенсивностью наложенных процессов, проявившихся после кислотного выщелачивания либо на заключительных стадиях последнего. Это объясняет наличие сульфидизированных кварцитов и набор различных по составу кварцито-сланцев с очевидным вторичным происхождением.

Соотношение между полем мигматитов и кварцито-мраморным блоком отчетливо несогласное: граница между ними срезает сложную внутреннюю структуру мигматитов, которая определяется тремя генерациями мелких складок и двумя системами плоскостных структур мигматитовой полосчатости. В пестрой ассоциации мраморов и кварцитов устанавливаются две системы складок и обилие контактов разрывного происхождения, определяющих характер чередования большинства тел. Подобные контакты устанавливаются практически на всех масштабных уровнях структуры мраморно-кварцевого поля и даже в отдельных обнажениях.

56. Таготский участок

Характерна структура мигматитовых полей и ассоциирующих с ними участков с мраморно-кристаллосланцевым составом. Сложная конфигурация геологических тел и тот факт, что доминирующая плоскостная текстура амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев в одних случаях изогнута, а в других — ориентирована вдоль осевых поверхностей складок, позволяют выделять две генерации последних. Здесь прямыми открытыми или сжатыми складками с северо-восточным простиранием осей деформированы ранние складки. В результате образовался характерный “крючковатый” рисунок. Подобный ему создают и тела амфиболитов в мигматитовом ядре.

57. Бухта Улан-Хада

Бухта расположена на северо-восточном берегу залива Мухор, в основании скалистого гребня мыса Улан. Здесь имеется многослойная археологическая стоянка с остатками культуры от финального мезолита до позднего железного века, открытая более 70 лет тому назад. Высокая степень археологической и геологической изученности разреза стоянки позволяет рассматривать его в качестве одного из опорных для верхнего плейстоцена и голоцена Прибайкалья. Траншеей вскрыты (сверху):

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Песок коричневатого-серый, параллельно-слоистый с гумусированными коричневатого-черными супесями. Внизу прослой крупнозернистого песка. В основании заключены культурные остатки железного века | 1,2 |
| 2. Супеси темно-серые, коричневатые-черные и черные разномызернистые с прослоями коричневатого- и желтоватого-серого средне-крупнозернистого песка. Верхний слой формирует погребенную дюну. В ней отмечен ряд прослоев коричневатого-красного цвета с древесными угольками. В гумусированных и углистых прослоях заключены горизонты с культурой финального мезолита, неолита и бронзового века | 0,5—1,5 |
| 3. Супеси зеленоватого-серые и коричневатого-зеленые, в основании слоистые с грубо-зернистым песком. Нижний контакт ровный, с западинами и карманами, выполненными отполированным ветром кварцитовым щебнем | 0,8—1,0 |
- В береговом обнажении под толщей песков и гумусированных супесей раскопа залегают (сверху):

4. Линза глыбово-щепнистых супесей и суглинков, замещающаяся структурным элювием гнейсов. Присклоновая часть линзы построена из выклинивающихся прослоев зеленовато-черного щебня гнейсов, зеленовато-белесых карбонатных прослоев — продуктов выветривания мраморов и коричневатых древесно-щепнистых супесей. К центру бухты пестрый щебеночник резко сменяется линзой буровато-красной щепнисто-глыбовой супеси, заключающей коричневые суглинки и сильно выветрелые глыбы гранитоидов и гнейсов 1,5—3,0
5. Супеси коричневатые и зеленоватые, у коренного склона щебнем гнейсов насыщенные, а к центру бухты более отмытые. Вдоль контактов супеси смяты в мелкие складки и заключают клиновидные жилы песчано-гравийного материала 3,0

Накопление осадков происходило в условиях лесотундры (кустарниково-береза, ольховник, кедровый стланик, сосна лесная). Зеленоватые супеси не содержат археологического материала. В их спорово-пыльцевых спектрах — травяно-кустарничковые (в основном полынь), древесно-кустарничковые (кустарниковая береза), характеризующие холодолюбивые ассоциации раннего голоцена. Гумусированные супеси и пески включают луго- и лесостепные сообщества. Среди трав преобладали полынь, камнеломковые; эфедра, лебедовые; из деревьев и кустарников — сосна лесная, кедр, кустарниковая береза, ольховник, ель. В целом климат в это время был влажным и мягким.

С гумусированными супесями ассоциируют 11 культурных горизонтов от финального мезолита (7 тыс. лет) до бронзового века (2,5—3 тыс. лет). Наиболее древний XI культурный слой (7 тыс. лет — финальный мезолит) характеризуется изделиями из каменного материала (гребневидные нуклеусы, пластинки с боковой ретушью, проколки, провертки, скребки и др.). Аналогичные изделия встречены в X горизонте (5—7 тыс. лет — условно ранний неолит). Здесь же впервые появляются треугольные наконечники стрел и керамика. Культурные остатки IX горизонта (4,5—6,0 тыс. лет — средний и поздний неолит) — ножи, тесла из кварцита, каменные фигурки рыб, грузила, изделия из нефрита, а также обломки разнообразной керамики. Археологический материал II—VIII горизонтов (3—4 тыс. лет — финал неолита — эпоха раннего глазковского времени) — наконечники стрел, ножи, изображения рыб, обломки нефритовых тесел, орудия из кости, керамика, орнаментированная геометрическими рисунками. Гумусированная супесь содержит остатки I культурного горизонта (2,5—3,0 тыс. лет — эпоха бронзы) — керамику гладкостенную, топоры из зеленого нефрита, вкладышные лезвия, треугольные наконечники стрел. Возраст I—IX культурных слоев обоснован радиоуглеродными датировками.

Верхняя пачка коричневатых, слабогумусированных песков включает лугостепные спектры, а завершающие ее слои накапливались уже при значительном смягчении климата, близкого к современному. Археологический материал из основания пачки датирован железным веком (1,6—2,2 тыс. лет).

58. Тажеранские озера

В Приольхонье распространены два морфологических типа рельефа: гриво-ложбинный, развитый на северо-востоке долины р. Анга, и холмисто-увалистый, занимающий юго-западную часть района. Гриво-ложбинный рельеф сформирован в результате селективной денудации. Днища долин сложены мраморами — ядрами линейных антиклиналей, гряды — гнейсами, амфиболитами и т.д. В мраморах проявлен древний карст и некоторые депрессии представляют собой бессточные озера. Вода в них сульфатная, преимущественно натриевого состава; минерализация от 2,3 до 12,8 г/л. За последние 20 лет минерализация воды увеличилась в 2—3 раза из-за интенсивного испарения разгружающихся подземных вод в условиях аридного климата (атмосферные осадки 180—240 мм, испаряемость 570 мм/год), этим же фактором обусловлено формирование соляных озер в Забайкалье.

59. Гидролакколит залива Мухор

Гидролакколит (булгуннях, коврижка, бугор пучения) расположен у залива Мухор в местности Тагот, в 0,7—1 км от берега. В настоящее время он активно деградирует и сохранился лишь в виде пологого бугра диаметром около 200 м. К нему примыкают термокарстовые озера с оползневыми уступами высотой до 4,0—4,5 м. В них обнажены и доступны изучению слои, залегающие ниже водного уровня Байкала.

С поверхности на глубину до 0,4—0,8 м гидролакколит сложен светло-серыми карбонатными илами, интенсивно смятыми мерзлотными процессами. Отложения тонкослоисты и в разной степени насыщены песчано-гравийными и торфянистыми прослоями. Ниже по разрезу илы через прослой коричневого торфа сменяются зеленовато-серыми слабожелезненными дресвяно-щербнистыми суглинками, заключающими в кровле псевдоморфозы по ледяным жилам. Суглинки высокольдисты и находятся в мерзлом состоянии, оттаивая и оплывая в теплое время года.

В отложениях гидролакколита обнаружены диатомовые водоросли, гиригониты харофитов, споры и пыльца, плоды и семена растений, спикулы губок, обильная малакофауна, остракоды, редкие остатки насекомых, кости рыб и крупных млекопитающих.

Дресвяно-щербнистые суглинки являются периферийной фацией конусов выноса с чередованием субаэральных и озерных условий. Озера этого времени были мелкими и временами превращались в лужи и болота, а климат — холоднее современного, на что указывают спорово-пыльцевые спектры с ведущей ролью травяно-кустарничковых. Леса занимали лишь водоразделы и склоны гор. Климат был резко континентальным. Максимум похолодания запечатлен ледяными жилами.

Иловатые, в разной степени оторфованные, слои из кровли булгуннях характеризуют озерно-болотный режим, установившийся после значительного потепления. Накопление илов происходило в условиях мелкого водоема типа залива-сора, который хорошо прогревался. Обилие спор зеленых мхов и пыльцы кустарничковых берез указывает, что берега залива были заболочены.

Идентичные отложения имеются по побережью залива Мухор и пролива Ольхонские Ворота. Озерно-болотные торфянистые осадки, подобные верхним слоям разреза гидролакколита, сочленяются с гумусированными супесями эолово-делювиального и эолового генезиса, заключающими культурные слои известных археологических стоянок Улан-Хада. В раскопках собраны изделия из каменного материала: гребневидные нуклеусы, пластинки с боковой ретушью, проколки, провертки, скребки, треугольные наконечники стрел, ножи, фигурки рыб, грузила, керамика с геометрическими узорами, нефритовые топоры, вкладышные лезвия.

Щербнистые суглинки основания бугра пучения сопоставляются с разрезами широко распространенных в Приольхонье каменистых конусов выноса. Они датированы на западном побережье Байкала в 12—15 тыс. лет и коррелируются с сартанским (позднесырянским) оледенением гор Прибайкалья. Рост гидролакколита и криогенные деформации озерно-болотистых осадков связаны с позднеголоценовым похолоданием.

Обширное поле деградирующих гидролакколитов известно также в местности Кресты, севернее с. Онгурены. Их синеватые илы используются местным населением в лечебных целях.

60. Мыс Уланнур

От бухты Ая до южной оконечности Ольхона побережье Байкала слагают различные породы ольхонского комплекса и разнотипные магматические образования. При обходе мыса Уланнур на протяжении до 3 км хорошо видны сложные жилы пегматитов, секущих габброиды и меланократовые парапороды. Морфология складок ольхонского комплекса выявляется в виде

гребневидных антиклиналей и сопряженных с ними широких синклиналей на прямолинейном отрезке берега от мыса Уланнур до бухты Оргойта. При движении далее до Ольхонских Ворот в обнажениях хорошо видны преимущественно дисгармоничные складки, сложенные парагнейсами, мраморами и кварцитами. В прибрежных скалах отпрепарированы массивы габброидов.

61. Ангинский разрез

По левобережью р. Анга, вверх от устья, можно наблюдать типы пород ольхонской серии, а также особенности пликативной тектоники — поворот простирааний складок вдоль Бирхинского массива и складки эжективного типа.

В южной части горы Тондра граниты имеют секущие контакты с вмещающими породами, содержат крупные ксенолиты мраморов, отличаются своеобразным обликом. По всем признакам с гранитами генетически связаны амазонитоносные пегматиты. В обнажениях и старых выработках на водоразделе бухт Ая и Усть-Анга представлены однообразные белые средне- и крупнозернистые кальцитовые мраморы, слагающие широкую антиклиналь. В горных выработках встречаются неправильные тела поздних лампрофиров.

В 400 м вверх по течению Анги в мраморном карьере на стенках проявлена однообразная полосчатость, похожая на первичную слоистость известняка. Далее мраморы сменяются алюмосиликатными породами. В зоне контакта залегает линзовидное тело серого среднезернистого катаклазированного гранитоида, а при движении от него преобладают амфиболиты, им подчинены сланцы и плагиогнейсы с роговой обманкой, биотитом и диопсидом.

В 1 км выше по течению мраморы и амфиболиты образуют серию сжатых складок. По ходу встречаются мигматизированные аналоги амфиболитов, амфибол-плагиоклазовых сланцев, плагиогнейсов, разновидности с более высокой степенью перекристаллизации и происходит смена простирааний толщ.

62. Мыс Кобыля Голова

Своеобразнейший мыс Кобыля Голова (Хорин-Ирги), расположенный на выходе из Ольхонских Ворот в Малое Море, похож на забредшую в воду напиться и застывшую в этой позе лашадь или на окаменевшего снеговоза (рис. 19). Здесь представлены типичные разновидности высокометаморфизованных пород ольхонского комплекса. Юго-восточные склоны мыса интересны сочетанием мелких сложных складок, приуроченных к погружению шарнира более крупной антиклинали.

На узком перешейке между оз. Нуху-Нур и одной из бухт пролива Ольхонские Ворота представлены преимущественно мигматизированные роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты. Негранитизированные породы образуют реликтовые прослои в мигматитах. Впадина озера имеет карстовое происхождение. Она приурочена к сводам небольших антиклиналей с мраморными ядрами.

По ходу от оз. Нуху-Нур к гребню мыса Хальтэ встречаются различные гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы. Местами видны жилы пегматитов и дайки гранитов.

На гребне мыса Хальтэ наблюдаются две мелкие антиклинали с мраморными ядрами. В мраморы вклиниваются биотитовые гнейсы. Обильны дайковые тела гранитоидов и их производных.

С гребня мыса Хальтэ открывается живописная панорама Малого Моря и Ольхонских Ворот. Вдоль материкового склона видны фасеты Приморского разлома — омоложенного тектонического контакта ольхонского комплекса и диафторитов по приморским гранитам.

Особый интерес на мысе представляют скарны, развившиеся на тройном контакте доломитов и амфибол-диопсидовых сланцев с пегматитовой жилой.

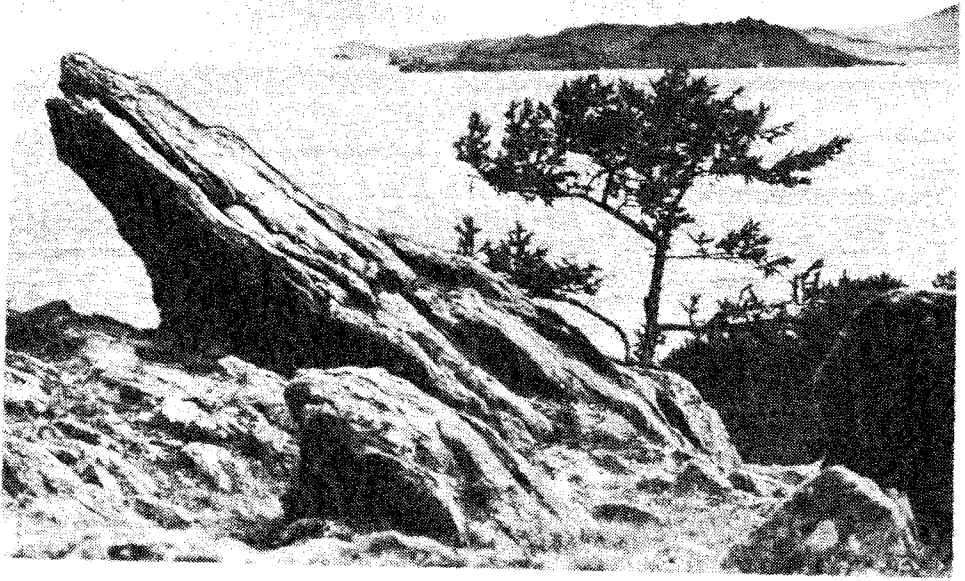


Рис. 19. Пролив Ольхонские Ворота; вдали мыс Кобылья Голова (фото В. Белевича).

Здесь имеются зоны с прозрачной голубой шпинелью, флогопитом, серым корундом, розовым скаполитом.

63. Бухта Загли

Озеро Загли-Нур расположено на юго-западной оконечности Ольхона. В береговом обрыве представлен разрез аккумулятивной толщи, прилегающей к коренным склонам и сложенной комплексом субэразальных супесей с прослоями древних почв. В отложениях собраны остатки мелких млекопитающих, комплексом которых датируется их эоплейстоценовый и нижнеплейстоценовый возраст. В низах разреза выражены признаки былых суровых климатических условий (псевдоморфозы по крупным ледяным жилам, дефлированные обломки); верхние слои формировались в более оптимальной климатической обстановке. На Байкале — это единственное место, где фаунистически датированные верхнеэоплейстоценовые слои несут следы похолодания, сопоставляемого с гюнцом Европы.

64. Бухта Тагай

Расположена к юго-западу от пос. Хужир. Основную ценность представляют выходы с фауной миоцена в береговом обрыве северо-восточной части бухты (разрез Тагай-I) и палеонтологический раскоп с канавами в ее центральной части, на высоте около 50 м над урезом Байкала (Тагай-II).

Разрез Тагай - I. На кристаллических породах архея, почти над урезом воды залегают монтмориллонитовые глины мощностью до 12 м с прослоями серых, оранжево-красных песков, линзами и желваками белых известняков. К верхней трети разреза приурочено уникальное для Сибири местонахождение остатков миоценовой фауны, открытое А.Ф. Китайником и В.С. Ткалич в 1955 г. и детально изученное Н.А. Логачевым. В составе ископаемой фауны широко и разнообразно представлены древние крупные и мелкие млекопитающие, водоплавающие птицы, сухопутные черепахи, рыбы, раковины моллюсков (водных и наземных), диатомовые водоросли

среднего — верхнего миоцена. Они характеризуют ландшафты степных (лесостепных) околородных обстановок и условия некрутного озера, участками заболочивавшегося, что сопровождалось накоплением массы растительных остатков, давших начало бурым углям, прослой которых отмечены в центральной части бухты. В углях обнаружены споры и пыльца растений хвойно-широколиственного леса, трав и кустарников. Климат этого времени был теплым с переменной влажностью, временами засушливым, о чем свидетельствуют высокая карбонатность отложений, многочисленные мелкие и крупные вкрапления гипса.

Разрез Тагай - II — стратотип нижнего эоплейстоцена на Байкале — сложен гумусированными глинами — древними почвенными образованиями типа слитоземов, свойственными современным тропической и субтропической зонам, на которых с перерывом залегают почвенно-лессовая серия — красновато-бурые лессовидные суглинки с реликтами окarbonаченных примитивных палеопочв, близких к каштановым. В лессовидных отложениях, вскрытых палеонтологическим раскопом, в низах разреза часты нарушения слоистости, напоминающие солифлюкционные, близкие по времени накоплению осадков; многочисленные кроновины, идущие от разных уровней разреза и, как правило, не затронутые солифлюкцией. В суглинках собраны остатки грызунов, в основном свойственных степным обстановкам, которые определяют древнечетвертичный возраст вмещающих пород (нижний эоплейстоцен — 1,8—1,4 млн лет). Они формировались в условиях сухого климата с периодическими кратковременными глубокими похолоданиями.

Верхняя часть разреза представлена песчанистыми суглинками с прослоями зрелых ископаемых почв. Эти осадки формировались в более теплую климатическую фазу и сопоставляются с дунай-гюнцским потеплением Европы. Разрез Тагай-II — единственное на Байкале местонахождение нижнеэоплейстоценовой фауны и древнейший из известных в Восточной Сибири выход лессовых отложений.

65. Мыс Бурхан

На мысе Бурхан расположена культовая пещера, близ которой и непосредственно в ней на протяжении железного века совершались жертвоприношения ранними кочевниками, затем бурятскими шаманами и ламами в честь “Хозяина острова Ольхон”. Мыс Бурхан вместе с пещерой является древним культовым местом не только западных (ольхонских), но и восточных (забайкальских) бурят. Он охраняется государством как один из замечательных памятников природы Байкала. На мысе в 1975 г. комплексная Советско-Американская экспедиция под руководством академика А.П. Окладникова и доктора У.С. Лафлина вскрыла несколько погребений, относящихся к различным этапам неолита и энеолита Прибайкалья (2—4 тыс. лет до н.э.). В погребениях найдены каменные и костные орудия, украшения, предметы искусства и керамика.

В 2—3 км к югу от пос. Хужир археологической экспедицией Иркутского госуниверситета исследуется группа могильников железного века. Здесь изучены плиточные могилы скифской эпохи (VII—X века до н.э.), курьканские погребения (V—X века н.э.), древнебурятские могилы и жертвенные места (XI—XV века).

66. Харанцинские стоянки

На дюнах бухты Булук, в устье ручья обнаружена стоянка неолита — бронзового века. Археологические находки прослеживаются от берега бухты на ширину 200—300 м. Они приурочены к развезаемой пачке погребенных почв. На скальном мысе в устье ручья вскрыто более 30 погребений и жертвенных кладок железного века, представляющих могильник Харанса-1. Раскопами вскрыт сложный и своеобразный комплекс погребений (в бере-

стяжных пакетах) с наземными кладками и “ритуальных” классов без погребений, с жертвенными сосудами, остатками жертвенной пищи и со следами жертвенного очистительного огня. В северной части памятника обнаружено два погребения эпохи неолита с богатым набором инвентаря (3—4 тыс. лет до н.э.). На вершине мыса Харанса, против одноименного острова, открыты погребения Харанса-2, одновозрастные с погребением Харанса-1. В северной части бухты обнаружены остатки поселения Харанса-3 (куруканская эпоха): керамика, остатки железоплавильных горнов, кости домашних животных — лошади, быка, барана.

67. Бухта Сарайская

Расположена к северо-востоку от пос. Хужир. Ее очерчивают мыс Бурхан (Шаманский) и скалистые береговые уступы, протягивающиеся к устью руч. Харанцы. Бухта небольшим скальным останцом разделена на две части. Главное обнажение расположено в крайней северо-восточной части бухты и примыкает к скальным выходам. Его длина 110, высота 18 м. В связи с размывом водами Байкала в разные годы степень обнаженности откоса меняется. В нем вскрывается разрез аккумулятивной толщи, возвышающейся на 20 м над Байкалом и протягивающейся в район аэропорта Харанцы, далее слитой с полем неогеновых озерных отложений.

В разрезе представлены неогеновые отложения различных генетических типов, залегающие на кристаллических породах архея. Поверхность фундамента по периферии бухты поднята, а в ее центре погружена под воды Байкала, в связи с чем меняются мощность, стратиграфический объем и фациальный состав рыхлых осадков. В обнажении выделяются три пачки, охарактеризованные разновозрастными фаунистическими комплексами и палеомагнитными данными.

Пачка А (сарайская) — супеси известковистые табачно-зеленые и красновато-серые щебнисто-дресвяные с линзами и желваками известняков (древние склоновые отложения). К повышению кровли цоколя они замещаются древними известкованными красновато-коричневыми почвами, а в понижениях — озерными зелеными глинами и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песками с линзами грубозернистых оранжево-ржавых песков. В центре бухты пачка сложена оранжевыми и зелеными песками, глинами, накапливающимися в волноприбойной зоне древнего озера. В кровле залегают бескарбонатные яркие бордово-красные глины, переходящие в розовые мергели. Мощность пачки около 4 м.

Климат сарайского времени был теплым, засушливым, в ландшафте преобладали сухие степи, полупустыни с участками кустарниковой и лесной растительности.

Пачка Б (одонимская) — глины известковистые красновато-пестроцветные, черные, с известковыми желваками и линзами мергелей. В ее составе чередуются осадки пологих склонов, мелких теплых озер и древние черные почвы (слитоземы). В кровле появляются отложения склонов и красновато-коричневые, сильно карбонатные почвенные образования. В современных условиях такие почвы формируются в сухих субтропиках или на южных пределах засушливой части умеренного пояса. Мощность пачки достигает 3,5 м.

Пачка С (харанцинская свита) — глины гумусированные красновато-шоколадные, сравнительно однородные с рассеянной известковой примесью, дресвой. Они формировались в субаэральных условиях, сопровождаясь субсинхронным почвообразованием. Мощность пачки до 5,5 м.

В невысоком (до 3 м) коренном выходе в центре бухты на выветрелых кристаллических породах залегают косослоистые хрящеватые пески с линзами глин сарайской пачки, перекрытые палеопочвой. Почвенный профиль образован черными гумусированными глинами. В палеопочве видны крупные карбонатные выделения. Разрез прилегает к палеосклону, сложенному кристаллическими сланцами, пораженными корой выветривания (глинистые продукты с нонтронитом). Осадочные породы выклиниваются из палеоскло-

на, а реликты палеопочвы видны и в верхней части палеохолма, где они залегают на коре выветривания.

Южная часть палеохолма сложена пегматоидами, контактирующими с кристаллосланцами. Вдоль тектонического нарушения развита линейная кора выветривания мел-палеогенового возраста. На пегматоидах она представлена белыми каолининовыми глинами, на кристаллосланцах — зелеными нонтронитовыми. На вершине палеохолма кора выветривания перекрыта красновато-шоколадными глинами харанцинской свиты (верхний плиоцен), на которых лежат золотые пески нижнего голоцена.

Разрез бухты Сарайской — уникальное для Восточной Сибири многослойное местонахождение ископаемых фаун, включающее четыре разновозрастных фаунистических комплекса (мелкие и крупные млекопитающие, водные и наземные моллюски) в диапазоне от верхов миоцена до верхнего плиоцена (6—2 млн лет). В нем представлены стратотипы биостратиграфических подразделений для межрегиональных корреляций, видны (как нигде на Байкале) соотношения разных генетических типов осадков древнего озера, а наличие ископаемых почв, обилие фаунистических остатков, литологические особенности дают надежные палеоклиматические реконструкции. В этом особая ценность памятника и его необходимо сохранить. Срочность принятия таких мер обусловлена и тем, что берег интенсивно разрушается оползнями, волнами и служит сосредоточием стоянок неорганизованных групп туристов и отдыхающих.

68. Бухта Харалдай

В бухте, примыкающей с севера к мысу Харанцинскому, расположены два выхода плиоценовых отложений, имеющих важное значение для понимания эволюции древнебайкальского бассейна.

Точка Харалдай-I расположена в северо-западной части бухты вблизи мыса Харанцы. Здесь обнажен разрез аккумулятивной поверхности, возвышающейся на 10—12 м над урезом Байкала. В основании разреза скважиной вскрыты породы кристаллического фундамента. На них залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Зеленые монтмориллонитовые озерные глины. В верхней части слоя видны красновато-бурые пятна и полосы, появление которых обусловлено процессами, наложенными на зеленые глины в связи с древним выветриванием и почвообразованием | 3 |
| 2. Суглинки красновато-коричневые гумусированные, переработанные древними почвенными процессами, карбонатизированные | 2,5 |
| 3. Глины шоколадно-коричневые, известковистые, алеавритистые, гумусированные за счет почвообразовательных процессов | 5 |

В слое 2 собраны остатки раннеплиоценовых мелких млекопитающих и раковины моллюсков, в слое 3 (верхний плиоцен) — раковины наземных и водных моллюсков, ныне свойственных районам с теплым климатом.

Точка Харалдай-II расположена на восточном берегу бухты. Здесь вскрыт разрез аккумулятивной поверхности, возвышающейся на 20—25 м над Байкалом. От основания до высоты 2 м обнажены породы фундамента. На них залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Пески оранжевые, ржавые, с обломками раковин моллюсков и железомарганцевыми конкрециями. Под песками, непосредственно на фундаменте, лежит слой в 0,5 м глин синевато-зеленых. Пески формировались в волноприбойной зоне сравнительно крупного озера | 4 |
| 2. Глины, супеси, коричневатые, темно-серые, бескарбонатные. В них обнаружены створки диатомей, характерных для раннего Байкала | 2 |
| 3. Глины темно-серые, известковистые, с многочисленными раковинами моллюсков — обитателей мелководного теплого озера с дефицитом кислорода. Здесь же найдены остатки харовых водорослей | 8—9 |
| 4. Глины желтовато-коричневые, известковистые, частью озерного, частью делювиального происхождения | 4,5 |

Разрезы Харалдай-I и Харалдай-II ценны тем, что позволяют реконструировать развитие древнего озерного бассейна. В разрезе Харалдай-I, кроме того, представлены уникальные древние почвы, а разрез Харалдай-II позволяет установить эволюцию озер в прибрежной зоне с образованием лагуны и ее заполнением осадками.

69. Залив Баян-Шунген

Остров Ольхон — единственное место, где на небольшом пространстве обнажены коры выветривания на древнейших метаморфических и магматических породах. Здесь представлены их профили на различных по составу гнейсах и кристаллосланцах. Широко развиты гипергенные процессы на породах кислого, основного и ультраосновного составов.

Трудно выделить в этом природном музее кор выветривания наиболее представительный объект. Отдадим предпочтение заливу Баян-Шунген, где разрезы кор выветривания, сформированные на гранитах, гранит-пегматитах, габбро-пироксенитах и различных по составу гнейсах, прослеживаются вдоль побережья на сотни метров. Обнажающиеся гранитоиды повсеместно в различной степени каолинизированы. Сохранившиеся от размыва мощности гипергенной зоны непостоянны: обычно это первые метры. Выходы измененных пород хорошо прослеживаются по их белой окраске.

Выветрелые габбро-пироксениты представляют собой рыхлые образования с преобладающими зелеными тонами. Это монтмориллонитовая зона профиля, в основном с железистыми разновидностями смектитов, имеющих зеленый цвет минералов. Мощность зоны на отдельных участках достигает 30 м. Вышележащая каолининовая зона сохранилась фрагментарно: ее верхняя часть размыва. Характерной особенностью зоны является широкое развитие гидроксидов железа и марганца. Их выделения придают пятнистость продуктам выветривания.

На амфибол- и биотитсодержащих гнейсах и кристаллических сланцах сохранилась в основном фронтальная зона профиля коры выветривания — монтмориллонитовая, окрашенная в зеленовато-серые тона.

Есть одна примечательность Баян-Шунгена: в верховьях каньонообразного оврага, пересекающего гранитный массив, обнажены пестроцветные зебroidные глины существенно гегит-каолининового состава, условно палеогенового возраста. Они возникли в результате размыва и близкого переотложения верхних горизонтов коры выветривания, развитых на изверженных и метаморфических породах.

Таким образом, в заливе Баян-Шунген на сравнительно небольшом участке можно получить представление о продуктах начального этапа осадконакопления Байкальской рифтовой зоны после длительной пенеппенизации. Привлекает и чисто эстетическая сторона объекта — крутые обрывы, сложенные невыветрелыми и измененными породами, красивый каньон, пестрая, яркая окраска продуктов выветривания.

70. Бухта Нюрганская

Опорный разрез, находящийся в бухте (ее второе название Песчанка), — единственный на Байкале выход фаунистически охарактеризованных отложений нижнего плейстоцена, включающих осадки древнего озера, имевшего прямые связи с ранним Байкалом; с его эндемичными диатомовыми.

В береговом уступе, расположенном к северо-востоку от улуса Харалдай, обнажены озерные и субаэральные пески, фациально замещающие друг друга. В них заключены линзы щебнисто-глыбовых отложений, сформированные в прибрежной зоне древнего озера. Над урезом воды Байкала залегают:

1. Пески полевошпатово-кварцевые суглинистые красновато-бурые, темно-бурые с линзами глин и щебнистых отложений. Слои залегают наклонно, что обусловлено образованием осадков в делювиально-пролювиальном шлейфе. Встречаются горизонтальные линзы озерных отложений до 10
 В 2—3 м над урезом вод Байкала собраны кости лошади — очень своеобразной крупной формы с архаичными признаками. По уровню эволюционного развития она, вероятно, не моложе раннего плейстоцена. Кроме лошади найдены остатки крупного бизона, в песчанистых суглинках — остатки мелких млекопитающих, а в линзах глин из нижней части разреза — раковины наземных моллюсков преимущественно современных, характерных для Прибайкалья видов или близких к ним форм
2. Пески озерные полевошпатово-кварцевые светлые, желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, хорошо промытые, фашиально замещающие пачку I до 12
3. Валунно-галечно-щебнистые пролювиально-озерные отложения. В центральной части обнажения они образуют мощный раздув и залегают с ясно выраженным размывом до 6
 В этих отложениях найдены кости лошади и зуб носорога. В линзе глинистых песков среди грубообломочных отложений собраны раковины наземных моллюсков — видов, способных переносить климатические условия, свойственные ныне Прибайкалью (отрицательные среднегодовые температуры) или даже суровые. Эта малакофауна может характеризовать миндельское время.
4. Пески средне- и мелкозернистые, суглинистые, желтовато-коричневые с криогенными смятиями до 1,5—2
5. Эоловые пески (голоцен) до 2—3

Фауна млекопитающих Нюрганской бухты позволяет датировать возраст отложений в пределах эоплейстоцена — нижнего плейстоцена.

Спорово-пыльцевой спектр из нижней части разреза характерен для темнохвойной тайги; пыльцы трав мало. Присутствуют единичные пыльцевые зерна широколиственных пород (дуб, бук и др.), тсуги. В средней части разреза доминирует пыльца сосны, увеличивается роль пыльцы трав и спор. Широколиственные формы и тсуга исчезает. В верхней части разреза спектры резко обедняются и характеризуют основные леса и степи (попьнь, злаки). Климат в начале нюрганского времени был сравнительно теплый, но к его концу произошло резкое похолодание.

В плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Ольхона выделены 4 разновозрастных комплекса млекопитающих и 5 комплексов малакофауны. Практически во всех случаях изменения состава млекопитающих и моллюсков идут параллельно, хотя и имеются частные отклонения.

71. Мыс Сага

Мыс замыкает бухту Нюрганская (Песчанка) с северо-востока. На нем вскрыта аккумулятивная поверхность высотой около 70 м над урезом Байкала. В основании разреза до высоты 2—2,5 м обнажен фундамент (архейские кристаллические породы), на котором залегают мощная (до 60—70 м) толща озерных глин, алевритов, песков, часто насыщенных железомарганцевыми конкрециями и крупными скоплениями окислов марганца (рис. 20). Возраст отложений — верхи миоцена — нижний плиоцен (6—3,5 млн лет). Разрез представляет собой единственный в этом районе естественный выход мощных озерных отложений раннего Байкала.

72. Мыс Хобой

Мыс Хобой — северная оконечность Ольхона (рис. 21). Здесь развиты наиболее высокотемпературные кристаллосланцы гранулитовой фации. По утрам в пелене тумана этот очерченный скалами мыс похож на нос огромного корабля, рассекающего байкальские воды. Сходство усиливает примкнувшая к Хобую с севера скала Дева — символическая деталь древних кораблей. Скала представляет отпрепарированную вертикальную пегматитовую жилу, рассекающую замок складки, сложенной высокотемпературными дупироксеновыми и гранат-биотитовыми кристаллосланцами. Количество граната в последних достигает в отдельных прослоях 30—50 %.



Рис. 20. Мыс Саса; оползень — поток наступает на пляж.

Его малиново-розовые прозрачные зерна имеют почти ювелирное качество. Обогащенные гранатом и биотитом прослой и линзы сопряжены с мигматитами. Здесь же, недалеко от мыса Хобой, имеется горизонт графитовых сланцев, которые при желании можно использовать для рисования.

От Хобоя к юго-западу берег острова — это неприступные скальные обрывы. В них прекрасно видны характер складчатости, тип переслаивания диопсидовых, двупироксеновых и пироксен-амфиболовых сланцев с послойными гранитными телами и секущими пегматитовыми жилами. Огромная по протяженности пегматитовая жила от Хобоя на расстояние в несколько километров пересекает береговые обрывы, выполняя полость пологого разрыва.

Южнее появляются мощные пачки мраморов и графитовых, графит-спессартитовых кварцитов. Мраморные белоснежные скалы контрастно выделяются среди темных основных сланцев и часто покрыты огненно-рыжими лишайниками (мыс Шунтэ-Левый). Маленькая живописная бухта под обрывами мыса интересна выходами амфиболит-карбонатного меланжа. Метасоматоз здесь проявился в виде зон диопсидовых и флогопит-тремолитовых скарнов вокруг амфиболитов в мраморах. В пачке мигматизированных амфибол-биотитовых сланцев встречаются порфиробласты сургучно-красного граната от 5 до 15 см в диаметре.

73. Падь Узур

Узур — первая от мыса Хобой пологая падь, выходящая на восточный берег Ольхова. Ее устье окаймляет живописная подковообразная бухта Хага-Яман (рис. 22). На скальных бортах обнажаются основные сланцы и мраморы, а в самой бухте и на склоне за метеостанцией имеются выходы кварцит-карбонатного меланжа, где на контактах хаотически расположенных обломков пластов серых углистых кварцитов и вмещающих их мраморов развивается необычная минерализация. Эти породы обогащены хромом,



Рис. 21. Начало о. Ольхон — мыс Хобой (фото В. Белевича).

ванадием и в зонах циркуляции растворов образуются скопления кристаллов — хром-ванадиевых разновидностей диопсида и амфибола — нежно-зеленых лавровита и смарагдита, а также богатого ванадием изумрудно-зеленого турмалина.

74. Мыс Хадарта — остров Баракчин

Мыс Хадарта — длинный (300—350 м) и узкий (20—150 м) выступ на Маломорском побережье Ольхона. Его берега круто обрываются в воды Байкала и представляют собой обнажения, почти повсеместно доступные наблюдению. Мыс — прекрасный полигон для изучения широкого спектра древних изверженных метаморфических пород (рис. 23).

Особенностью метаморфических пород на этом участке являются переслаивание (иногда очень тонкое), постепенные и резкие контакты диопсидовых и двупироксеновых плагиосланцев и плагиогнейсов с кальцитовыми и доломитовыми мраморами, а также кварцитами. Среди мраморов распространены кальцитовые и кварц-кальцитовые разновидности с графитом. Исходным субстратом метаморфических пород была, по-видимому, осадочно-вулканогенная толща, сформированная в прибрежном мелководье, с частыми колебаниями дна, отраженными тонким переслаиванием карбонатных и силикатных пород.

Среди ассоциации пород ультраметаморфического этапа наиболее распространены гранат- и плагиоклаз-амфиболовые, гранат-плагиоклазовые, существенно гранатовые, гранат-амфибол-плагиоклазовые разновидности, залегающие в контактах основных сланцев с кальцитовыми мраморами; шпинель-плагиоклаз-гиперстен-фассаитовые породы в контактах сланцев с доломитовыми мраморами, а также мигматиты по основным сланцам. Как правило, метасоматиты слагают субпластовые тела, реже образуют обособленные и гнезда неправильной формы и жилы мощностью до 25—30 м. Нередко новообразования в кристаллических сланцах и гнейсах представлены порфиробластами граната и амфибола размерами 10—25 см и образуют в итоге крупнокристаллические и гигантозернистые породы, сложенные амфиболом, гранатом, плагиоклазом в различных количественных соотно-

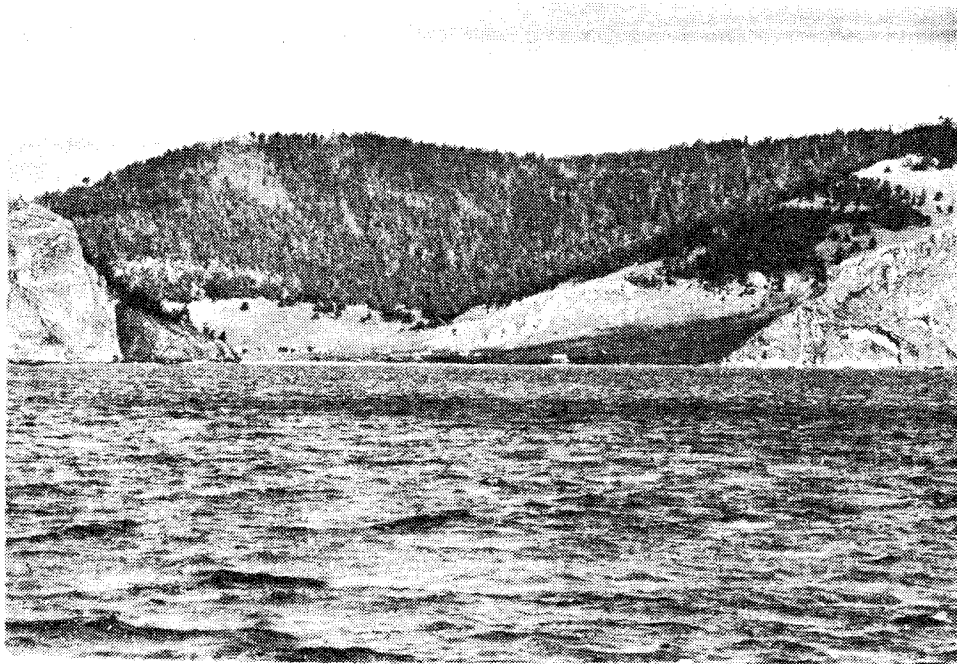


Рис. 22. Метеостанция в пади Узур (фото В. Белевича).

шениях. Широко распространены секущие прожилки и тела плагиогранитов, эндрбитов, сиенитов мощностью от 1 до 60 м.

В доломитовых мраморах вне и на контактах с магматическими породами отмечаются магнезиальные скарны. В пластах мраморов заключены жильные тела форстеритовых, форстерит-пироксеновых и шпинель-форстеритовых скарнов и кальцифиров. Шпинель имеет фиолетовый, синий, розовый и красный цвета. За счет кальцитовых пород с кварцем образуются волластонитовые и гранат-андрадитовые метасоматиты. Контакты доломитовых мраморов и плагиогранитов имеют следующую зональность: плагиогранит — анортзитоподобная порода — пироксен-плаггиоклазовая порода со сфеном — шпинель-фассаитовый скарн — шпинель-форстеритовый скарн и кальцифир. Мощность скарновых тел не превышает 1,5 м. Пироксен-плаггиоклазовые и шпинель-фассаитовые породы наблюдаются в виде включений различной формы и размеров в плагиогранитах и анортзитах, располагающихся в метасоматитах. Метаморфические и метасоматические процессы происходили в условиях повышенных давлений (8,5—12 кбар) и температур (670—900 °С).

Породы постультраметаморфического этапа распространены ограничено и приурочены к мраморам и ранним метасоматитам. В аподломитовых скарнах появляются маложелезистый флогопит, паргасит, графит, а в апсланцевых метасоматитах — актинолит и скаполит. В участках перекристаллизации за счет мелкозернистых шпинель-форстеритовых скарнов образуются идиоморфные октаэдрические кристаллы до 1 см голубой, синей, фиолетовой, красной и рубиновой шпинели.

Метасоматиты с крупными кристаллами граната, амфибола, плаггиоклаза широко распространены в юго-западной и северо-восточной частях полуострова; зональные магнезиальные скарны — в северо-восточной, а скарны с крупными кристаллами шпинели и волластонита — в юго-западной частях.

Остров Баракчин находится в 2,5 км к северо-востоку от мыса Хадарта. Он имеет сходные с ним геологическое строение и последовательность процессов петрогенезиса, идентичную минерализацию (рис. 24). Здесь и на близлежащих островах Беленький, Замугой в скальных обнажениях широко

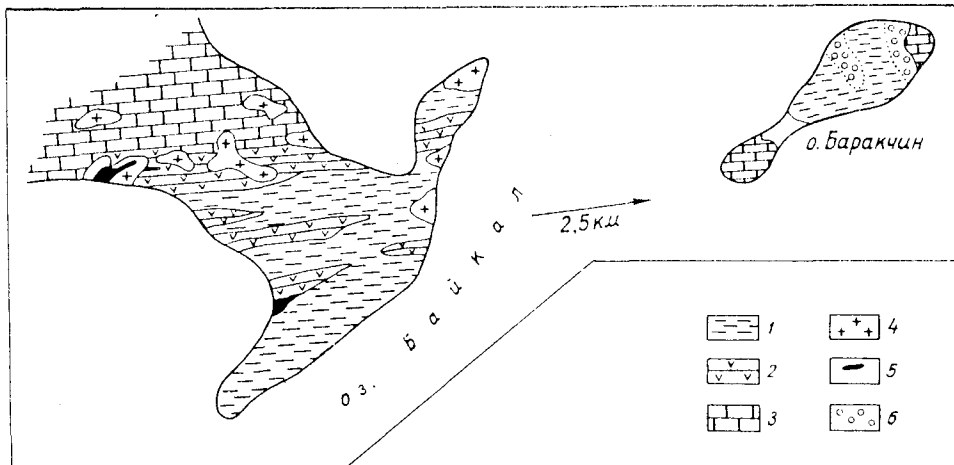


Рис. 23. Геологическая схема мыса Хадарта и о. Баракчин (составили З.И. Петрова, М.И. Грудинин).

1 — роговообманковые породы; 2 — диопсидсодержащие породы; 3 — мраморы; 4 — граниты; 5 — оливиновые пироксениты; 6 — гранититы.

представлены крутозалегающие пластовые тела (реже жилы) зональных метасоматитов мощностью от 0,5 до 60 м, сложенные крупно- и гигантозернистыми гранат-амфиболовыми, амфибол-гранат-плаггиоклазовыми, амфибол-плаггиоклазовыми и гранатовыми породами. Эти образования приурочены к контактам относительно мощных пластов кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов с основными сланцами. Содержания порообразующих минералов — граната, амфибола, плаггиоклаза, пироксена — и их размеры варьируют в зависимости от расположения в зоне контакта: гранатом обогащены участки, прилегающие к мраморам, а амфиболом — к сланцам. В сланцах встречаются жилы мощностью до 3 м существенно гранатовых пород с плаггиоклазом и пироксеном, отходящие от мощных тел метасоматитов, развитых в контактах силикатных и карбонатных пород. Аналогичные метасоматические образования встречены на многих участках Приольхонья. Для них характерны крупные кристаллы красного, малинового граната, черного амфибола.

Набор минералов, слагающих породы на о. Баракчин, однообразен: гранаты представлены рядом гроссуляр-альмандина, амфибол — гастингсита-чермакита и феррогастингсита-феррочермакита; пирроксены относятся к геденбергит-авгитам.

Наиболее крупные тела существенно гранатовых пород находятся на северо-восточном берегу острова в контактах кальцитовых мраморов и амфибол-плаггиоклазовых пород, развитых по двупироксеновым сланцам. В его восточной части встречаются лишь жилы, а на юго-западном берегу имеются гигантозернистые амфибол-плаггиоклазовые породы.

75. Мыс Отто-Хушун

Одна из наиболее уникальных свободных аккумулятивных форм береговой зоны Байкала — мыс Отто-Хушун (мыс Тонкий), расположенный в проливе Малое Море, в средней части его материкового берега. Это самая крупная интересная по форме коса-стрелка. Она сформирована вдольбереговыми наносами встречных течений на участке, где их “бюджеты” уравниваются и песчано-обломочный материал осаждается. Галька на косе хорошо окатана и весьма пестра по составу с очень красивыми разновидностями.

В недавнее время мыс неразумно подвергнут разрушению: на нем решили добывать галечный материал, впоследствии оказавшийся непригодным для строительных целей. В результате понижена высота мыса, коса



Рис. 24. Остров Баракчин — бесценная “шкатулка” с различными кристаллами минералов (фото В. Белевича).

оказалась доступной перехлестыванию волнами и размыву, а значительная ее часть при высоких уровнях воды озера затопляется и подвергается деградации.

76. Зундукский разрез

По долине р. Зундук обнажены метаморфические парапоры ольхонского комплекса и диафториты зоны Главного разлома Прибайкалья. В их строении и соотношениях наибольший интерес представляет снижение интенсивности регионального метаморфизма от роговообманково-гранулитовой субфации до низших ступеней фации альмандиновых амфиболитов, контакты складчатого комплекса с зоной диафторитов Приморского хребта, катаклазиты и милониты по различным орто- и парапорам.

Вверх от устья по долине можно наблюдать контакт биотит-гранатовых и биотитовых плагиогнейсов с мраморами, осложненный малоамплитудным разрывом. Северный мыс устья Зундука сложен различными гнейсами, роговообманковыми кристаллосланцами, амфиболитами и их жильными производными, метаморфизованными в роговообманково-гранулитовой субфации. Далее на расстоянии 1 км обнажены пестрые мраморы, иногда брекчиевидные.

Выше по течению на восточном склоне небольшой ложбины отмечены выходы доломитовых мраморов, на западном — метаморфических сланцев. Последние, являясь стратиграфическими аналогами гнейсов начала разреза, представлены несколькими разновидностями: светлыми мусковит-кварцевыми с редким эпидотом, более темными мусковит-биотит-эпидот-кварцевыми, биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми и мелкозернистыми амфиболитами. Встречаются своеобразные “ортогнейсы” состава кварцевого гранодиорита. Эти ассоциации контактируют с доломитовыми мраморами, слагающими узкую синклиналь, к крылу которой прилегают катаклазированные, брекчированные розовато-серые граниты.

Далее на левом склоне долины на расстоянии до 3 км на фоне интенсивного рассланцевания зон мелких подвижек и брекчирования можно

наблюдать ориентировку реликтовой сланцеватости, фрагменты складок. Незначительные новообразования низкотемпературных минералов (хлорит, серицит, карбонат) связаны с молодыми подвижками по разломам.

Далее в полосе шириной до 250 м можно наблюдать повторно милонитизированные слоистые blastsмилониты по порфириновидным приморским гранитам и ортоамфиболиты по диабазам.

Выше по течению реки на протяжении 400 м представлены неизменяемые повторными процессами катаклаза и милонитизации породы зоны диафторитов. Это ортоамфиболиты, метаморфизованные вторичные кварциты, blastsмилониты с варьирующими содержаниями мусковита, биотита, граната и хлоритоида. За ними обнажена полоса шириной до 200 м вторичных кварцитов. Здесь можно наблюдать постепенные переходы к исходным гранитоидам, реликтовые блоки гранитного состава, зону слюдистых и слюдисто-гранатовых blastsмилонитов среди кварцитов. По ходу преобладание кварцитов сменяется сочетанием слюдистых blastsмилонитов, динамометаморфизованных диабазов и маломощных зон вторичного окварцевания с господством ассоциаций ставролит-кварцевой субфации альмандиновых амфиболитов. Степень наложенного метаморфизма постепенно снижается. В северо-западной части разреза диафторитов она не превышает уровень биотитовой фации зеленых сланцев.

П-ОВ СВЯТОЙ НОС И УШКАНЬИ ОСТРОВА

В 1921 г. П. Эсколя по материалам исследований Радиевой экспедиции 1914 г. впервые описал гибридные полнокристаллические породы сиенитового состава, названные им "святоноситами". Впоследствии подобные породы найдены во многих регионах, а термин прочно вошел в петрографическую литературу.

В геологическом строении полуострова выделяются 4 группы пород: 1 — породы этапа регионального метаморфизма — сланцы, гнейсы, мраморы, кальцифиры, ультрабазиты, кварциты; 2 — конформные и секущие тела разнообразных мигматитов, скарнов, гранитоидов, пегматитов, сиенитов, святоноситов ультраметаморфического этапа; 3 — постультраметаморфические (постмагматические, постмигматитовые) метасоматиты с амфиболами, флогопитом, скаполитом, эпидотом, цоизитом, серпентином, хлоритом, альбитом, карбонатом, кварцем, замещающие породы первых двух групп; 4 — поздние гранитоиды баргузинского комплекса и связанные с ними пегматиты (рис. 25).

По многим признакам святоноская серия близка к ольхонской. Для этих толщ характерна насыщенность мраморами, переслаивающимися с кристаллическими сланцами и гнейсами. Различия обусловлены особенностями тектонического, термодинамического режимов их становления, интенсивностью и химической направленностью ультраметаморфических и постультраметаморфических преобразований.

В святоносской толще широко распространены кальцитовые и доломит-кальцитовые (иногда с кварцем) мраморы и диопсидовые кальцифиры, обогащенные стронцием. Реже встречаются пропластки доломитовых мраморов. Из силикатных пород преобладают диопсидовые, амфиболовые (с диопсидом, гранатом, биотитом), гранат-амфиболовые плагиосланцы и плагиогнейсы; встречаются кварциты и амфиболизированные двупироксеновые сланцы, редко метагипербазиты. В объеме карбонатные породы на полуострове значительно преобладают над сланцами и гнейсами.

Породы метаморфического этапа подвержены ультраметаморфическим преобразованиям. По кристаллическим сланцам и гнейсам последовательно образуются плагиокалишпатовые и теньевые калишпатовые мигматиты, а на конечных стадиях — гранитоиды. Среди продуктов ультраметаморфизма преобладают пироксеновые и гранатовые мигматиты, гранитоиды, сиениты. Гранаты представлены альмандином с примесью пиропы, спессартина, анд-

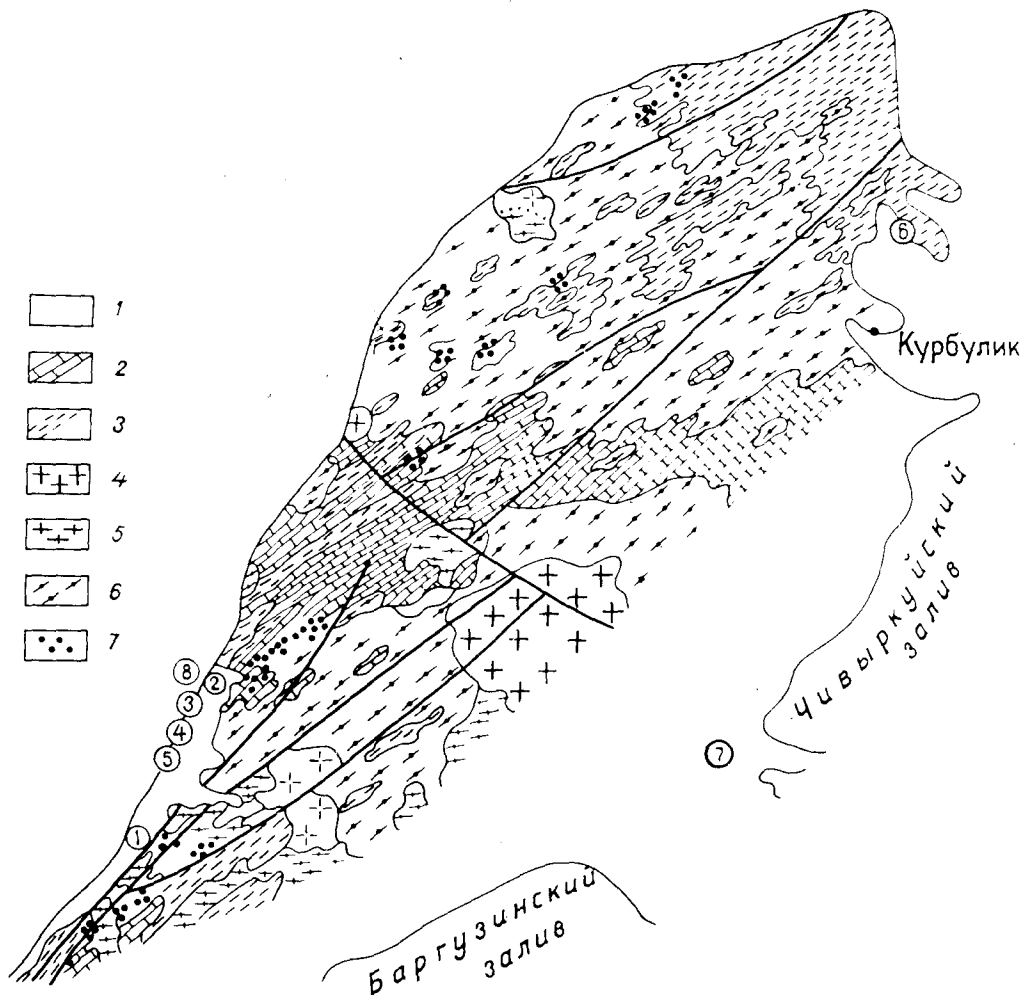


Рис. 25. Геологическая схема п-ова Святой Нос.

1 — современные отложения; 2 — мраморы; 3 — кристаллосланцы; 4 — раннепалеозойские порфирированные гранодиориты; 5—7 — породы Святоносского массива: 5 — сиениты, кварцевые сиениты, 6 — граниты, 7 — святоноситы. Цифры в кружках — геологические объекты: 1 — Эскольское тело святоноситов, 2—5 — Марковские тела святоноситов, 6 — ист. Змеиный, 7 — ист. Кулинные Болота, 8 — кл. Марковский.

радита. По метагипербазитам образованы гигантозернистые амфибол-плагиоклазовые породы, отвечающие по составу габбро. Конечными продуктами ультраметаморфизма являются существенно роговообманковые плагиомигматиты, диориты, гранодиориты, граносиениты и сиениты.

По пироксеновым кальцифирам, доломит-кальцитовым и кальцитовым мраморам образованы темно-зеленые пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, а по доломитовым — зональные магнезиальные скарны, внутренние зоны которых сложены белыми и светло-зелеными диопсидовыми скарнами, а внешние — форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми кальцифирами. Обычно эти скарны наследуют форму и размеры замещаемых маломощных пластов мраморов среди сланцев и гнейсов, а в мощных пластах карбонатных пород образуют маломощные секущие жильные и линзовидные тела.

Минералого-геохимические взаимоотношения скарнов со святоноситами и сиенитами, включения гранат-пироксеновых скарнов в святоноситах, а пироксеновых — в сиенитах, порфиробласты калиевого полевого шпата в скарнах, прожилки сиенитов и святоноситов в скарнах, отсутствие постмагматических изменений позволяют отнести их образование к магматической

докристаллизационной стадии. Это очень редкий в природе тип известковых скарнов. Для скарнов, образованных по ним святоноситов и сиенитов, характерно варьирование содержаний минералов, их размеров, структурно-текстурных особенностей даже в пределах одного штуфа.

Между святоноситами и сиенитами отмечаются последовательные переходы, а в пределах каждой разновидности они идентичны. Преобразования гранат-пироксеновых скарнов в святоноситы и пироксеновых скарнов в сиениты соответствуют направленности процессов гранитизации. Скарны, святоноситы, сиениты имеют специфическую редкоэлементную насыщенность, характерную для глубинных пород с мантийными источниками.

Минеральный состав скарнов, святоноситов и сиенитов присущ породам только этого ряда. Под классическим байкальским "святоноситом" следует понимать породу довольно пестрого состава, содержащую кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гранат гроссуляр-андрадитового ряда, пироксен и обогащенную барием, стронцием, цирконием, РЗЭ, относительно пород с близким химическим составом. Генезис святоноситов стал предметом дискуссий. На полуострове эти породы образованы при процессах гранитизации и магматического замещения основных, высококальциевых пород. Региональные процессы гранитизации под воздействием глубинных мантийных флюидов в святоносской толще привели к формированию мигматитов по гнейсам и сланцам, пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов по кальцитовым мраморам, а также магнезиальных скарнов по доломитовым мраморам. В дальнейшем, на стадии магматического замещения скарнов, образовались святоноситовые и сиенитовые расплавы. Их становление могло сопровождаться внедрением и дифференциацией, вплоть до появления аплитовидных разновидностей. Эта модель подтверждается во всем Прибайкалье.

Интересны строение и история возникновения перешейка Мягкая Карга, связывающего п-ов Святой Нос с материком. Первоначально он был довольно глубоким (мощность рыхлых отложений по геофизическим данным до 0,5 км) с расчлененным кристаллическим ложем. Ныне перешеек вдоль Баргузинского залива покрыт серией песчаных валов высотой до 1,0—1,5 м и расстояниями между гребнями 20—50 м. Углубления заняты озерами, болотами. Валы образованы выбросами на берег штормовыми волнами песка и гальки. Их общее время формирования от 3 до 15 тыс. лет.

77. Эскольское тело святоноситов

Находится в 9 км на северо-восток от мыса Ниж. Изголовье, в 200 м от берега Байкала. На протяжении 5 км вдоль склона хребта в отдельных коренных выходах видны взаимоотношения различных типов святоноситов с карбонатными и магматическими породами. В отмеченной точке отчетливо наблюдается образование ранних гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов по кальцитовым мраморам.

78. Марковское тело-1 святоноситов

В 600 м выше устья ключа Бол. Марковский, по правому борту долины на протяжении 3 км прослеживается Марковское тело святоноситов. Здесь отчетливо видно развитие разнообразных типов святоноситов и сиенитов по гранат-пироксеновым и пироксеновым скарнам. Широко распространены аплитовидные святоноситы и сиениты, секущие ранние скарны, святоноситы и сиениты с порфировидной гломеробластовой структурами.

79. Марковское тело-2 святоноситов

В 600 м к югу от мыса Бол. Марково в береговых обнажениях наблюдается тонкое переслаивание диопсидовых плагиогнейсов и кальцифиров с кальцитом, диопсидом, кварцем и графитом. Мощность пропластков мрамор-

ров и плагиогнейсов 1—5 см. Здесь же отмечается тело метагипербазитов мощностью до 5 м, залегающее среди биотит-амфиболовых плагиосланцев и, в свою очередь, пересеченное жилкой сиенитов. Особенностью петрографического состава гипербазитов является то, что они представлены преимущественно оливиновыми горнблендитами и в большинстве случаев относительно слабо подвержены процессам серпентинизации, которая выражается преимущественно в образовании петельчатого lizardита. Породы в разной степени флогопитизированы.

80. Марковское тело-3 святоноситов

В 1 км к югу от устья ключа Бол. Марковский в обнажении наблюдаются переходы от немигматизированных пироксен-гранатовых плагиогнейсов через мигматиты к пироксен-гранатовым сиенитам. Гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду. Отмечаются переслаивание кальцифиров и диопсидовых гнейсов и окварцевание метаморфических пород.

81. Марковское тело-4 святоноситов

В 1,3 км к югу от устья ключа Бол. Марковский в доломитовых мраморах отмечаются жильные тела толщиной до 0,5 м шпинель-форстеритовых скарнов с красной, розовой, рубиновой шпинелью и изумрудно-зеленым пироксеном, распределенных в объеме породы крайне неравномерно. В коренном залегании можно наблюдать жильные тела мономинеральных белых и светло-зеленых диопсидовых скарнов, подвергшихся флогопитизации, актинолитизации, серпентинизации. Вблизи этой точки — выходы крупнокристаллических и гигантозернистых амфибол-плагиоклазовых габброподобных пород, развивающихся в виде прожилковых тел по мелкозернистым амфиболовым плагиосланцам.

82. Источник Змеиный

Термальный источник Змеиный находится на п-ове Святой Нос у входа в Чивыркуйский залив. Разгрузка горячих вод приурочена к зоне разлома в гранитогнейсах. Дебит источника незначительный и составляет 0,3 л/с, который складывается из расходов нескольких отдельных грифонов. Основной выход каптирован примитивным деревянным срубом — сток из него слабый.

Состав воды карбонатно-сульфатный натриевый, общая минерализация 0,5 г/л. Вода обладает сильным запахом сероводорода (26,2 мг/л), содержит фтор (8,5 мг/л) и кремниевую кислоту (130 мг/л). Температура ее 48 °С. Рядом с основным каптированным выходом у уреза воды в озере имеются еще четыре грифона, температура воды в которых от 28 до 34 °С.

Свое название источник получил из-за неядовитых полозов, которые тут иногда появляются. Россыпи коренных пород вблизи источника и горячая вода — благоприятная среда для их обитания. Вода источника постоянно используется жителями близлежащих населенных пунктов и туристами из Бурятии и Иркутской области для приема ванн, но широкие бальнеологические исследования здесь пока не проведены.

83. Источник Кулиные Болота

Выход термальных вод имеется на перешейке. Омываемая с севера и юга водами Чивыркуйского и Баргузинского заливов территория в пониженных местах сильно заболочена, а после подпора плотиной Иркутской ГЭС уровень воды в озере поднялся и произошло подтопление источника, тяготеющего к Чивыркуйскому заливу, что также затруднило подход к нему.

Отчетливых выходов термальных вод нет, только на водной поверхности, свободной от водорослей и растительных остатков, можно наблюдать лопающиеся пузыри, поднимающиеся со дна. Температура воды на поверх-

ности варьирует в разных местах от 20—26 до 54 °С или от 36 до 70 °С на глубине. Химический состав воды также не идентичен. Возможно, это вызвано климатическими условиями региона или колебаниями уровня воды в озере. По данным В.Г. Ткачук вода хлоридно-гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,33 г/л; содержание сероводорода достигает 2 мг/л. По другим данным она карбонатно-сульфатная натриевая с содержанием сероводорода 3,3 мг/л, фтора — 7, кремниевой кислоты 120 мг/л, рН более 8,4; минерализация 0,45 г/л, температура 36 °С (на 31.08 1974 г.).

Состав воды аналогичен таковой курорта Горячинск, что позволяет использовать ее при заболеваниях нервной системы, органов движения (артрит и полиартрит); достаточно хорошие показания при хронических интоксикациях, кожных, гинекологических и урологических заболеваниях.

84. Ключ Марковский

Очень интересный разрез верхнемиоценовых отложений обнаружен Г.П. Вологодским на западном берегу в районе кл. Марковский, где представлен дресвой, галечниками, песками, суглинками, глинами и прослоем бурого угля общей мощностью около 12 м.

Минеральная ассоциация характерна для глин озерных и озерно-болотных фаций. В обедненных спорово-пыльцевых комплексах из бурых углей — ель, тсуга, американский серый орех, вересковые, кипрей, злаки, грецишные, водяные папоротники, семейства чистоусовых, на основании которых отложения датируются миоценом.

85. Ушканьи острова

Ушканий архипелаг — излюбленное лежище байкальского тюленя (нерпы) — представляет собой группу островов, состоящих из Бол. Ушканьего острова, вытянутого по широте на 5 км, при ширине до 2 км и Мал. Ушканьих островов (Тонкий, Круглый, Долгий). Бол. Ушканий остров возвышается над поверхностью Байкала на 216 м, высота других — немногим более 20 м. И.Д. Черский обнаружил 5 террас Бол. Ушканьего острова до высоты 139 м, В.В. Ломакин насчитал уже 10 абразионных террас, а на вершине острова нашел следы волновой деятельности и предположил, что она некогда представляла дно Байкала.

При приближении к архипелагу издалека привлекает внимание характерная форма Большого острова. На пологом склоне видна ступенчатость — результат волновой абразии. Об этом же свидетельствует разбросанная на поверхности террас хорошо окатанная галька. Следовательно, высотное положение острова относительно водной поверхности периодически менялось (рис. 26). Предположение о более высоком, чем современное, уровне зеркала воды озера связывается с таянием древних ледников. По расчетам Н.В. Думитрашко он был примерно на 100 м выше. Однако при таком повышении уровня и его опускании после образования стока через Ангару озерные отложения должны бы перекрывать моренные. Этому же пока нет достаточного фактического обоснования.

Второе наиболее приемлемое объяснение появлению террас — поднятие Ушканьего архипелага из глубин Байкала, чему находит объяснение наличие многочисленных выровненных площадок-ступеней в верхних частях современного подводного склона на западном и восточном берегах Байкала: их происхождение явно надводное.

Асимметрия Бол. Ушканьего острова хорошо объясняется его перекосом, более интенсивным поднятием восточной стороны. Известно по батиметрическим данным, что Байкальская котловина косо рассекается подводным узким Академическим хребтом, ориентированным от о. Ольхон через Ушканий архипелаг и далее к мелководью восточного берега между реками Туркулик и Сосновка. Судя по морфологии хребта, можно считать, что



Рис. 26. Волноприбойная ниша на Большом Ушканьем острове (фото В. Белевича).

наиболее поднятым был участок Ушканьих островов, а о. Бол. Ушканый, по образному выражению В.В. Ломакина, подобен пробке в бутылке шампанского, которая, выпирая вверх, взламывает тонкую сургучную кору, разделяя ее трещинами на отдельные блоки. В районе Ушканьего архипелага и п-ова Святой Нос отмечается высокий градиент новейших достижений. Здесь произошли наиболее сильные за последние 100 лет землетрясения, а поднятия архипелага сопровождались опусканиями прилегающих берегов Байкала. Зоны крутых обрамляющих разломов обуславливают их мозаично-блоковое строение. С ними связаны термальные источники с высокими содержаниями гелия, аргона, фтора и др., что позволяет судить о ювенильной природе гидротерм. Щелочно-галлоидный состав терм — свидетельство слабого метаморфизма вод из-за кратковременного воздействия с проводящими породами, т.е. предвулканического, а не поствулканического их характера.

Ныне в террасовой лестнице Бол. Ушканьего острова отчетливо зафиксированы 8 террас. I терраса имеет высоту 4—9 м, ширину от нескольких десятков до 150—200 м. В ее разрезе преобладают галька и хорошо промытый разнозернистый песок. II терраса выражена уступом и имеет высоту 20—22 м. Ее площадка шириной 20—30 м горизонтальна с едва заметным уклоном. В шурфах вскрывается хорошо окатанная галька. III терраса (26—28 м) имеет незначительную ширину и протяженность, но в рельефе выражена отчетливо. Шурфом метровой глубины вскрыта плотноупакованная галечная толща. IV терраса (38—39 м) имеет крутой уступ и относительно широкую площадку (30—40 м) с высыпками гальки. V терраса (42—46 м) несет на поверхности много хорошо окатанной эллипсоидной уплощенной гальки кварц-кварцитового состава. VI терраса (77—82 м) имеет крутой уступ и ширину 10—12 м. На ее поверхности много гальки и дресвы. VII терраса возвышается над урезом воды на 100—105 м. Ее поверхность субгоризонтальна и довольно широкая — до 30—35 м. Галька редка и ее окатанность невысокая, но единичны хорошие окатыши. VIII терраса (200—210 м) представлена субгоризонтальной поверхностью, на которой присутствует прекрасно окатанная галька.

В 1958 г. А.С. Ескин описал кайнотипные авгититы на северо-западном берегу о. Бол. Ушканий, а в 1975 г. А.А. Бухаров обнаружил валуны лиловато-бурых миндалекаменных эффузивных пород типа мелилититов. Детальными работами установлено, что здесь в пабереге среди докембрийских мраморов в цоколе абразионной террасы имеется несколько выходов молодых вулканитов. Макроскопически выделяются три их разновидности: 1) темно-серые до черных, массивные; 2) зеленовато-серые, плотные, иногда миндалекаменные; 3) лиловато-бурые, миндалекаменные.

Первая разновидность состоит из авгита, бурого стекла, оливина, биотита, рудного минерала и редко встречающегося плагиоклаза. Вторая состоит из стекловатого, различно раскристаллизованного базиса, порфириров выделений оливина и спорадических авгита, обильных мелких кристаллов мелилита и рассеянного рудного минерала. Третья разновидность по изначальному составу аналогична зеленовато-серым порфирирам и отличается значительной окисленностью, интенсивной гематитизацией.

Биотитовые авгититы представляют жерловую фацию. Вторая разновидность является переходной между жерловой фацией и излившейся на поверхность лавой. К лавам относятся миндалекаменные породы и все породы третьей разновидности. Абсолютный возраст вулканитов 52 ± 8 млн лет (K-Ar метод) — нижний эоцен — низы среднего эоцена.

Черные авгититы обнажены на юго-западном участке, на северо-востоке находится изометричный в плане выход зеленовато-серых вулканитов. Между крупными телами имеются мелкие — зеленовато-серых и лиловато-бурых порфириров. Некоторые из них, вероятно, крутопадающие дайки, другие — пологие линзы — остатки лавового потока. Лиловато-бурые вулканиты также слагают цемент лавобрекчии, обломки которой состоят из мраморов.

Для определения формы магматических тел, перекрытых наносами, проведена магнитометрическая съемка. Положительными магнитными аномалиями отражены два их выхода. Наиболее интенсивная аномалия соответствует штокообразному телу (30×40 м) с угловатыми очертаниями, уходящему в акваторию. От штока в широтном направлении на 100 м отходит дайка в пределы второй залесенной террасы, она разветвляется на две части и выклинивается. Аномалия над телом зеленовато-серых авгитовых порфириров менее интенсивна. По форме тело близко к вертикальному штоку. Слагающие его породы образовались из контаминированной магмы. Над другими выходами кайнозойских магматических образований магнитные аномалии отсутствуют. Очевидно, это связано с их малой мощностью.

Таким образом, на о. Бол. Ушканий обнаружены два жерла вулкана, дайки и остатки лавового потока, связанные началом становления Байкальской рифтовой впадины.

ТУНКИНСКО-МОНДИНСКАЯ ВЕТЬ РИФТОВЫХ ВПАДИН

Генетически единая с впадиной Байкала Тункинско-Мондинская группа суходольных рифтовых впадин протягивается от южной оконечности озера вплоть до границы с Монголией (см. рис. 1, 2). Это новейшее сооружение состоит из отдельных прогибов и их перемычек — отрогов. Северный борт рифта — крутой уступ, отделяющий низинную поверхность от альпийских Тункинских гольцов. Южный борт значительно положе. В направлении с востока на запад ветвь состоит из Быстринской, Торской, Тункинской и Мондинской впадин, разделенных разновысокими тектоническими ступенями — горстами, Еловским и Ниловским отрогами. Одной из главнейших черт суходольных впадин является их "подвешенность" над урезом вод Байкала. Наибольшие перепады рельефа коренного ложа происходят на межвпадинных перемычках и именно здесь впечатляют успешные antecedентные долины рек Ильчи, Иркута, Ихэ-Ухгуни. Для больших впадин свойственны мультислойные погружения кристаллического

фундамента до глубин более 2,5 км, заполнение мощной кайнозойской континентальной молассой с покровами базальтов и их туфов. Нижние части этого разреза (миоцен — нижний плиоцен) имеют преимущественно мелкообломочный состав, содержат пласты бурых углей и слои диатомитов, верхние же — более грубообломочные, что свидетельствует об усилении темпов воздымания горных сооружений на последней (поздней плиоцен-четвертичной) стадии рифтогенеза.

Со склона Еловского отрога хорошо видны главные черты рельефа Тункинской впадины. В ее центре распространены низкие аккумулятивные, а на крыльях — предгорные пролювиальные равнины. В пойме рек Тунка и Енгарга широко распространены озера в болотистой низине. В центре впадины располагается массив Бадар, где распространены среднеплейстоценовые озерные пески. Происхождение этого молодого поднятия представляет загадку: данных о подъеме фундамента нет. Предполагается образование вздутия за счет встречного соскальзывания осадочной толщи с бортов или формирования мощной линзы многолетней мерзлоты и ее термического разбухания. У сел Талая и Хурай-Хобок над аккумулятивными равнинами возвышаются группы небольших шлаковых конусов позднечетвертичных вулканов.

Южное крыло впадины образует пологонаклонная поверхность, воздымающаяся в сторону Хамар-Дабана. Она нарушается лишь низкими уступами с локальными, разновысотными террасами врезания или образует угловатые вхождения днища в хребет. Северный борт — это высокий, крутой сбросовый уступ. Его строение можно наблюдать вблизи курорта Аршан, следуя по тропе вдоль живописного ущелья р. Кынгарга. В уступе главенствующую роль играют треугольные фасеты (границы) крутизной более 30°, образующие зубчатое основание фронта гор, опирающееся на пологонаклонную предгорную равнину из слитых конусов выноса. Наклон кристаллического цоколя, перекрытого шлейфом осадков, сопоставим с крутизной обнаженного уступа. Интенсивность движений в этой зоне показывает амплитуда только голоценовых вертикальных смещений: на правобережье Кынгарги деформации захватили толщу валунников и галечников, пересекают поперек две террасы высотой до 11 м уступом и рвом в основании глубиной в 2,7 м. Это типичные палеосейсмодислокации, возникшие практически мгновенно. Своеобразными морфоскульптурами в зоне сброса являются руинные скалы, разделенные глубокими коридорами с нагруженным в них глыбово-осыпным материалом.

Есть определенные аналогии между Еловским и Ниловским отрогами. Их основу составляют наклонные горсты, ограниченные с северо-востока высокими уступами, оформленными дериватами Тункинского сброса.

В целом маршрут по суходольной Тункинско-Мондинской группе рифтовых впадин дает насыщенную и разнообразную информацию об одном из живописных районов Прибайкалья, позволяет увидеть экзогенное отражение процессов тектогенеза на поверхности, ознакомиться с целебными источниками, имеющими огромную популярность в народе.

86. Урочище Козья Шейка

Это живописная седловина, образовавшаяся между сближенными меандрами рек Зун-Мурин и Маргасан. Подошва миоценовой базальтовой толщи здесь находится на абс. высоте 900 м, на 100 м выше гальвега р. Зун-Мурин. Базальтами погребена древняя речная долина глубиной около 400 м.

Вулканическая толща в урочище расчленяется на две пачки. Нижняя, оливин-толеитовая, пачка имеет толщину до 50 м. Непосредственно на Козьей Шейке обнажен один 15-метровый поток толстостолбчатых базальтов, а в 1 км ниже по течению р. Зун-Мурин чередуются многочисленные маломощные потоки. Породы сильно изменены процессами выветривания. Выше пачки оливиновых толеитов вдоль обнажения прослеживается линза галечников, перекрытая, в свою очередь, базанитами и щелочными оливино-

выми базальтами. Непосредственно на галечниках залегают базаниты с глубинными включениями. Выше находятся 5—6 потоков щелочных оливиновых базальтов. Толщина верхней пачки 80—90 м.

Пачка оливиновых толеитов сопоставляется по химсоставу и, по-видимому, одновозрастна оливиновым толеитам Еловской междувпадинной перемычки, имеющим калий-аргоновые датировки в 15—16 млн лет. Для базанитов Козьей Шейки получена цифра 10 млн лет, а для щелочных оливиновых базальтов — 8,3 млн лет. Сходные по составу и одновозрастные породы, в том числе с глубинными включениями, обнажены на Еловской междувпадинной перемычке, в долине р. Хобок.

87. Вулканы Тунки

Проявления вулканизма Тункинско-Мондинской группы впадин начались в позднем мелу и раннем палеогене. Базальты и туфы ранних извержений вскрыты бурением в основании осадочно-вулканогенного разреза Тункинской впадины. Крупные трещинные излияния умеренно-щелочных базальтов происходили в миоцене — раннем плиоцене в условиях медленного прогибания ее днища и воздымания гор. В центральной части хр. Хамар-Дабан лавовые покровы, содержащие маломощные прослои осадочного материала, образовали базальтовое плато площадью около 3000 км². Мощность базальтов иногда превышает 500 м. Подошва толщи в осевой части хребта расположена на отметке 1800—1900 м и постепенно понижается в сторону Тункинской впадины, где базальтовые тела залегают на 500—1000 м ниже уровня моря.

В эоплейстоцене в Тункинской впадине произошли мощные взрывные извержения и накопилась толща в 200—250 м туфогенно-осадочных отложений. Лавы плейстоценовых умеренно-щелочных базальтов изливались на Еловском отроге и в Тункинской впадине, где они переслаиваются с четвертичными грубообломочными отложениями. Мощность плейстоценовых базальтов около 150 м.

Последними вспышками вулканизма (конец плейстоцена — начало голоцена) в Тункинской впадине созданы мелкие шлаковые и лавовые вулканические конусы. По дороге на курорт Аршан встречается около 20 мелких, в основном бескратерных вулканических конусов и холмов, сложенных пузырьчатыми афролитовыми базальтами, рыхлыми шлаками, агглютинатами и вулканическими бомбами. Видно грубослоистое строение шлаковых конусов и агглютинатов жерловой фации. Вулканическое построение редко возвышаются более чем на 40—50 м над поверхностью впадины и объединяются в обособленные группы.

В зоне максимального погружения впадины на пересечении ее продольной оси с поперечным Кынгарским разломом находятся Таловская и Кунтинская группы шлаковых конусов. Справа от дороги на Аршан расположена цепочка мелких шлаковых построек Хобокской группы, в которой хорошо сохранился вулкан “Хара-Болдок” (“Черный Холм”). Он возвышается на 120—150 м над предгорной равниной. В северной части Главного отрога расположен вулкан “Коврижка”. Его тумбообразный разрушенный конус виден с дороги.

В щелочных базальтах шлаковых конусов и мелких покровов встречаются глубинные включения шпинелевых лерцолитов, пироксенитов, мегакристаллы клинопироксена, титаномagnetита, полевых шпатов.

88. Источник Аршан

Источники холодных углекислых вод на левом берегу р. Кынгарга, в месте выхода ее из ущелья Тункинских Альп, были известны еще с 60-х годов прошлого столетия. Постепенно окрестности источника обустроивались для приема больных и отдыхающих. Кроме местных жителей на лечение приезжали больные из Бурят-Монголии, Иркутской губернии и

более удаленных местностей. Тут были выстроены гостиница, избы, сдаваемые внаем, кухня, а сам источник каптирован деревянным срубом. В 1920 г. все постройки были национализированы и Аршан стал курортом государственного значения. С этого времени началось систематическое строительство: гидроэлектростанция на Кынгарге, здание гидрофизиолечебницы, ванного корпуса. В 1927 г. открылся костно-туберкулезный санаторий.

Для курорта Аршан, помимо укрепляющего воздействия его воды на организм, удачное расположение в чистой горной местности с хвойным лесом и благодатным климатом, показаны лечения заболеваний желудочно-кишечного тракта, печени, желчного пузыря, нарушения обмена веществ, сердечно-сосудистой системы, а также функциональных заболеваний нервной системы. Популярность курорта быстро возрастала, особенно у населения Восточно-Сибирского региона, что потребовало его расширения и оценки гидротермальной базы. В 30-х годах начались разведочные работы по наращиванию запасов минеральной воды, что дало возможность расширить его пропускную способность и с 1951 г. он переведен на круглогодичную работу. Для промышленного розлива минеральной воды был построен цех производительностью до 3 млн бутылок в год, реализуемых через местную торговую сеть и во многих регионах Сибири.

В настоящее время курорт Аршан может одновременно принять 600 больных (летом добавляется 80 мест). Вместимость увеличена за счет введения в эксплуатацию в 1989 г. нового санатория Саяны на 500 мест, построено несколько ведомственных пансионатов. Небольшое количество больных в летнее время принимает частный сектор. В санаториях имеются ваннные корпуса (на Аршане корпус на 30, в Саянах на 18 ванн) и питьевые бюветы.

Запасы углекислых минеральных лечебных вод (аналог минеральной воды кисловодского сульфатного нарзана) составляют по категории А + В 985 м³/сут. Состав воды сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, минерализация варьирует в разных скважинах от 3,0 до 4,0 г/л. Содержание свободной углекислоты 4—9 г/л, кремниевой достигает 120 мг/л. Минеральная вода каптирована скважинами, а на питьевые бюветы, ваннные корпуса и в цех розлива подается по трубопроводам. Естественный выход сохранился только в одном месте — это так называемый в народе “глазной” источник. В его воде обнаружено железо, до 60 мг/л, температура 7 °С.

Окрестности курорта интересны и в сейсмогеологическом отношении. Крупнейший рифтогенный сброс протягивается в широтном направлении вдоль подножия Тункинского хребта на расстояние около 200 км. В береговых обнажениях р. Кынгарга, возле курорта, опущенное южное крыло разлома перекрыто рыхлыми четвертичными отложениями. Предполагается, что амплитуда вертикальных перемещений по Тункинскому разлому не превышает 500 м. Геофизическими методами здесь установлено крутое, но плавное погружение фундамента впадины.

Вблизи углекислых источников можно видеть смещение голоценовой террасы по сбросу с амплитудой около 13 м. В ряде мест установлена приуроченность молодых сбросов к зонам разломов палеозойского и более древнего возраста, что указывает на приспособляемость рифтовых разломов к ранее созданным деструктивным зонам.

В районе курорта Аршан разлом проявлен в рельефе в виде трех ступеней широтного простиранья и общей шириной 0,8—0,9 км. Изгибы русел рек постоянных и временных водотоков указывают на левосторонние смещения по разлому с амплитудой до 1 км. Общая сбросовая амплитуда совместно с пластической деформацией оценивается в 4—4,5 км. Наряду с типичными разрывами сбросового и сдвиго-сбросового типов, в вершинной части Тункинских гольцов встречаются фрагменты надвигов. Обычно их плоскости наклонены на юг или юго-запад. Надвиги смещают дайки базальтов с возрастом 9—14 млн лет, следовательно, они активизировались после среднего миоцена.

Высокая сейсмическая активность присуща Мондинской, Харагольской, Туранской и Тункинской впадинам. Повышенный тепловой поток, наличие минерализованных термальных источников, а также следы сейсмогенных смещений свидетельствуют о современной тектонической активности разлома.

89. Термы Жемчуга

При поисковых работах на нефть и газ в Тункинской впадине в 1954 г. пробурена Опорная скв. 1 на правом берегу Иркута, в 1,5 км от пос. Жемчуг. В рыхлых кайнозойских отложениях на глубинах 728—766 и 834—864 м вскрыты термальные (38—39 °С) воды. По составу они гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,2 г/л. В растворенном газе преобладает метан, в воде содержится кремниевая кислота (50—60 мг/л), обнаружены следы фтора и редких щелочей. Вода из скважины изливается на поверхность с дебитом 8 л/с. Около устья скважины сооружены примитивные ванны, и жители окрестных селений, туристы использовали эту воду для лечебных процедур и просто для купания. Впоследствии Слюдянское отделение ВСЖД взяло скважину под свою опеку и построило профилакторий на 60—80 чел. Без должной поддержки со временем эти сооружения разрушилось и профилакторий пришел в упадок. Ныне это же предприятие сделало попытку возродить водолечебницу на базе использования метановых терм, организовав базу отдыха. С этой целью строится лечебный корпус со спецкабинетами для медицинского обследования и обслуживания. Минеральная вода в корпус будет подаваться от новой скважины, пробуренной в 1987 г. Селенгинской экспедицией ПГО “Бурятгеология” в 150—200 м от прежней. Скважиной вскрыта горячая вода температурой 51,5 °С, насыщенная не метаном, а углекислым газом. Состав воды хлоридно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. В воде обнаружены железо (10 мг/л), радон (12 эман/л), а общая минерализация достигает 4,9 г/л. Воды новой скважины могут быть использованы при лечении заболеваний органов движения, нервной системы, а также в качестве питьевых, так как являются аналогом Севанской лечебно-столовой минеральной воды, которая показана при хронических гастритах с секреторной недостаточностью, хронических колитах, заболеваниях печени и желчевыводящих путей, болезни обмена вещества, панкреатитах, малокровии различного происхождения.

90. Источники Ниловой Пустыни

Сведения об источниках горячей воды на правом берегу р. Ихе-Ухгунь (левый приток р. Иркут) начали поступать в специальную литературу и газеты с 30-х годов прошлого столетия. Эти сведения дошли и до генерал-губернатора Восточной Сибири Руперта, который дал указание о проведении исследований этих вод. В 1840 г. впервые был определен химический состав минеральной воды источников Ниловой Пустыни. Свое название источники получили в честь Иркутского архиепископа Нила Столбенского, который образовал здесь “пустынь” для врачебно-профилактического оздоровления местного населения. Спустя некоторое время она приобрела значение небольшого курорта.

Воды источников (три сосредоточенных грифона) поднимаются на поверхность по разлому из красных гранитов, слагающих коренной склон правого берега реки. Химический состав воды сульфатный натриевый, а минерализация около 1 г/л. Температура воды в источнике от 41 до 45 °С. Лечебные свойства ее обуславливаются повышенной температурой, достаточно высоким содержанием кремнекислоты (80—100 мг/л) и небольшой радиоактивностью, которая по данным различных исследователей изменяется от 40—45 до 70—90 эман/л. Замеры 1984 и 1989 годов в скважине показали насыщенность воды радоном до 24 эман/л. В газовом составе преобладает азот.

Вода источников Ниловой Пустыни по своему составу является аналогом лечебных вод курортов Белокуриха на Алтае и Цхалтубо на Кавказе, которые показаны при заболеваниях органов кровообращения, движения, нервной системы, нарушения обмена веществ, гинекологических.

В 1964—1966 гг. ПГО “Бурятгеология” выполнило разведку месторождения с подсчетом эксплуатационных запасов лечебных вод, которые были утверждены Государственной комиссией СССР в количестве 1816 м³/сут, в том числе по категории А — 3 л/с. Этим определена перспектива расширения пропускной способности существующей водолечебницы. Тем не менее, она пока не стала курортом с централизацией лечебной и хозяйственной служб.

В настоящее время на Ниловой Пустыни выстроена поликлиника, находящаяся в ведении Минздрава Бурятии, два корпуса с 12 ваннами и ведомственными пансионатами. Из Улан-Удэ и Иркутска сюда регулярно курсируют автобусы. Приезжают на лечение по путевкам, курсовкам и даже без них. Знают эти места и неорганизованные туристы. Тут есть магазин, рынок, столовая. Некоторые предприятия организовали общественное питание своих сотрудников при пансионатах.

Основной выход термальных вод на здравнице в настоящее время перекрыт бетонной заглушкой, а лечебная вода в ванный корпус подается из скважины насосами. Скв. 1 глубиной 92 м обеспечивает водой с температурой 43,5 °С первый ванный корпус, а во второй корпус вода (температура 38 °С) подается также насосом из наклонной скв. 2 глубиной 272 м. Химический состав воды из скважин одинаков. Основной профиль здравницы Нилова Пустынь связан с лечением заболеваний опорно-двигательного аппарата и кожных (в частности, аллергического характера). Есть показания и по некоторым другим заболеваниям. Следует обратить внимание на возможность использования вод в качестве питьевых при заболеваниях желудочно-кишечного тракта.

ОТДЕЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

91. Падь Озерко

Устье пади находится в 3 км к юго-западу от с. Бол. Голоустное. Этот объект интересен тем, что отражает взаимоотношения отложений трехчленного байкальского комплекса рифея с породами кристаллического фундамента, представленного разгнейсованными гранитами приморского комплекса, которые почти повсеместно надвинуты на байкальский комплекс, причем внутри последнего также существует серия надвиговых чешуй. Внутри них наблюдается обычное трансгрессивное налегание базальных горизонтов голоустенской свиты на гранитоиды (рис. 27).

В точке 1 на гранитоидах залегают глинисто-карбонатные алевролиты до 12 м, переполненные слабоокатанными зёрнами кварца. Выше они переходят в светло-серые и кремовые доломиты мощностью 15 м, которые надстраиваются темными алевроито-глинистыми сланцами и филлитами с редкими прослоями кварцитовых песчаников. Поверхность контакта падает на северо-восток под углом около 30°. В зоне контакта отмечаются мелкие, опрокинутые складки волочения.

В точке 2 наблюдаются деформации в доломитах и доломитистых известняках голоустенской свиты. Мелкие опрокинутые складки имеют пологие шарниры. Кливаж грубый (2—5 см), с крутым (50—60°) падением поверхностей на юго-восток.

В точке 3 в мелких складках глинисто-карбонатных сланцев отчетливо проявлен кливаж осевой поверхности, падающий на северо-запад под углами 20—25°. Кливажные плоскости совпадают со слоистостью на крыльях и секут ее в замках складок; минеральная линейность (серицит) погружается на северо-запад под углом 20°.

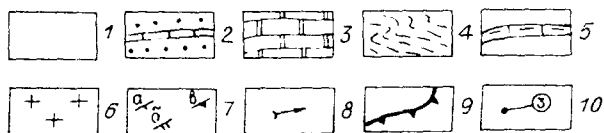
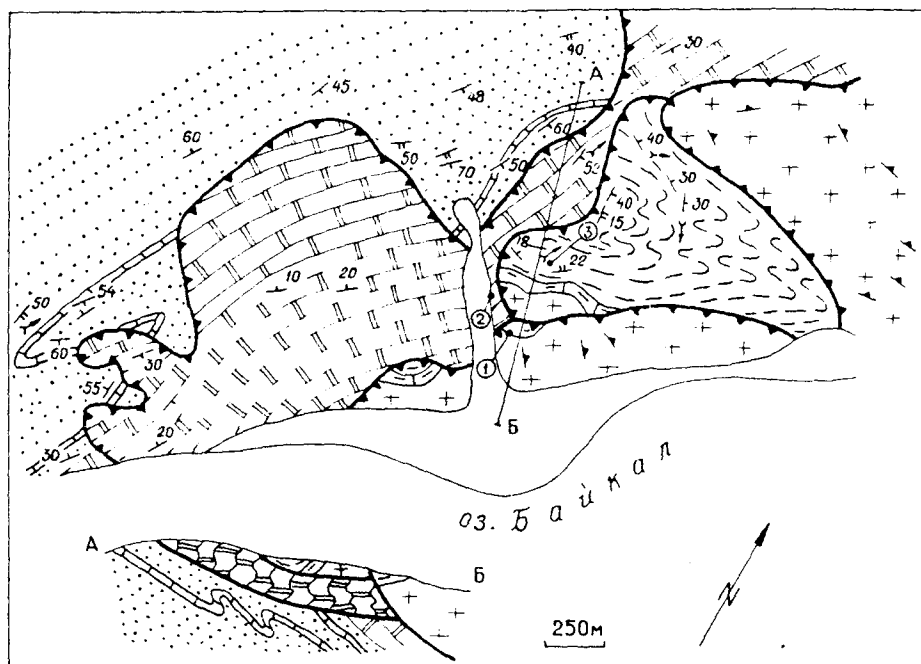


Рис. 27. Геолого-тектоническая схема пади Озерко.

1 — современные осадки; 2—6 — верхний рифей: 2 — песчаники, алевролиты с прослоями онколитовых известняков улунтуйской свиты, 3 — доломиты средней подсвиты голоустенской свиты, 4 — глинисто-карбонатные пестрые сланцы низов голоустенской свиты, 5 — базальные кремновые доломиты и алевролиты голоустенской свиты, 6 — гнейсограниты; 7 — элементы залегания (а — слоистости, б — кливажа, в — полосчатости); 8 — ориентировка шарниров мелких складок; 9 — надвиги; 10 — точки наблюдения.

92. Участок Голоустное—Хомуты

Блок высокометаморфизованных пород, аналогичных шарыжалгайской серии архея, представлен между устьем р. Бол. Голоустная и пастью Средние Хомуты, где прослеживается по отдельным обнажениям на 12 км, при ширине до 4,5 км. Здесь наиболее распространены биотитовые плагиогнейсы и гнейсы серые, темно-серые, сланцеватые, с гранулитовой, порфиробластовой, реже лепидогранобластовой структурой. Биотит-гранатовые плагиогнейсы светло-серые с розоватым оттенком. Гранат присутствует в виде отдельных зерен до 2 см либо в агрегатах. Биотит-пироксеновые кристаллосланцы темно-серые, почти черные. Амфиболиты темно-серые среднезернистые, залегают в виде прослов среди биотитовых гнейсов, содержат роговую обманку, плагиоклаз, почти полностью замещенный соссюритами. Широко развиты мигматиты по гнейсам, послойные и птгматитовые разновидности.

Граниты, прорывающие толщу, относятся к приморскому комплексу. Они лейко- или мезократовые, среднезернистые, иногда аплитовидные. Их контакты с вмещающими породами расплывчатые, а процессы рассланцевания затрудняют отделение от мигматизированных разновидностей и гнейсов. В обнажениях берегового уступа очень часты секущие или согласные жилы пегматитов мощностью до 10—15 м. В составе пегматитов — кварц, плагиоклаз, биотит, микроклин, роговая обманка и гранат. Цвет их белый

или розоватый, сложение крупнокристаллическое. В 250 м севернее устья пади Роговики имеется штокообразное тело перидотитов, прорывающее развальцованные гранитоиды.

Рифей представлен белыми и кремовыми доломитами голоуспенской свиты. Диабазы образуют многочисленные дайки северо-западного простирания мощностью до 5 м. Это темно-серые массивные тонкозернистые породы.

Метаморфическая толща архея смята в простые субмеридиональные синклинали и антиклинали с размахом крыльев около 600 м, амплитудой до 300 м и разбита крупным разломом северо-восточного простирания. Мощность тектонитов в его зоне до 300—400 м. Вблизи разлома происходит плавное изгибание структур к северо-востоку.

Строение и состав метаморфического комплекса позволяют достаточно уверенно отнести его к фрагменту фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. В рифее, в период формирования миогеосинклиналей, этот блок был относительно поднят.

93. Карьер Перевальный

В карьере шоссеиной дороги Иркутск — Бол. Голоустное, на водоразделе рек Илга и Сухая, вскрыт опорный разрез верхних горизонтов, названный академиком Н.А. Логачевым “манзурским аллювием”. С седловины хорошо просматриваются фрагменты древней долины, а уникальность обнажения в том, что это одно из немногих мест на Приморском хребте, где вскрыта часть отложений.

Гравийно-галечно-песчаные осадки мощностью 6—8 м от желто-охристого до бурого цвета имеют хорошо выраженную косую слоистость, подчеркиваемую сменной гранулометрического состава. Вверху обнажения находится прослой в 0,5—0,8 м гравия с галькой и обильными глинистыми окатышами, в средней части — ожелезненные мелкие линзы и стяжения с обособлениями, покрытыми прочными корками до 3 см.

Галечники в разрезе составляют 25—48 % объема с преобладанием мелкой и средней размерности. Гравий занимает 15—33 %, песчаная фракция — 25—46 % с размерами зерен 0,5—1,0 мм. В легкой фракции преобладают полевые шпаты и кварц, реже отмечаются биотит, мусковит и углефицированные растительные остатки, сохранившие текстуру древесины. В тяжелой фракции наблюдаются ильменит, эпидот, циркон, сфен и др. Содержания глинистых минералов изменяются от 6,33 до 41, 30 %. Они представлены каолинитом (часто несовершенной структуры и дисперсным), гидрослюдами и, в малой мере, монтмориллонитом. В окатышах преобладает монтмориллонит.

Древний аллювий залегает на дезинтегрированных сланцах качергатской свиты верхнего рифея, выходы которых имеются в 0,6 км восточнее, в правом борту р. Сухой. Максимальная мощность аллювия на участке оценивается в 35—40 м.

В спорово-пыльцевых спектрах — светлохвойные и смешанные сосново-березовые травяные леса. Отмечена пыльца широколиственных — ольхи, ореха, липы, вяза приземистого, клена. Радиотермолюминесцентным анализом осадки датируются в 230 ± 60 тыс.лет.

94. Бухта Песчаная

Геоморфологическая ситуация окрестностей бухты Песчаная — популярного места туризма и отдыха на Байкале — образно и с научной точностью описана известным ученым-сибиряком Н.А. Флоренсовым. «...Собственно губа (бухта) Песчаная представляет собой небольшую полукруглую выемку берега, обставленную гранитными утесами. Ее наземное днище довольно круто поднимается от уреза воды в сторону хребта и усеяно грубозернистым песком, который издали производит впечатление наваянно-



Рис. 28. Бухта Песчаная. Утесы из гранитоидов рапакиви; мыс Мал. Колокольный (фото В. Белевича).

го. На самом деле грубозернистый песок аркозового состава слагает только полосу пляжа. Выше по склону он сменяется неокатанным гравием и хрящом, которые, в свою очередь, переходят в гранитную дресву, обволакивающую выходы крайне выветрелых (гнилых) крупнозернистых гранитов, расположенных на высоте 50—60 м над уровнем озера. Именно эти выступы выветрелых гранитов поставляют массу рыхлой дресвы, подвергающейся дефляции и перемыву в полосе пляжа... Степень выветрелости гранитов весьма различна. Ближайшие к берегу озера или резко выступающие останцы состоят из крепкого, относительно свежего гранита (мысы Большой и Малый Колокольный и др.), а удаленные от берега низкие выходы — из полурыхлой, совершенно выветрелой породы, от которой невозможно отбить образчик. Следовательно, сложность и причудливость окружающего мезорельефа — результат избирательной денудации, которой как бы вылучены из выветрелой массы гранита наиболее свежие и прочные «скелетные» части».

Действительно, в 2 км к юго-западу от мыса Мал. Колокольный в обрыве берега видно, как массивный крепкий гранит становится более трещиноватым, «гнилым», и как в его толщу внедряются глубокие карманы рыхлого структурного элювия (рис. 28, 29). Здесь ширина карманов (корней коры выветривания) достигает 6—8 м. Пронизывая террасовидную цокольную ступень по всей ее высоте (около 20 м), карманы выветривания уходят под уровень Байкала. Сверху они срезаны террасовидной поверхностью. Отдельные линзовидные участки в толще структурного элювия превращены в комковатую бурую и темно-шоколадную глину. Ниши и карманы коры выветривания здесь приурочены к системам сближенных трещин (простирание 260, падение 80°). Аналогичные наблюдения удалось сделать и севернее, близ бухты Бабушка.

Итак, массив крупнозернистых порфирированных гранитов в районе бухты Песчаная был довольно глубоко и очень неравномерно выветрелым задолго до того, как начал формироваться современный береговой рельеф. Облик последнего определился главным образом «твердышами» — выступами маловыветрелых гранитов, разрыхленная покрывка которых разруше-



Рис. 29. Гранитные столбы — останцы в бухте Песчаная (фото В. Белевича).

на и частично смыта. Эрозионные формы здесь отсутствуют или сильно подавлены. Поэтому бухту Песчаная нельзя считать эрозионным верховьем древней долины, большая часть которой сейчас находится под водой. Было бы гораздо важнее, по-видимому, учесть отношение губ Песчаная, Бабушка и других к косо срезанной берегом Байкала древней ложбине. Именно на ее пересечении с береговой линией озера обнаружены глубокие корни древней коры выветривания. Именно на ее продолжении к северу находится поблизости известное Харгинское месторождение кварцевых песков — продукт

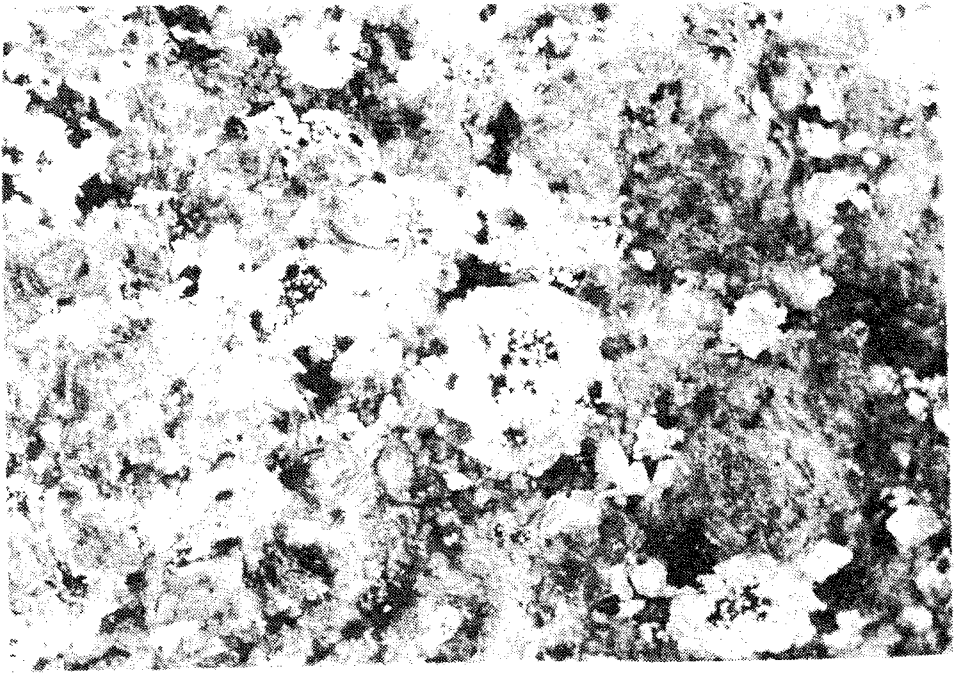


Рис. 30. Крупноовоидные граниты рапакиви в глыбе.

глубокого древнего выветривания отложений голоуспенской свиты“ [Геоморфология..., 1964, с. 128—130].

Коренные породы гранитного состава окрестностей бухты Песчаная известны в петрографической литературе как граниты рапакиви (см. рис. 28, 29). Термин “рапакиви”, означающий в переводе с финского языка “крошащийся (гнилой) камень”, проще “рухляк”, введен в 1694 г. У. Хьярне и стал широко известен после появления в 1891 г. сводки Седекхольма. С тех пор проблеме рапакиви посвящено более 600 научных работ на 11 языках мира. Геологи к этому типу относят грубозернистые граниты, в которых крупные кристаллы (овоиды) калиевого полевого шпата (обычно ортоклаза) полностью или частично окружены плагиоклазовыми оболочками (обычно олигоклазом), нередко с примесью кварца (рис. 30). Подобная структура известна как “маргинационная”. Наряду с признаками интрузивного происхождения таких гранитов, многие их петрографические особенности объясняются с позиций метасоматоза. Граниты рапакиви в монолитах — отличный строительный и облицовочный материал, с давних пор используемый в декоративных целях для парапетов набережных рек, фундаментов зданий. Примером большого монолита гранитов рапакиви является стержень Александровской колонны длиной 25,58 м на Дворцовой площади в Санкт-Петербурге.

Граниты рапакиви так называемого приморского комплекса широко распространены вдоль западного побережья Байкала, протягиваясь почти на 300 км в виде сплошной полосы шириной 2—25 км между мысом Ср. Хомуты и устьем р. Бугульдейка. Далее на северо-востоке они слагают склоны и осевую часть Приморского хребта. В пределах этой территории гранитами сложен единый плутон, приуроченный к линеamentному ограничению Сибирского кратона.

Петрографически приморские граниты рапакиви подразделяются на крупноовоидные, неравномерно-зернистые порфиroidные, среднезернистые, мелкозернистые аплитовидные. Минеральный состав всех разновидностей — калиевый полевой шпат (микроклин) как в основной массе, так и в овоидах, и порфиroidных включениях; плагиоклаз (андезин в основной массе 10—13 %, в оболочках овоидов 21—26 %), кварц, роговая обманка, биотит.

В аксессуарах — магнетит, титаномагнетит, циркон, сфен, ортит, апатит и флюорит.

Принадлежность приморских гранитов к формации рапакиви подтверждается наличием маргинационных структур и общим сходством петрохимического состава с классическими рапакиви Балтийского и Украинского щитов. Все местные разновидности характеризуются значительным преобладанием калия над натрием, высокими отношениями железа к магнию, в породах в целом, в биотитах и роговой обманке, т.е. имеют химические параметры, свойственные типичным рапакиви.

Крупноовоидные порфириовидные граниты рапакиви распространены в районах бухт Песчаная, Бабушка, Сенная, падей Харгиню, Лохматая, в долине р. Бугульдейка, в среднем течении р. Анга, в верховьях рек Курма и Улан-Хан. Граниты имеют серый и розовато-серый цвет, отчетливо выраженную порфириовидность. Вкрапленники образованы решетчатым микроклин-пертитом, обычно с хорошо видимой в штупе плагиоклазовой оторочкой. Размеры овоидов от 3 × 4 до 12 × 25 см. Овоиды составляют от 50 до 75 % объема пород. Их форма округлая, эллипсоидная и не зависит от наличия или отсутствия оболочки, которая при толщине 1—6 мм обычно повторяет контуры ядра.

Наиболее интересные разновидности приморских гранитов рапакиви можно наблюдать в обнажениях в районе бухты Песчаная, на мысах Бол. и Мал. Колокольные, на острове Бакланий Камень, а также в отдельных столбообразных останцах. Типичные разновидности рапакиви можно видеть на южной стороне мыса Бол. Колокольный, у его подножия. Здесь в глыбах и обломках широко распространены породы с крупными овоидами из микроклина, окаймленными светлым плагиоклазом. Абсолютный возраст приморских гранитов 1650—1690 млн лет.

Бухты Песчаная, Колокольная и Бабушка давно облюбованы нашими предками. В 1916 г. археологом Б.Э. Петри здесь открыты стоянки древнего человека. Археологические остатки обнаружены в почве, перекрытой молодыми дюнами. Изделия из камня, нефрита, бронзы и железа, а также керамика датируются поздним неолитом — эпохой железа (2—4 тыс. лет). В настоящее время стоянки почти полностью уничтожены.

Пляжи в бухтах помимо кварц-полевошпатового песка содержат идеально окатанную мелкую гальку преимущественно кварц-кварцитового состава, отмытую из кайнозойских отложений, коренные выходы которых, вероятно, опущены под воды современного Байкала.

95. Устье Бугульдейки

В обнажениях приустьевой части р. Бугульдейка на левом борту долины можно встретить тектониты зоны Главного разлома Западного Прибайкалья, ограничивающего метаморфические комплексы Приольхонья. Его субстратом являются гранитоиды приморского комплекса, иногда включающие мелкие дайки базитов. В коренных выходах наблюдается постепенный переход порфириовидных гранитов в бластокатаклазиты (порфирииды) — породы с грубоочковой и стельчатой текстурой и четко выраженной сланцеватостью. В минеральном составе порфириидов сосуществуют как минералы “материнских” гранитов (микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит), так и новообразованные — биотит, эпидот, мусковит, альбит, перекристаллизованный кварц. Наиболее типична для них бластокатакластическая структура, участками переходящая в бластомилонитовую. Среди бластокатаклазитов появляются наиболее измененные породы — слюдистые бластомилониты, имеющие облик темно- или зеленовато-серых слюдяных сланцев с резко выраженной плоскопараллельной сланцеватой текстурой. Встречаются крупнокристаллические разновидности сланцев с порфиробластами граната. Главные минералы сланцев — биотит, мусковит, кварц, плагиоклаз (альбит или олигоклаз-андезин), эпидот. Иногда отмечаются дистен, хлоритоид. Сланцеватость во всех типах тектонитов имеет выдержанное крутое зале-

гание (50—70°), юго-восточное падение. Линейность слюдистых минералов, а также удлинение крупных порфирокластов полевых шпатов круто наклонены на юг. Мелкие складки редки, шарниры их субгоризонтальны или полого погружаются на северо-восток. В целом направление движения по разлому определяется как взбросовое с незначительной сдвиговой составляющей.

96. Долина р. Куртун

В хорошо обнаженном левом борту долины р. Куртун можно наблюдать типы дислокаций в байкальском комплексе рифея.

В 1,5—2 км от устья в левом борту долины отчетливо видна крупная антиклиналь, наклоненная к северо-западу. Ее видимая амплитуда около 250 м. Шарнир складки субгоризонтален и простирается по азимуту СВ 30°. Наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость. В глинистых породах развит кливаж осевой плоскости. Наложенный кливаж имеет азимут падения 310°, \angle 40—60°.

В 6—7 км выше по течению реки в обнажениях представлены дислокации пород улунтуйской свиты. Здесь можно наблюдать пологие, простые асимметричные, изоклиналильные с субвертикальными осевыми поверхностями складки с амплитудой до 60 м. В терригенных породах хорошо проявлен кливаж осевой плоскости.

Далее в 3 км выше по течению обнажены углисто-глинистые сланцы с маломощными прослоями мелкозернистых кварцитовидных песчаников качергатской свиты. Породы смяты в мелкие складки, близкие к изоклиналильным. Их осевые поверхности опрокинуты на северо-запад с падением под углами 50—60°. Так же ориентированы плоскости кливажа. По механизму складки являются гибридными — изгиб в сочетании с ламинарным течением.

97. Зеленый Мыс

Зеленый Мыс — профилакторий ПГО “Сосновгеология”, расположен на берегу залива на правобережье Иркутского водохранилища. Здесь выстроено несколько деревянных спальных корпусов, коттеджей, столовая, небольшой ванный корпус, где отпусаются процедуры с использованием искусственных экстрактов.

В последние годы на территории профилактория построено здание питьевого бювета и пробурены специальные скважины для получения минеральных лечебных вод. Скв. 3, пробуренная в 1982 г., вскрыла в интервале 565 — 787 м хлоридные натриевые солевые воды с минерализацией 7,2 г/л. Уровень воды установился выше земной поверхности, а температура ее достигала 20,5 °С. Дебит при свободном изливе составлял около 1 л/с. Ныне скважина поставлена на крановый режим, а в будущем предполагается установить питьевой бювет. Вода скважины является аналогом минского типа минеральных питьевых лечебно-столовых вод, которые показаны при хронических гастритах с секреторной недостаточностью, хронических колитах.

Вблизи побережья Байкала, в дер. Ангарские Хутора, ПГО “Иркутскгеология” пробурена скважина, из которой изливается хлоридно-гидрокарбонатная натриевая слабосоленая вода с минерализацией 2 г/л, повышенным для питьевых вод содержанием фтора (10—12 мг/л), насыщенная метаном. Известных аналогов эта вода не имеет, и ее использование для лечебных целей пока не может быть рекомендовано. Необходимы дальнейшие исследования, особенно в плане бальнеологического воздействия на организм человека при приеме внутрь.

98. Вода “Иркутская”

Популярная “Иркутская” лечебно-столовая минеральная вода получена из скв. 27 на левом берегу реки в дер. Олха, пробуренной в 1969 г. ПГО

“Иркутскгеология”. В интервале 272—310 м вскрыты хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 2,5 г/л, являющиеся аналогом лечебно-столовых минеральных вод ижевского типа. Подобные воды рекомендуются при хронических гастритах с сохраненной, повышенной и недостаточной секреторной функцией желудка, хронических колитах, хронических заболеваниях печени и желчевыводящих путей, болезни обмена вещества и хронических панкреатитах.

Воду разливают на Иркутском заводе пиво-безалкогольных напитков, насыщая углекислым газом, в количестве до 4—5 млн бутылок в год и направляют в розничную торговлю.

99. Карьеры Косой Степи

Карьеры в окрестностях с. Косая Степь широко известны как пример типичного аллювия древней речной сети Западного Прибайкалья. Они расположены на 50 км автодороги Баяндай — Еланцы, в долине р. Бугульдейка, которая на этом участке наследует палеодолину. Современная долина имеет трапециевидную форму с шириной дна 350—400 м. Ее борта — относительно невысокие террасоувалы с поверхностью, расчлененной широкими логами. Они сложены преимущественно коренными породами, но участками состоят из пестроцветных отложений “манзурского аллювия”. На стрелке руч. Бильчутуй (левый приток) и р. Бугульдейка разрез толщи видимой мощностью в 15—17 м следующий (сверху):

	Мощность, м
1. Галечник желтоватый, охристый, слоистый, с гравием, дресвяно-щепнистым материалом и небольшими линзами (до 0,5 м) промытого разнозернистого песка	до 6
2. Валунник мелкий и средний, с грубой плохоекатанной галькой, обычно из местных коренных пород. Слой представляет русловую отмостку вышележащих осадков	1
3. Галечник мелко-среднезернистый, желтовато-серый, желтый, с линзами разнозернистого промытого песка. Подстиляется русловой отмошкой из валунов и грубой гальки	5—6
4. Песок желтовато-серый, разнозернистый, часто хрящеватый, промытый, с косою слоистостью. Встречаются редкие глинистые окатыши	1—2
5. Алеврит суглинистый, серый с зеленоватым оттенком, плитчатый	1
6. Песок, близкий по составу слою 4	

В целом для осадков свойственно высокое содержание галечного материала. В песчаной составляющей преобладают частицы размером 0,5—1,0 мм, в легкой фракции — зерна полевых шпатов и кварца, в тяжелой — эпидот, ильменит, амфиболы, гранат, сфен.

В отложениях содержатся остатки грызунов. Характерно наличие костей некорнезубых полевок. В палинологическом спектре преобладает пыльца дендрофлоры (сосна обыкновенная, береза), в меньшей мере представлена пыльца трав, а небогатые по видовому составу споры единичны. Радиотермолюминесцентным анализом возраст отложений определен в 133 ± 30 тыс. лет.

Формирование долины Праманзурки и древнего аллювия обусловлено интенсивными тектоническими движениями в эоплейстоцене. В конце этих движений сток Праманзурки из Байкала был прерван, а тальвег деформирован.

100. Источник Онгуренский

На западном побережье оз. Байкал, в 5—6 км к северо-востоку от с. Бол. Онгурены, в труднодоступной местности известен весьма своеобразный источник минеральных вод. Его выход находится на небольшом куполообразном возвышении рельефа, где на дне воронкообразного углубления диаметром 1,5 м видны небольшие водные грифоны и пузырьки газа. По краям воронки и на дне имеются натечные стяжения лимонита с примесью окислов марганца. Дебит источника 0,44 л/с. Вода имеет хлоридно-сульфатный натриевый состав, при содержании общего железа более 15 мг/л, минерализацию 0,3 г/л, $pH = 5,5$. В воде обнаружен радон в количестве

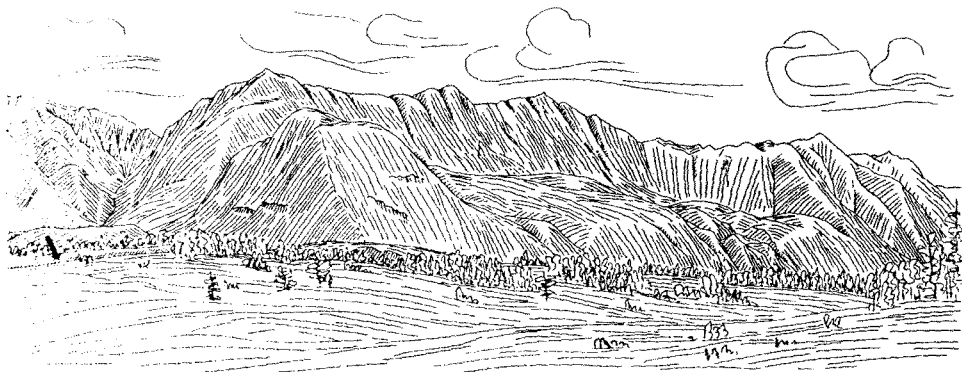


Рис. 31. Гравитационно-сейсмоструктурная структура Шартла. Вид с мыса на северо-запад. Стрелкой показан "уступ-ров", секущий конус выноса (рис. Г. Уфимцева).

4 нКи/л. Содержание этих компонентов чуть ниже бальнеологической нормы, но лечебный эффект в совокупности они создать могут.

Ближайшим аналогом вод источника Онгуренского являются лечебно-столовые питьевые воды полуостровского типа (по химическому составу и содержанию железа), применение которых показано при железодефицитных анемиях. Практическое использование вод источника в качестве лечебных купальных радоновых вод затруднено ввиду их низкой температуры (4,2 °С), так как при нагревании радон улетучивается.

101. Структура Шартла

Возможность образования гравитационно-сейсмоструктурных (клиньев) до 12-балльного Гоби-Алтайского землетрясения, происшедшего в Монголии в 1957 г., никем не предполагалась. При этом землетрясении произошло раскрытие узла разломов и часть (1,1 × 3 км) горы обрушилась в недра Земли на 156—328 м (структура Битут). Структура Шартла — ее генетический аналог, но значительно крупнее (3,5 × 7 км, амплитуда 880 м, рис. 31), и расположена между приводораздельной Северо-Байкальской зоной палеосейсмодислокаций и Обручевским разломом, проходящим здесь по дну озера. Эхолотирование показало, что структура охватывает подводный склон, имеющий блоковое строение. Блоки запрокинуты к берегу или в глубь озера и разделены сбросовыми рвами шириной 15—70 м и глубиной до 15 м. Такая структура могла образоваться только при землетрясении силой в 12 баллов (магнитуда $\geq 8,2$). Возраст ее — первые тысячи лет.

102. Палеовулкан Солнечный

Прибайкалье — один из интереснейших и редких регионов проявления докембрийского вулканизма. Разнообразные интрузивные, эффузивные и пирокластические образования слагают Аkitканский и Байкальский хребты. Пока не установлено прямых признаков вулканических аппаратов, отражающих начальные этапы жизни вулканического пояса, линейность эффузивных и интрузивных тел свидетельствует о преобладании трещинных излияний. Для последующих этапов установлены реликты вулканических построек — глубоко эродированные и разрушенные аппараты центрального типа, когда произошли массовые выбросы пирокластов и лав липаритового состава. Известны относительно хорошо сохранившиеся палеовулканические постройки типа полигенных смешанных вулканов или стратовулканов.

Со строением древнего вулканического аппарата можно ознакомиться в районе метеостанции "Солнечная", на водоразделе пади Покойники и р. Бол. Лены. Вдоль левого борта вверх по пади наблюдается следующий разрез вулканогенно-осадочных образований (снизу):

	Мощность, м
1. Конгломераты, песчаники, алевролиты малокозинского терригенного комплекса	700—800
2. Кварцевые порфиры темно-серые, с округлыми вкрапленниками кварца и светлого полевого шпата	8—12
3. Пепловые туфы лиловые, лилово-серые	60—70
4. Кварцевые порфиры, фельзитовые порфиры, литокристаллокластические туфы, игнимбриты. Все породы слагают сложный покров, выполняющий неровности древнего рельефа	400—430
5. Фельзиты, перлитовые туфы	0—3
6. Кластолавы и лавобрекчии лилово-серые, лиловые	0—5
7. Фельзитовые и кварцевые порфиры, плагиопорфиры	более 100
Общая мощность	1270—1520 м

Все породы разреза прорываются кварцевыми порфирами, образующими нект, который в эрозионном срезе прослеживается на высоту 80—100 м при ширине 200—250 м. Обнажены южный и северный контакты порфиров с вмещающими породами. Контакты четкие, резкие, субвертикальные. В средней и верхней частях интрузия расчленяется на несколько выклинивающихся апофиз.

Эволюция вулканических аппаратов представляется в следующем виде. Извержения начинались с выбросов туфового материала с обломками пород фундамента. Эти выбросы чередовались со спокойным излиянием быстростывающих риолитовых лав. Однако преобладающими продуктами извержений были пепловые, пелитовые, псаммито-пелитовые туфы, покрывающие большие площади (до 100 км²). В последующем происходило усиление эксплозивной деятельности с формированием больших объемов туфобрекчий, туфоагломератов, игнимбритов. Эти породы покрывали также большие площади (десятки — первые сотни квадратных километров) и заполняли депрессии рельефа. Дальнейшие эффузивные процессы — это спокойные излияния кислых лав, редкие периодические выбросы туфового материала. Излияния начинались с дробления пород жерла и образования кластолав. Если лавы перекрывали предгорные конусы выноса и речные террасы, то в их основании формировались лавобрекчии, включающие обломки пород ложа, а при стекании в озерные бассейны в подошве кристаллизовались порфиры. Таким образом, в деятельности вулканов отчетливо устанавливаются эксплозивный и существенно эффузивный этапы. После массовых излияний лав активность вулканических очагов значительно истощилась и магма уже не могла достигнуть дневной поверхности. В этот этап формировались экструзии и силлы кварцевых порфиров, после чего вулканическая деятельность полностью прекратилась.

Ранние всплески эксплозивной деятельности сравнимы с пелейским либо катмайским типом современных вулканических извержений. Поздние периоды, выраженные накоплениями кислых вязких лав, по-видимому, не имеют аналогов.

Для Прибайкальского вулканического пояса общими особенностями проявлений магматизма в подвижных зонах Земли и более молодых вулканических областях является эволюция магматического очага (от излияния пород основного и среднего составов в начале к кислым в последующем) по схеме: трещинные излияния (возможно, щитовые вулканы) — кальдеры обрушения — стратовулканы — экструзии.

Тепловая энергия палеовулкана “Солнечный” почти сопоставима с таковой наиболее мощного из известных исторических извержений вулкана Тамбора в 1815 г.

103. Мыс Саган-Морян

На протяжении 2 км вдоль берега Байкала у мыс Саган-Морян — выходы метаморфизованных вулканотерригенных, экструзивных и интрузивных пород нижнепротерозойского Байкало-Витимского зеленокаменного пояса. Нижняя часть разреза сложена метадиабазами, соответствующими по

химсоставу коматиитовым базальтам. Породы гранитизированы и инъецированы лейкократовыми плагиигранитами муйского интрузивного комплекса. Видимая мощность 110—120 м.

Выше по разрезу в северном крыле крупной синклинали обнажены плагиипорфиры (по химсоставу близкие к кварцевому кератофиру), метатуфы и метатуфопесчаники, представляющие собой биотит-эпидот-плагииоклаз-серицит-кварцевые, биотит-эпидот-мусковит-плагииоклаз-микроклин-кварцевые сланцы. Мощность 45—50 м.

Далее к югу, в ядре синклинали, разрез наращивается пачкой переслаивающихся зеленых туфов, горизонтов плагиипорфиров, туфопесчаников с косою слоистостью, волноприбойными знаками и биотит-мусковит-кварцевых сланцев, имеющих облик кварцитов. Мощность 60—80 м.

В южном крыле синклинали обнажены метатуфопесчаники в переслаивании с шелковистыми хлоритоидно-мусковитовыми сланцами (мощность 45—50 м). Южнее в ядре антиклинали обнажены горизонты плагиипорфиров мощностью от нескольких сантиметров до первых метров в переслаивании с кварцитами, биотит-эпидот-мусковит-кварцевыми сланцами и туфопесчаниками. Мощность 60 м.

Далее по берегу вскрывается мощное экструзивное тело субвулканических плагиипорфиров, прорванное частыми дайками диабазов. Породы, подобные обнажающимся в саган-морянском разрезе на восточных скатах Байкальского хребта, подвержены интенсивной гранитизации и порфириблестезу. Абсолютный возраст гранитизации по рубидий-стронциевому изохронному методу 1900—2030 млн лет. Метаморфизм пород не превышает гранатовой ступени амфиболитовой фации.

Древний зеленокаменный пояс представлял собой своеобразный интракратонный прогиб, возникший на начальных этапах раскрытия праокеанической коры. Морфологически и в какой-то мере генетически этот интракратонный трог может быть сопоставлен с рифтом Красного моря.

104. Коса Заворотная

Расположена в Малом Море на западном берегу Байкала. Она образована в волновой тени мыса Заворотный и отчленила от акватории озера одноименную бухту (рис. 32). Ее длина более 600 м, ширина около 25 м в корневой и 100 м в дистальной частях. Коса сложена сериями береговых валов, сформированных при разных водных уровнях, а также до и после опускания этого

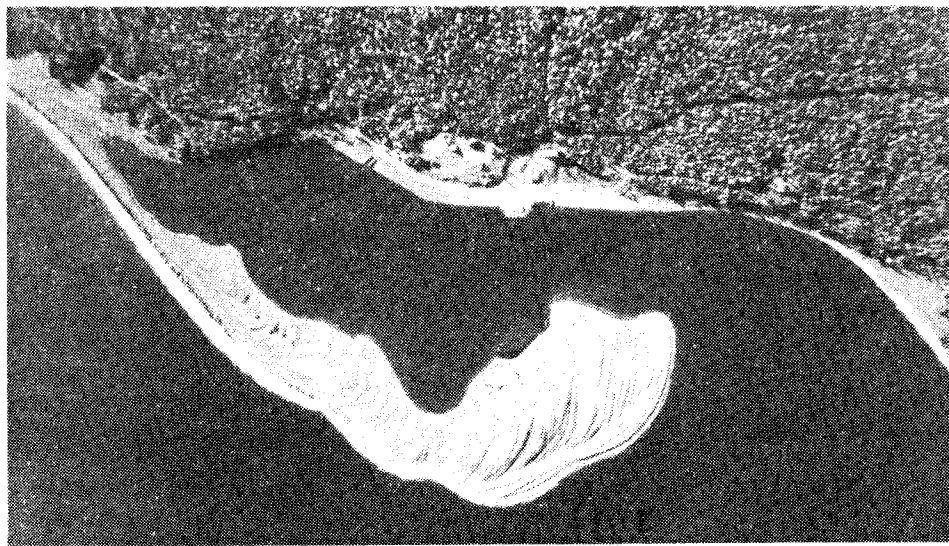


Рис. 32. Коса Заворотная и ее окрестности с высоты птичьего полета.

участка. Наиболее высокими предстают валы дистального участка косы. На корневом, приматериковом, отрезке их высота меньше. Это свидетельствует о том, что развитие косы происходило во время голоценовой трансгрессии подобно другим намывным формам береговой зоны (I терраса) Байкала.

В отношении генезиса косы и бухты Заворотной имеются высказывания в пользу инициирующего влияния разрывных нарушений, в результате которых возникла воронка всасывания, а становление бухты произошло намывом сложной косы, по-видимому, на морском крае этой воронки. Край бухты опускался при активизации разрывных нарушений. Морфоскульптура косы формировалась унаследованно, на относительно опускавшемся месте, ибо серия валов, ныне слагающих ее, лежит на более древней их системе другого простиранья.

105. Палеовулкан Южно-Кедровский

На перевале, разделяющем истоки ключа Юж. Кедровский и истоки р. Пр. Тонгода, располагается шток кварцевых порфиров, внедрившихся в прижерловую фацию вулканогенных пород (рис. 33). Экструзия имеет изометричную неправильно-округлую форму в плане и куполовидную в разрезе, площадь 20—25 км². Главное тело окружено небольшими телами (0,7—1,3 км²). Вмещающими породами служат лиловые пепловые туфы, зеленые туфопесчаники, агломераты и др. Контакты порфиров с туфами повсеместно крутые (80—90°). Часто порфиры резко секут слоистость. В 70—120 м от контакта порфиры почти повсеместно имеют флюидальную текстуру с крутым падением полос (60—70°) или с их складкообразными изгибами. В эндоконтактах нередко встречаются оплавленные ксенолиты вмещающих пород.

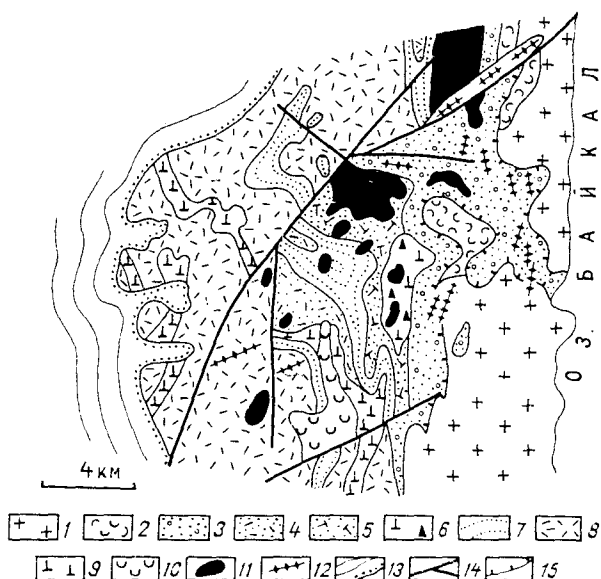
Периферийные части тела в зоне шириной 50—100 м сложены кварцевыми порфирами с плотной фельзитовой микрогранитной основной массой. Центральные части представлены хорошо раскристаллизованными породами гранит-порфирового облика. Кроме того, эти части различаются по окраске: первые обычно лиловые и вишневые, вторые — серые, зелено-серые, коричневые.

Изометричность тел в плане, эруптивные контакты часто со сложными инъекциями, наличие ксенолитов, крутой наклон полос флюидальности, столбчатые отдельности — все это подтверждает экструзивные характер залегания кварцевых порфиров.

Извержения Южно-Кедровских вулканов происходили после осадконакопления третьего горизонта разреза, наблюдаемого по ключу Ср. Кедров-

Рис. 33. Геологическая карта окрестностей р. Пр. Тонгода и кл. Юж. Кедровый.

1 — гранит-порфиры периферического магматического очага; 2 — фельзитовые порфиры ранних фаз; 3 — базальный терригенный горизонт мужинайско-тонгодинского вулканогенного комплекса; 4 — ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, гравелиты, туфы, прослой вторичных кварцитов; 5 — туфовые образования околожерловых фаций; 6 — туфоагломераты, туфолавы; 7 — лиловые тонкзернистые туффиты; 8 — лавы кварцевых порфиров, игнимбриты; 9 — туфы, туффиты; 10 — эффузивные фельзитовые порфиры; 11 — экструзивные и силло-лакколитовые фации кварцевых порфиров; 12 — дайки диабазов, габбро-диабазов; 13 — терригенные образования верхнего протерозоя (рифей); 14 — линии разломов; 15 — надвиги.



скому, так как прижерловые вулканические породы залегают на песчаниках этого горизонта. Однако начальные фазы извержений совпадали с концом накопления песчаников этого горизонта, о чем свидетельствуют примесь вулканокластического материала, фациальные переходы туфов прижерловых фаций в песчаники, наличие потоков кварцевых порфиров. В целом этот горизонт служит эрозионно-денудационной поверхностью для южно-кедровских вулканических построек, сформированных позднее.

В левых истоках ключа Юж. Кедровский, восточнее главного экстррузивного купола обнажаются:

	Мощность, м
1. Песчаники, алевролиты, серые, зелено-серые, слоистые, косослоистые, с волноприбойными знаками на поверхности напластования (третий горизонт среднекедровского разреза)	
2. Фельзитовые порфиры и фельзиты темно-серые, быстро выклинивающиеся по простиранию	15—17
3. Зелено-серые туфопесчаники	15—17
4. Лиловые туфоалевролиты со слоями серых кварцевых песчаников	20—25
5. Зелено-серые кварцевые песчаники	10
6. Лиловые туфоалевролиты, пепловые туфы	60—170
7. Туфобрекчии, туфоагломераты, переслаивающиеся с лиловыми туфоалевролитами и несогласно налегающие на шестой горизонт	70—200
8. Фельзитовые порфиры, плагипорфиры с линзами, прослоями и пропластками туфолов и игнимбритов	300—350

В цирке высоты 2193 м, обращенном к Байкалу, экстррузивные тела кварцевых порфиров, прорывающих терригенно-туфогенные породы, переходят в покров, сложенный кварцевыми и фельзитовыми порфирами.

В 1,5 км севернее мыса Ср. Кедрового вдоль дороги по правому борту кл. Водопадный, ведущей к Среднекедровскому месторождению микрокварцитов (вторичные кварциты), в бортах ущелья с каскадом небольших, но живописных водопадов обнажены вулканогенные образования (снизу):

	Мощность, м
1. Субвулканические граниты и гранит-порфиры	
2. Покров кварцевых порфиров с крупными оплавленными вкрапленниками голубовато-серого опаловидного кварца и таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза	300
3. Ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, реже гравелиты. В нижней и средней частях горизонта присутствуют пласты пепловых туфов, преобразованиях в пропилитовую разновидность кварцитов, обладающих высокими абразивными свойствами	510
4. Серо-коричневые кварцевые порфиры силло-лакколитовой фации. В кровле и подошве силла хорошо видны эруптивные контакты кварцевых порфиров с вмещающими туфогенными породами	200
5. Переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, туфы слоистые и косослоистые, часто со знаками ряби. К югу по простиранию перечисленные породы фациально замещаются туфобрекчиями	700—800
6. Фельзитовые порфиры и туфоловы коричневые, серые, зеленовато-серые, с прослоями туфов и туфобрекчий	до 1250
7. Фельзитовые порфиры, туфоловы и игнимбриты с прослоями и линзами туфов и туффитов. Этими породами сложена вершина Байкальского хребта, высота 2133 м	300—350

В данном разрезе продукты вулканических извержений переслаиваются с продуктами перемыва вулкаников, выброшенных вулканами центрального типа, которые располагались на месте современного водораздела оз. Байкал и бассейна р. Пр. Тонгода. Возраст вулкаников 1560—1710 млн лет.

При визуальном осмотре интрузивный характер контакта гранит-порфиров с черными кварцевыми порфирами хибеленской свиты устанавливается с трудом. Зона контакта затушевана постмагматическими (метасоматическими) процессами. В приконтактной зоне кварцевые порфиры перекристаллизованы, в них проявлены гранитные структуры, иногда они принимают облик гранит-порфиров и, таким образом, возникают ложные впечатления о постепенных переходах между кварцевыми порфирами по-



Рис. 34. Палеосейсмогенные рвы вдоль подножия Байкальского хребта у мыса Ср.Кедровый. Вид с юго-востока (рис. Г. Уфимцева).

кровных фаций и гипабиссальными гранит-порфирами. В эндоконтактах гранит-порфиров наблюдаются оторочки мелкозернистых лейкократовых гранитов. Обычно они маломощные (2—3 см), но иногда достигают 5—150 м. Лейкократовые мелкозернистые аплитовые граниты слагают также шлировые тела в гранит-порфирах, исчезающие в удалении от контакта.

106. Среднекедровская коса

Коса сложена сериями береговых валов, сформированных потоками наносов встречных направлений в условиях циклических колебаний уровня воды. В настоящее время коса развивается в южном направлении за счет намыва новых валов. Крутизна ее подводного склона здесь достигает 49° , т.е. близка к углу естественного откоса, что присуще растущей форме. Серии валов, причлененных к коренному берегу, сложены песчано-мелкогалечным материалом. Штормовой вал, окаймляющий косу, самый высокий (до 3 м над урезом воды, июнь 1971 г.). Его высота уменьшается к корневой части косы, где на тыльной стороне появляются конусы заплеска. Окаймляющий штормовой вал формируется под углом, как бы срезая серии ранее образованных валов.

Интересен и необычен факт, что на поверхности косы имеются два вала, ориентировка которых не согласуется с простираемием всех других валов, но на перекрытых валах не обнаруживается следов размыва, что обусловлено отсутствием сильных волновых воздействий при их формировании в условиях мелководья к тому же в весьма короткое время. Это могло произойти вследствие новейших движений или кратковременного повышения уровня вод с одновременным прохождением селя по сухому руслу мыса Ср. Кедровый и залповым привнесом дополнительного обломочного материала. Оформление более позднего, второго вала еще не закончилось — оно резко прервалось, и вал остался “обрезанным” из-за резкого падения водного уровня.

На высоте 900—1000 м над уровнем озера в тыловом шве пьедестала Байкальского хребта находится система палеосейсмодислокации (рис. 34). Она состоит из двух главных кулисообразных сбросов, соединенных трещиной растяжения. Амплитуда сброса озерного крыла 0,5—10 м, ширина рвов до 10—12 м, глубина 8—10 м, длина 9 км. Зона растяжения до сих пор поглощает обломочный материал, поступающий с нагорной части склона. К структуре тяготеют выколы блоков гранитоидов (до 200×300 м) и обвалы объемом до 3,5—4,0 млн м³. Возраст структуры не менее 250—300 лет. Сила землетрясения 10 баллов (магнитуда $> 7,5$).

107. Мыс Елохин

Среди многочисленных тектонических нарушений Западного Прибайкалья Елохинский разлом можно отнести к наиболее интересным структу-

рам. Он является ярко выраженным правым сдвигом, хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках, сравнительно легко доступен, будучи приуроченным к подножию правого склона руч. Елохинского, вдоль которого проходит тропа через Байкальский хребет. Простираение разлома $270\text{--}280^\circ$, падение сместителя близко к вертикальному, амплитуда сдвига по общегеологическим данным около 5 км. Разлом уверенно прослеживается на 12—13 км от берега Байкала до верховьев р. Лев. Киренги, а далее к западу постепенно затухает.

Зона разлома на восточном склоне Байкальского хребта выражена отчетливо: в его южном крыле залегают нижнепротерозойские светлые плагиограниты кочериковского комплекса и розовато-серые фельзитовые порфиры хибеленской свиты, а в северном — рифейские карбонатно-терригенные отложения улунтуйской и качергатской свит байкальской серии. Шовная зона разлома достаточно хорошо обнажена. В зоне контакта (3—5 км) породы интенсивно милонитизированы, дроблены, а местами превращены в щебенку, сцементированную песчано-глинистым материалом. В удалении от контакта степень дислоцированности быстро уменьшается, но милонитизация, катаклиз и кливаж разлома прослеживаются на десятки и сотни метров. Особенно широко (до 700—800 м) кливаж разлома проявлен в сланцах и простирается параллельно зоне контакта при залегании слоистости и сланцеватости $SZ\ 310\text{--}340^\circ$, $\angle\ 10\text{--}30^\circ$. Здесь же встречаются зонки окварцевания и мелкие разрывы.

Елохинский разлом ограничивает с севера крупный Передовой надвиг, находящийся на западных склонах Байкальского хребта, вдоль подножия гольцов. Максимум его амплитуда (5 км) достигает в междуречье Пр. Тонгоды, Толококтая и Лев. Киренги и уменьшается к бассейну Мал. Лены. Поверхность сместителя волнистая, что подтверждается наличием тектонического окна в долине Лев. Киренги, где обнажены светло-серые кварцевые песчаники голоуспенской свиты, залегающие на кварцевых порфирах хибеленской свиты с базальными конгломератами. В свою очередь, на голоуспенские песчаники надвинуты кварцевые порфиры. В обнажениях видно лишь юго-западное ограничение тектонического окна. Поверхность сместителя надвига располагается на абсолютной высоте 1400—1450 м и погружается на юго-восток 140° , $\angle\ 20^\circ$.

108. Мужинайский перевал

В Западном Прибайкалье наиболее интересные надвиговые и шарьяжные структуры распространены в осевой зоне Байкальского хребта на широте мыса Мужиняй. Этот участок представляет собой горную страну с выразительными альпийскими формами рельефа и относительными превышениями более 1 км. С берегом Байкала район связан хорошей тропой (20—25 км), следующей вдоль русла Мужиняй Байкальского через перевал в верховья Мужиняй Ульканского.

Лучше всего покровно-чешуйчатые надвиги просматриваются в верховьях Мужиняй Ульканского, в районе вершин с отметками 1516,0 и 1963,0 м. Здесь видны три чешуи. В автохтоне почти горизонтально залегают рифейские светлые, иногда черные кварцевые песчаники с базальными конгломератами и желтовато-серые доломиты голоуспенской свиты, залегающие на нижнепротерозойских темно-серых фельзитовых порфирах хибеленской свиты. Выше располагается первая тектоническая пластина, сложенная теми же породами мощностью до 200 м. Ее подошва полого наклонена к западу и находится на высотном уровне 1360—1560 м. Несколько севернее основного поля пластины имеется ее останец — клипп.

Вторая тектоническая пластина находится южнее первой и расположена гипсометрически выше. Она сложена теми же темно-серыми фельзитовыми порфирами и так же полого наклонена на запад. Поверхность сместителя залегает на отметках 1420—1850 м. В плане фронт пластины имеет сложные извилистые очертания.

На гребне водораздела между отметками 1963,0 и 1516,0 м сохранился останец пластины. В его пределах наблюдается стратиграфическое налегание отложений голоуспенской свиты на фельзитовые порфиры. Видимая мощность второй пластины более 350 м.

Третья тектоническая пластина располагается в районе высоты с отметкой 1516,0 м. Она сложена в основном розовато-серыми кварцевыми порфирами хибеленской свиты. Пластина очень хорошо выделяется, так как почти повсеместно налегает на породы голоуспенской свиты и лишь южным флангом перекрывает вторую и первую пластины. В плане чешуя почти изометричная, вытянута в меридиональном направлении. Поверхность сместителя наклонена к северо-западу и залегает на отметках 1450—1280 м. Мощность пластины более 200 м.

Ярко выраженные сложные покровно-чешуйчатые структуры наблюдаются и севернее рассмотренного участка. Одна из них расположена на водоразделе Молокона и Мужиная Ульканских, в районе вершин с отметками 1938,0 и 1808,0 м. Здесь, как минимум, насчитывается шесть тектонических пластин, сложенных фельзитовыми и кварцевыми порфирами и терригенными породами хибеленской свиты, а также мелкогалечными конгломератами и базальтовыми порфиритами малокозинской свиты акитканской серии. В автохтоне также залегают кварцевые песчаники и доломиты голоуспенской свиты. Видимая мощность всего пакета пластин достигает 450—480 м. Вторая структура находится восточнее первой на водоразделе Мужиная и Молокона Ульканских, Мужиная Байкальского, в районе вершин с отметками 1907,0 и 2044,0 м. Здесь насчитываются также шесть пластин, имеющих в разрезе клиновидную форму. Сместители нижних пластин полого наклонены к востоку, а некоторые из них корнями переходят в крутые взбросо-надвиги. Сместители верхних чешуй полого наклонены на юго-запад или запад-юго-запад. В их составе наряду с перечисленными выше породами хибеленской и малокозинской свит участвуют и плагиограниты муйского комплекса (PR₁), которые в этом районе залегают в основании акитканской серии. Общая мощность пакета пластин более 500 м.

В целом шарьяжно-надвиговые структуры Байкальского хребта, очевидно, представляют собой фрагменты более крупных тектонических пластин, частично уничтоженных и разобренных эрозией. Амплитуда их горизонтального перемещения не менее 10 км. Шовные зоны сместителей маломощные (первые метры) и повсеместно выражены милонитами и катаклазитами.

109. Источник Котельниковский

Источник горячих вод находится на северо-западном берегу Байкала, в районе мыса Котельниковский на поверхности низкой (0,5—1,0 м) террасы, сложенной гравийно-галечными отложениями. Место выхода представлено воронкообразным углублением, на дне которого имеется несколько грифончиков. Территория вокруг источника заболочена, сток воды не заметен. Очевидно, вода, просачиваясь через аллювий, поступает в озеро. В свою очередь, при высоком волнении воды озера подступают к источнику и влияют на его температуру. В связи с этим ее величины различны: 48,5; 53,0; 64 °С.

Состав воды фторидно-карбонатный натриевый. Минерализация 0,4 г/л. В воде обнаружены высокие содержания фтора — 20—22 мг/л, поэтому пить ее постоянно не рекомендуется. Содержание кремниевой кислоты 130 мг/л. Вода используется для приема ванн туристами и жителями окрестных поселений. Добраться сюда можно только водным транспортом.

С 1982 г. территорию около источника начал осваивать БАМтоннельстрой. На средства этой организации построен профилакторий-водолечебница. В 1987 г. термальные воды каптированы скважиной глубиной 44 м, закрепленной обсадными трубами до устья, а в интервале 27—30 м поставлен дырчатый фильтр. Дебит первоначально достигал 11 л/с при свободном

фонтанировании, а затем установился на величине 4 л/с. Химический состав воды из скважины идентичен источнику, но имеются и некоторые отличия: содержание фтора увеличивается до 25 мг/л, карбонат-иона — до 50 мг/л, кальция снижено до 1,5 мг/л, а кремниевой кислоты остается таким же. Несколько уменьшилась минерализация — 0,21 г/л; pH воды 9,4 (в источнике 8,5—8,9). Температура воды достигала 81 °С, что намного выше, чем в источнике.

Полученная из скважины вода и ее эксплуатационные запасы могут обеспечить минеральной лечебной водой санаторий с пропускной способностью в 200—300 чел. Однако следует иметь в виду возможность негативного влияния большой антропогенной нагрузки на экологическую обстановку небольшого участка побережья.

Воду Котельниковского месторождения рекомендуется использовать только для наружного применения (лечебные ванны, душ, другие водные процедуры) при заболеваниях опорно-двигательного аппарата, нервной системы и гинекологических. В качестве питьевой она противопоказана из-за высоких содержаний фтора.

110. Лударьская пещера

На мысе Лударь у пос. Байкальское находится прибойно-волновая ниша — Бол. Лударьская пещера размером 7×3×7 м (рис. 35, 36). Почти у ее входа вскрыты маломощные (0,6—0,7 м) культурные слои с остатками кострищ, орудиями труда, обломками керамической посуды, отходами кухни — обломками костей животных и рыб и другими предметами древних жителей побережья. Культурные наслоения лежат на слое растительного детрита, перекрывающем основание из гранитоидов, отполированных волноприбойной деятельностью.

Верхний слой (до 30 см) — темно-серая, почти черная масса, насыщенная золой и древесными угольками, образующими тонкие линзы. Здесь собраны керамические остатки курьканского времени (V—XI века н.э.) — фрагменты серой гладкостенной керамики с плоским дном, изготовленной выбиванием лопаточкой. Сосуды орнаментированы ломаными линиями с ямками в вершинах, круглыми валиками с косыми насечками по борту венчика. Кости — отходы кухни — принадлежат домашней козе или барану. Встречаются также обломки костей грызунов, птиц и рыб. Радиоуглеродным методом угольки из кострища датируются в 1710 ± 150 лет.

Средний слой (до 30 см) — желто-бурый карбонатный суглинок с разнообразными антропогенными включениями. В нем хорошо сохранились линзы кострищ с золой и углями, обломками керамики, а также обожженные валуны гранитоидов, применявшиеся для устройства очага, пластинки слюды-мусковита до 7—8 см², принесенные первобытными охотниками из района Слюдянских озер. В основании слоя найдены осколки керамики с оттисками сетки-плетенки, характеризующей начало “гончарного искусства” на Байкале (серовская культура). Единичные обломки более поздней керамики свидетельствуют о длительности обживания пещеры первобытными людьми. Имеются также отщепы из халцедона, кремня и хорошо сохранившийся каменный красновато-вишневый стержень в 2 см рыболовного крючка “байкальского типа”. Обильны остатки костей косули, кабарги, оленя, рыб, грызунов и птиц, найдены коренные зубы изюбра и нерпы. Трубочатые кости млекопитающих иногда покрыты зеленоватым налетом окиси меди. По углям кострища из основания слоя получена радиоуглеродная дата в 4000 ± 80 лет.

Нижний слой состоит из бурого растительного детрита с примесью мелкого песка, заброшенного волнами вместе с остатками трав, веток, коры и щепками. Радиоуглеродным методом из его верхней части получены датировки в 7890 ± 235 лет, а из подошвы — 7890 ± 175 лет.

В общей массе 38 видов диатомей встречен планктонный экзотичный вид стефанодиска, входящий в комплекс приповерхностного слоя донных

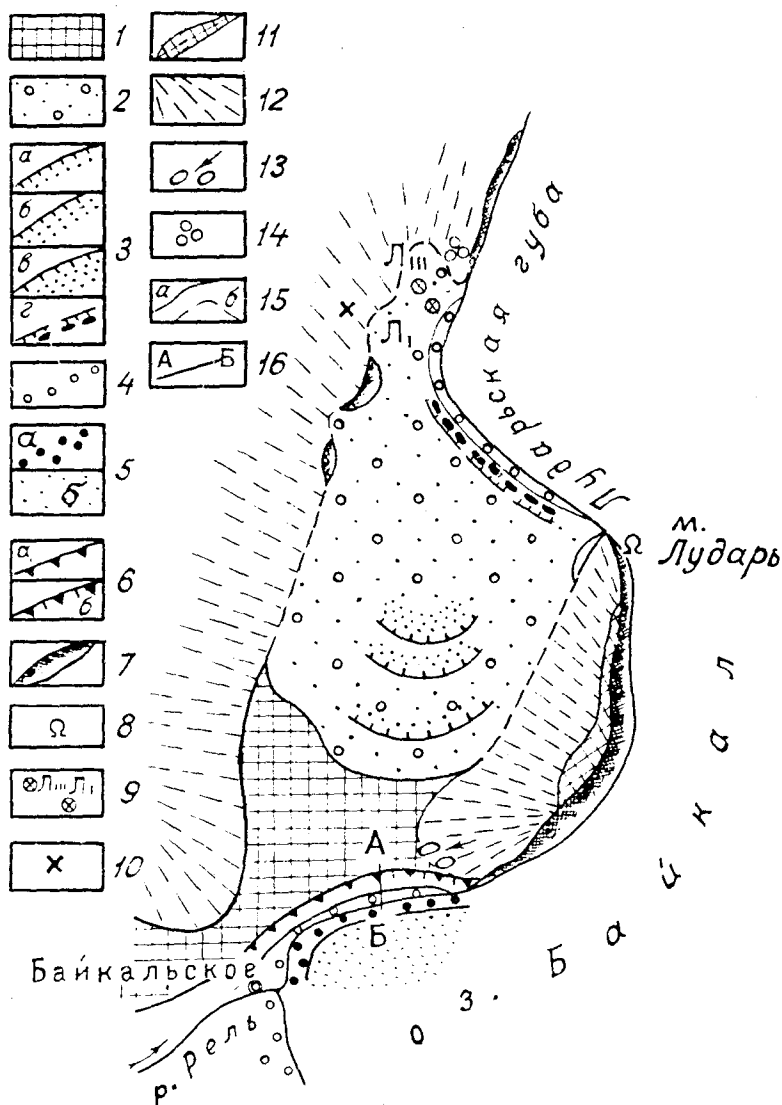


Рис. 35. Геоморфологическая схема окрестностей пос. Байкальское.

1 — поверхность 19—22-метровой аккумулятивной террасы; 2 — осушенное дно плейстоценового залива; 3 — уступы абразионных террас (а — 16—18, б — 10—12, в — 5—6, г — 2—2,5 м); 4 — современный пляж; 5 — береговая отмель (а — валунная, б — песчаная); 6 — бровка (а — аккумулятивной, б — смешанной террас); 7 — абразионные уступы; 8 — грот Бол. Лударьской пещеры; 9 — эпипалеолитические стоянки; 10 — место находки каменных орудий; 11 — фрагмент выровненного исходного рельефа на вершине горы Лударь; 12 — склоны гор, сложенные кристаллическими породами протерозоя; 13 — глыбы, сползшие на поверхность террасы; 14 — экзотические крупные гальки и валуны; 15 — геоморфологические границы (а — хорошо выраженные, б — предполагаемые); 16 — разрез плейстоцена Лударьской террасы.

отложений Северного Байкала. В спорово-пыльцевом спектре слоя преобладают пихта, ель, сибирский кедр, сосна обыкновенная, лиственница, береза, травы, что свидетельствует о господстве темнохвойной тайги во время голоценового климатического оптимума. Формирование грота обусловлено стабильным положением уровня вод озера в конце верхнего плейстоцена — начале голоцена. Абразией отполировано его дно, а на стенках у входа выточен волноприбойный карниз на 2,6—2,8 м выше современного уровня Байкала. В Лударьской бухте в это время намывался волноприбойный пляж с прибойными валами, а в приустьевых частях рек Рель, Слюдянка и Тья накопился крупнообломочный аллювий раннеголоценовых террас. В интер-

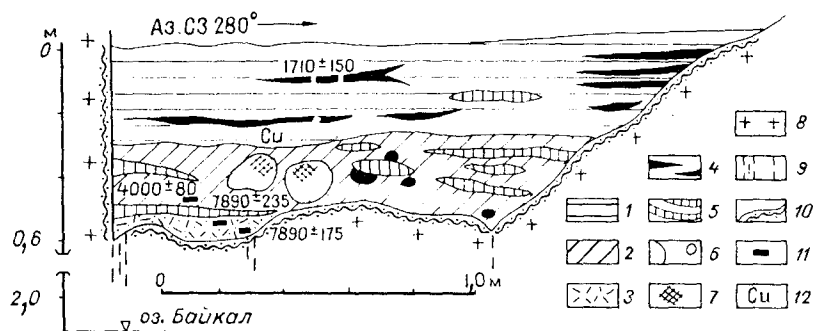


Рис. 36. Голоценовые отложения Бол. Лударьской пещеры.

1 — земляная масса с угольно-золистыми остатками и обломками керамики; 2 — карбонатный суглинок с линзами золы, пятнами кострищ и обломками керамики; 3 — детрит с песком; 4 — угли; 5 — зола; 6 — валуны и галька; 7 — следы кострового обжига; 8 — гранитоиды; 9 — трещины с зеркалами скольжения; 10 — следы волновой полировки скального ложа; 11 — места отбора образцов, их абсолютный возраст; 12 — признаки вторичного перераспределения окислов меди на обломках костей млекопитающих.

вале 5—8 тыс. лет тому назад произошло относительно быстрое поднятие берега на 1,2—1,3 м, которое вывело грот из зоны волнового влияния. Осушенная узкая полоса и была впоследствии освоена человеком.

У западной скалистой стенки вершины горы Лударь имеются остатки каменной кладки высотой 0,3—0,5 м, отгораживающие подковообразные участки площадью 3—4 м². Они, вероятно, представляют места свершения культовых обрядов доисторическим человеком.

111. Лударьская терраса

В обрыве аккумулятивной террасы 19—22 м на восточной окраине пос. Байкальское на протяжении 70 м обнажены горизонтально-слоистые озерные и делювиально-пролювиальные отложения плейстоцена. Рыхлая толща прислонена к коренному гранитоидному склону горы Лударь. У уреза воды имеется щепнисто-обломочная кора выветривания — структурный элювий гранитоидов.

Разрез осадков террасы (снизу):

	Мощность, м
1. Валунки, галечники (нижний погребенный пляж). Валунки примыкают к элювию гранитоидов преимущественно в верхней части слоя и при ударе рассыпаются в дрову	2,7
2. Суглинок коричнево-красноватый, слабо полосчатый, с редкими кварцевыми зернами. К востоку постепенно переходит в серые, серо-зеленые присклоновые пролювиально-делювиальные отложения, примыкающие к коре выветривания. Собраны обломки костей копытных (?), грызунов (суслик, степная пеструшка, корнезубый цокор, пищуха, лесная и серая полевки), датированные плейстоценом	1,0
3. Валунки серые (верхний погребенный пляж), также прислоненные к гранитоидному доколю. В западной части обнажения встречаются валуны и крупная галька древних эффузивов. В подошве клиновидной линзы песка присутствует темно-серая погребенная почва (10 см) с крошкой древесных угольков	1,1
4. Песок серый, полиминеральный; в верхней части слоя мелкозернистый, алевроитовый, полосчатый, в кровле с редкими "цепочками" мелкого гравия	2,6
5. Гравий с галькой и средне-крупнозернистыми полиминеральными песками. В составе гравия и гальки гранитоиды, кристаллические сланцы, а также серые, зеленоватые и красноватые порфиры	3,8
6. Песок прибрежно-озерный, мелко- и среднезернистый, внизу диагонально-, сверху горизонтально-слоистый. Хорошо видны цепочки мелкого гравия и крупнозернистого песка. Низы слоя содержат остатки пресноводной эндемичной альгофлоры	4,7
7. Гравий и галька плохой и средней окатанности с ржаво-желтоватым разнозернистым песком	2,6
8. Погребенный голоценовый слой	0,3
9. Светло-серый песок прибрежно-озерной дюны с черновато-серой песчаной современной почвой	1,0

Слой 2 разделяет периоды относительной стабилизации уровня озера. В это время возникли два горизонта пляжевых валуников (слои 1 и 3). В конце раннего периода произошло понижение зеркала вод и пляж подвергся морозному выветриванию, впоследствии на нем сформировались плейстоценовые суглинки с остатками грызунов. Слой 2 после поднятия уровня воды на 3—4 м оказался затопленным и перекрытым пляжевыми валуниками верхнего горизонта, которые до их захоронения испытали влияние аэральных суровых климатических условий плейстоцена. Последующие наслоения, исключая погребенную почву и пески прибрежной дюны (слои 8 и 9), формировались при относительно высоком уровне озера, не менее 20 м выше современного. Валунники слоя 3 были затоплены относительно быстро и перекрылись хорошо отмытыми песками прибрежной отмели.

Вещественный состав обломков слоя 5 указывает на увеличение сноса материала с Байкальского хребта, обусловленного таянием ледников, спустившихся на Рель-Слюдянскую аккумулятивную равнину. Воды таявших глетчеров несколько повысили уровень Байкала, что отражено хорошо промытыми песками слоя 6. Цикл формирования озерных отложений завершился накоплением гравия с мелкой галькой и песком слоя 7, где значительное место занимают горные породы, снесенные не только с Байкальского хребта, но и с Рель-Слюдянской равнины.

Разрез плейстоцена Лударьской террасы и геолого-геоморфологическая обстановка свидетельствуют о том, что перед аккумуляцией озерных наслоений существовал эрозионный рельеф. В его нижний ярус входит погребенный скальный склон горы Лударь. Базис этого эрозионного рельефа впоследствии оказался ниже современного зеркала вод. Аналогичные условия опускания произошли в приустьевых частях рек Рель, Горемыка и на соседних участках в контурах аккумулятивной равнины.

Ледниково-аккумулятивная деятельность вызвана сменой сурового климата относительным потеплением, что отражено в наслоениях террасы. После образования Лударьской террасы произошло понижение зеркала вод с четырьмя останковками, зафиксированными ступенями абразионных террас на северной стороне ее пологого склона со стороны Лударьской бухты на 16—18, 10—12, 5—6 и 2—2,5 м выше современного уровня озера. Последняя связана с раннеголоценовым уровнем, во время которого выработался Лударьский грот с наслоениями неолита. Более ранние памятники эпипалеолита на побережье Лударьской губы, отнесенные к 11—12 тыс. лет до н.э., находятся на 13—15 м выше уровня Байкала, как и находки каменных орудий в старой пашне на 35—38 м выше уреза озера, два из которых похожи на палеолитические (использованы "местные" валуны). Все это свидетельствует о том, что в конце плейстоцена Лударьская губа была почти полностью осушена и образовалось озерко — аккумулятивная перемычка, связывающая коренной о. Лударь с материком.

112. Мыс Тонкий

В серии коренных береговых обнажений на мысе Тонкий представлены свежие или сильно измененные, местами гигантозернистые габбро и габбро-пегматиты, которые нередко интенсивно раздроблены, перемяты, иногда превращены в ортосланцы. При этом породы рассечены мелкими ветвящимися жилами диабазов. Вдоль зон дробления отмечаются частые дайки гранит-аплитов, которые в отдельных местах также слабо разгнейсованы. Иногда жилы гранит-аплитов находятся либо в зонах дробления, либо на контактах этих зон с пегматоидными габбро. Их контакты с габброидами резкие, отчетливо видны мелкие жилки аплитов, пересекающие пегматоидные габбро. В последних нередко наблюдаются крупные линзообразные обособления кристаллов амфибола, достигающих 20 см по длинной оси и 10 см в поперечнике. В крупных кристаллах отмечаются бесформенные

обособления полевого шпата. В контакте с гранитоидами основные породы интенсивно амфиболлизированы и рассланцованы, вплоть до ортосланцев.

Эти породы, по-видимому, как и породы Озерского и Осинового массивов, относятся к одному формационному комплексу и являются основной частью древних офиолитов.

113. Слюдяные озера

Объект интересен месторождением слюдоносных пегматитов, залегающих в ядре антиклинали, осложненной разрывами северо-восточного простирания. Пегматитовые жилы просты по форме: это секущие пластинчатые, пластообразные тела, нередко осложненные апофизами. Мусковитовые пегматиты имеют микроклин-плагиоклазовый состав. В промышленных концентрациях слюда отмечается в пегматитах пегматоидных структур и кварц-мусковитового замещения. Большинство пегматитов сложено мелкозернистыми и апографическими разновидностями. Вмещающие породы — метаморфические габброиды в различной степени диафторированные. Формирование и становление слюдоносных пегматитов обусловлены процессами диафтореза амфиболитовой фации дистенсилиманитового типа.

114. Мыс Ядыртуй

Этот мыс представлен петлевидной косой двустороннего питания. Ее развитие началось значительно раньше, не менее чем в 1 км от современной береговой линии. Намывные процессы происходили на фоне медленного опускания суши, эффект которого усиливался голоценовой трансгрессией. Схема формирования аккумулятивной террасы мыса характерна для всех петлевидных кос Байкала. В связи с резким подъемом уровня вод из-за подпора долиной Иркутской ГЭС абразионно-аккумулятивный процесс активизировался. Несмотря на поступление дополнительного питания во вдольбереговой поток наносов, обусловленного усилением абразии на прилежащих участках, обрамляющий штормовой вал ныне подвергается перехлестыванию волнами. На лагунном берегу образуются конусы заплеска, слившиеся в единый шлейф. При длительных волновых воздействиях гребень вала накатывается на лагуну, на ее торфяное дно, которое с морской стороны активно размывается. На дистальном конце косы формируются новые более высокие валы, в понижениях — прорвы. Их перекрытие происходит медленно из-за дефицита потока наносов с севера: этот путь преграждает далеко вдающийся в озеро мыс Отто-Хушун.

115. Мыс Курлы

Курлинский разрез охватывает серию береговых обнажений II байкальской террасы (6—8 м) на участке от порта Курлы до пади Мал. Курла, сохранившихся после строительства трассы БАМ и шоссейной автодороги.

Он включает уникальные наиболее древние археологические памятники на Байкале, датированные радиоуглеродным методом. Хорошая изученность разреза позволяет отнести его к опорным для верхнего плейстоцена Прибайкалья.

В археологическом раскопе стоянки Курла-I, расположенном в береговом обнажении, первом со стороны порта Курлы, вскрыты следующие слои (сверху):

	Мощность, м
1. Дернина и темно-серая пылеватая разнородная супесь современной почвы	0,05—0,1
2. Супесь красноватая, пылеватая, дресвянистая, со щебнем, с коричневатосерыми гумусными прослойками, угольками и керамикой бронзового века	0,2—0,4
3. Супесчано-щебнистые отложения белесовато-, желтовато- и коричневатосерые с угловатыми и плотно сцементированными обломками. Слоистость параллельная, линзовидная и косая. Изредка встречаются прослойки коричневатого гумуса	2,0—2,5

4. Супесь пылеватая светло-серая, с голубоватыми и желтоватыми оттенками. Слоистость тонко- и косоволнистая, образована переслаивающимися слоями заиленного и грубозернистого песка. Местами встречаются древесно-щепнистые линзы, в кровле — псевдоморфозы по ледяным клиньям высотой до 1—1,5 м и толщиной в 5—15 см. В 0,4 м от подошвы слоя обнаружена верхняя часть черепа горного барана с сохранившимися роговыми стержнями. В кровле заключены культурные горизонты мезолита в виде тонких гумусно-углистых прослоев 1,0—1,2
5. Песчано-галечные светло-серые отложения. Галька от мелкой до крупной, хорошо окатана, часто уплощена. Слоистость подчеркнута неравномерным распределением обломков, плотностью их упаковки, содержанием песчаного материала. В кровлю галечников сверху полого на глубину до 0,2—0,4 м внедряются прослой серой супеси. Это свидетельствует об одновозрастности и замещении озерных и субазальных фаций. Вниз по разрезу галечник крупнеет и в соседних обнажениях через прослой базальных валунов налегает на кристаллические породы цоколя 1,5—2,0

Слои 3 и 4 характеризуют предгорные шлейфы, перекрывающие береговые валы II и III (10—14 м) террас. В составе предгорных шлейфов делювиальная, пролювиальная и солифлюкционная фации. Шлейфы формировались в условиях холодного, резко континентального климата. Солифлюкционные (курумовые?) фации, вероятно, обязаны начальным этапам деградации многолетней мерзлоты.

Палинологические спектры слоев 3 и 4 обеднены. Можно говорить лишь о смене лесотундровых ландшафтов таежными светлосвойными.

На участке, ближнем к порту Курлы, где наблюдается прислонение II террасы к III, из желтовато-коричневых древесно-щепнистых супесей и светло-серых песков извлечены многочисленные костные остатки кабаньей лошади, северного оленя, волка, росомахи — представителей позднелепалеолитического мамонтового комплекса. На современном пляже найдена кость шерстистого носорога.

Культурные слои мезолита, идентичные заключенным в кровле слоя 3, прослеживаются практически непрерывно до пади Мал. Курла. Предметы, собранные на шести стоянках, представлены каменным и костным материалом, где, помимо отщепов, высок процент изделий первобытного человека. Доминируют микроформы — микропластинки, микронуклеусы, микроскрепки, резцы трансверсальные и срединные. В числе крупных отмечены скребла, ножи, колотые гальки, колотушки и пластины из рога оленя, гарпуны, обоймы вкладышевых кинжалов, обломки игл. Из культурных слоев определены кости изюбра, горного барана, лисы, песца, зайца. Возраст верхнего культурного горизонта на стоянке Курла-I, перекрывающего песчаные жилы, 9—12 тыс лет. Для среднего уровня получены три радиоуглеродные даты — 13160 ± 960 , 14500 ± 360 и 15200 ± 1250 лет, а для нижнего одна — 24060 ± 5700 лет, которая кажется удревнойной.

Комплекс данных свидетельствует о позднелепистоценовом возрасте предгорного шлейфа курлинского разреза и сочленяющихся с ним озерных галечников II террасы. Гумусированные и кирпично-красные супеси датируются голоценом и выполняют эрозионные врезы, опускающиеся на уровень I (1—2 м) байкальской террасы.

116. Мыс Оноочан

В скальном обнажении наблюдаются интенсивно милонитизированные, катаклазированные и рассланцованные метагабброиды мелкозернистой структуры, очковой и полосчатой текстур. “Очки” сложены амфиболом и достигают 1⁰ мм. В среднезернистых разновидностях присутствуют “прослой” до 80 см, обогащенные гранатом и магнетитом. По минеральному составу они соответствуют эклогитоподобным породам. Гранаты метабазитов по компонентному составу отвечают диапазону от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма и характеризуют сложную тектонометаморфическую эволюцию пород по схеме: габброиды → эклогиты(?) + гранулиты + чарнокиты → амфиболиты (диафторез ам-

фиболитовой фации) → эпидотовые амфиболиты (метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации) → сланцы различные (метаморфизм зеленосланцевой фации).

117. Устье р. Тья

На северной окраине г. Северобайкальска имеется терраса 60—80 м. В карьере, заложенном в устье широкого распадка на левобережье р. Тья, вскрыты озерные тонкослоистые иловатые, а также пролювиальные пески (ложковый “аллювий”), делювиальные супеси и пески, валунно-глыбовый коллювий.

Разрез стенки карьера вблизи коренного склона, где собраны остатки крупных млекопитающих, следующий (сверху):

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой	0,70
2. Песок палево-серый мелкозернистый, с прослоями серой супеси и линзами гравийно-древянистого материала. Вверху — фрагменты погребенной почвы с процессами солифлюкции и карбонатизации	0,8
3. Песок светло-серый мелко- и среднезернистый, с дресвой и щебнем	1,8
4. Песок светло-серый мелкозернистый, карбонатизированный, среднезернистый, местами ожелезненный. Внизу — прослой мелкого щебня, линзы темно-серого суглинка	1,8
5. Песок серый мелкозернистый, с супесью и линзами дресвы внизу. Этот слой — один из наиболее богатых костными остатками лошади, бизона, носорога	1,5
6. Песок палево-серый мелкозернистый, с рассеянной дресвой, древесно-щебнистым материалом	3,1
7. Валуны и глыбы в щебнисто-песчаном материале. Обломки достигают 1 м в поперечнике	3,0

Остатки мамонта, лошади, носорога, оленя датируют отложения второй половиной среднего плейстоцена, а спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о холодном сухом климате в условиях степи, где произрастали лебедовые, сложноцветные, полынь, лютиковые, злаковые; существовали болота со сфагновыми мхами, кочедыжниковыми, ежеголовниковыми. О холодном климате свидетельствуют и псевдоморфозы по мерзлотным клиньям и морозобойные трещины. Кроме того, одна из групп позвоночных объединяет формы, адаптированные к полуоткрытым лесостепным, другая — к степным пространствам: мамонт, шерстистый носорог; во вторую — лошадь Громовой. Совокупность сведений позволяет судить о том, что формирование 60—80-метровой озерной террасы произошло в среднем плейстоцене, а в верхнем плейстоцене она была расчленена логами. Это позволяет корректировать возраст комплекса плейстоценовых террас, прилегающих к ней.

118. Бар Ярки

Остров Ярки очерчивает береговую зону северной оконечности Байкала. Название “Ярки” происходит от слова “яр” — высокий крутой берег либо обрыв у моря или озера, сложенный, как правило, рыхлыми отложениями. Есть и другие толкования — овраг или балка, обвал, песчаный, сухой и пр. На Северном Байкале Ярки — это остров, береговой бар, отчленяющий лагуну Ангарский Сор от материка, которая служит “яслями” — одним из основных мест нереста и нагула молоди омуля и других промысловых рыб. В ближайшие годы, несомненно, эта территория приобретет исключительно важное рекреационное значение.

Бар Ярки — весьма динамичная и сложная прибрежная аккумулятивная форма. Он образует дугу, слабоогнутую к лагуне. Длина его более 14 км, а ширина изменяется от 100 м в средней до 400 м на концевых частях в зависимости от колебаний водного зеркала. При низком уровне, до подпора Иркутской ГЭС, площадь острова была 3,7 км², а весной 1989 г. — всего 1,8 км². Происхождение и перестроение Ярково обусловлены вет-

ровым нагоном, а в основном — циклическими колебаниями уровня в режиме, особенно его “вершинных” положений (фазы максимумов) в многовековых циклах, когда активизируются абразионно-аккумулятивные процессы.

Изначально бар был единой одновысотной устойчивой прибойно-эоловой формой, покрытой различной растительностью, что обеспечивало его рост в высоту за счет ветровой аккумуляции. Но хозяйственное освоение бара нарушило его целостность из-за вырубки и уничтожения лесов и кустарников. Эоловые процессы, будучи до того созидательными, превратились в разрушительные. На оголенных участках появились коридоры продува, уменьшившие высоту бара, и он превратился в цепочку песчаных холмов — ярков с обрывистым песчаным склоном со стороны Байкала.

Ранее, в периоды многовековых циклических подъемов уровня вод, при увлажнении климата, на понижениях бара происходило перехлестывание волн, а при снижении — снова появлялась растительность и высота Ярков частично восстанавливалась ветровой аккумуляцией. После резкого подъема уровня озера из-за подпора Иркутской ГЭС перехлесты волн повторялись периодически и при высоких уровнях. Так, в 1962, 1973, 1985 и 1988 годах уровень вод превышал нормативный подпорный горизонт на 0,3 м, а при ветроволновом нагоне он поднимался до 0,5 м. Наиболее низкие участки затапливались, выступающие поверхности “слизывались” волнами. Теперь же с каждым новым подъемом уровня вод высота низких участков уменьшается и они перехлестываются штормовыми волнами при уровнях, не превышающих нормативный подпорный горизонт. Таким же способом разрушаются валы и на других участках побережья Байкала. В них изменяется гидробиологический режим, биоценоз всей прибрежно-соровой зоны, которая находится под угрозой отмирания.

119. Источник Хакусский

Расположен на северо-восточном побережье Байкала, в бухте Хакусы. Выход термальных вод приурочен к гранитам отрогов Баргузинского хребта. От источника до берега озера поверхность низкой песчаной террасы поросла сосновым лесом и кустарником. Расстояние до берега около 500 м.

Суммарный дебит источника достигает 40 л/с. Несколько отдельных выходов в пределах подковообразной площадки диаметром около 50 м сливаются и впадают в Хакусский ручей пресной, холодной воды, а затем в озеро.

Температура воды основного выхода 47 °С, в колодце — 44 °С. Вода из колодца используется для приема вовнутрь, а из основного выхода по трубам подается в ванный корпус. На площадке сооружен крытый бассейн с проточной водой, разделенный на два отделения.

По составу вода сульфатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,3 г/л. Содержание фтора изменяется от 3 до 5 мг/л, причем более высокое в каптированном срубе колодца, вода которого используется для питья. Содержание кремниевой кислоты в пределах 60—65 мг/л, при pH более 8,4. Ощущается слабый запах сероводорода (2—3 мг/л).

В Хакусах действует водолечебница, находящаяся в ведении районной больницы г. Нижнеангарска. Водолечебница имеет четыре деревянных жилых корпуса на 50 мест и ванный корпус на 4 ванны. Добраться сюда, так же как и на Котельниковский источник, можно только водным транспортом.

Воды подобного состава используются для лечебных процедур и по аналогии с уже применяемыми водами на бальнеологических курортах (Горячинск) показаны при нарушениях опорно-двигательного аппарата (артриты, полиартриты), нервной системы, кожных, гинекологических, урологических заболеваниях и хронических интоксикациях.

120. Источник Давшинский

Находится на восточном берегу Байкала, в дер. Давша — центральной усадьбе Баргузинского государственного заповедника. В связи с этим свобод-

ного доступа к источнику нет. Сотрудниками заповедника сооружено небольшое здание на две ванны.

Вода Давшинского источника сульфатная натриевая с минерализацией 0,4—0,5 г/л. Имеются сведения о том, что вода источника имела хлоридно-сульфатный натриевый состав и минерализацию до 0,6 г/л. В ее составе обнаружены фтор (8—10 мг/л), кремниевая кислота (65—100 мг/л), а pH более 8,4. Температура изменяется по сведениям разных исследователей от 40,5 до 45,0 °С. Общий дебит источника 1,2—1,5 л/с. Излив термальных вод происходит на поверхности 8-метровой террасы, сложенной песчано-галечными отложениями, перекрывающими граниты и гранитоиды. Можно предполагать, что часть воды под рыхлыми отложениями стекает в Байкал по коренному ложу.

121. Терраса устья р. Максимиха

Третья байкальская терраса (10,5 м) хорошо изучена в устье р. Максимиха. На ее поверхности отчетливо видны мелкие золотые валы и бугры, а отложения обнажены у моста через реку (сверху):

	Мощность, м
1. Супесь бурая, с древесой	0,6
2. Переслаивание суглинка, ожелезненного, с песком светло-серым, ржавым, разнозернистым, с корками ожелезнения	1,0
3. Песок серый, сизовато-серый среднезернистый, с косой и горизонтальной слоистостью. Имеется морозобойный клин, заполненный ржавым глинистым песком	1,0
4. Переслаивание бурого мелкозернистого песка с серым среднезернистым; крупные линзы гальки	1,2
5. Переслаивание бурых мелкозернистых и ржаво-серых крупнозернистых песков. Встречаются мелкая галька и редкие валуны. Слоистость тонкая, горизонтальная	0,6
6. Песок сизовато-серый, сверху — крупно- и грубозернистый, снизу — среднезернистый, хорошо промытый, рыхлый, с горизонтальной и косой слоистостью	0,6
7. Песок бурый и сизовато-бурый среднезернистый, глинистый, косослоистый, с линзами промытого крупнозернистого песка, гравия и слабоокатанной гальки	0,8
8. Галечники и валуны желтовато-оранжевые, цементированные глинистым крупнозернистым и гравелистым песком. Окатанность гальки и валунов хорошая. Преобладают обломки в 3—9 см	0,7
9. Коренной цоколь — кристаллические сланцы и гнейсы. Верхняя часть пород на глубину 0,3 м сильно разрушена.	

В разрезе террасы выделяются шесть горизонтов, представленных чередующимися аллювиальными и озерными отложениями пойменно-болотной, русловой, озерной фаций. Во время повышения уровня Байкала воды озера затапливали поверхность низких аккумулятивных равнин. При понижении уровня аккумуляровались речные и дельтовые отложения, а при миграции русла реки по аккумулятивной равнине по краям дельты появлялись лагуны и отшнурованные низменные участки. Лагунные условия могли также существовать и при небольших повышениях уровня озера в устьевой части р. Максимиха.

Спорово-пыльцевой комплекс озерно-аллювиальных отложений показывает, что при формировании слоев 5—9 существовала древесная растительность с преобладанием сосны обыкновенной, березы, сосны кедровидной, ольхи, пихты, реже липы, вяза, лещины, граба. Травы представлены в небольшом количестве (злаки, полыни, лебедовые, разнотравье). Древесная растительность в виде редких сосняков с примесью кедровой сосны и березы занимала склоны гор, а на побережье Байкала росли ивы. Благоприятные условия для произрастания древесной растительности в это время могут соответствовать периоду межледниковья. Преобладание в верхних слоях разреза пыльцы травянистой растительности с небольшим содержанием пыльцы деревьев свидетельствует об изменении климата в сторону похолодания. Это согласуется с встречаемыми мерзлотными клиньями и другими причудливыми криогенными формами.

122. Термы Горячинска

Курорт Горячинск — старейшая здравница Восточной Сибири, расположен на восточном берегу Байкала, в 10 км севернее устья р. Турка. Об источнике термальных вод и их бальнеологических свойствах известно давно — уже с 1751 г. здесь лечились отдельные группы больных, а с 1779 г. больные сюда приезжали вместе с врачами. Некоторые врачи жили тут постоянно, ведя медицинские наблюдения. Официально курорт открыт в 1823 г.

Курорт использует горячие воды (51,5—53 °С) сульфатного натриевого состава с минерализацией 0,6 г/л и высоким содержанием кремниевой кислоты (более 80 мг/л). Вода обладает запахом сероводорода, содержание которого, к сожалению, составляет всего 3—4 мг/л.

Лечебные воды курорта применяют при заболеваниях нервной системы, органов движения (артриты и полиартриты), при хронических интоксикациях, кожных, гинекологических и урологических заболеваниях. Воды используются в виде ванн и душевых процедур. Процедуры опускаются в корпусе, вода в который поступает из накопительного бассейна, где остывает до необходимой температуры. В бассейн лечебная вода поступает по трубопроводу из скв. 1/63, пробуренной рядом с источниками до глубины 100 м.

Воды источников (группа из трех грифонов), поднимаясь на поверхность, образуют небольшой ручей, а ниже по распадку сооружен искусственный пруд. Часть воды из скважины подается в теплицу, где выращиваются овощи.

В 1962—1964 гг. на площади естественной разгрузки термальных вод для оценки их эксплуатационных запасов проведены специальные буровые работы. На различных глубинах в зоне разрывного нарушения типа сброса вскрыты термальные воды. Геологический разрез скважин представлен сильно трещиноватыми, перемьятыми метаморфическими и интрузивными породами.

Эксплуатационные запасы Горячинского месторождения минеральных лечебных вод составляют 1167 м³/сут (13,5 л/с). Это позволяет расширить в перспективе пропускную способность курорта.

123. Лечебная вода скв. 9 в дер. Сухая

Еще в 30-х годах в районе дер. Сухая на восточном берегу оз. Байкал, севернее устья р. Селенги, пробурены несколько скважин. Одной из них на глубине 150 м была вскрыта теплая вода, насыщенная метаном. До глубины 278 м отмечен еще ряд обводненных зон. Вода при бурении постоянно переливалась через устье скважины, а пузырьковый газ воспламенялся при поджигании.

В 2 км южнее деревни и в 100 м от берега Байкала в 1938 г. скв. 9 на глубине 150 м в песчано-глинистых отложениях неогенового возраста вскрыла хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,6—0,7 г/л. Растворенный метан на устье скважины переходит в свободную фазу и периодически поступает на поверхность.

Вода имеет температуру 24,5 °С, слабый запах сероводорода (2 мг/л), щелочную реакцию (рН = 8,95), содержит фтор (8—11 мг/л), кремниевую кислоту (28—33 мг/л) и бор в форме борной кислоты с содержаниями в пробах, отобранных в разные годы: от 1,3 (1974 г.) до 9 мг/л (1989 г.). Дебит скважины 0,16 л/с.

По химсоставу эта вода аналогична воде из скважины в Ангарских хуторах, но имеет более высокую температуру, что позволяет относить ее к термальной.

Скв. 9 расположена на территории базы отдыха “Байкальские волны”, принадлежащей обкому профсоюза работников народного образования Бурятии, и используется для лечебных и общеукрепляющих ванн процедур.

124. Энхалукская терраса

Озерно-дельтовые отложения 10-метровой террасы представлены у с. Энхалук в 1 км к востоку от мыса Облом (рис. 37). Разрез террасы (сверху):

- | | |
|--|-----|
| 1. Почвенно-растительный слой | 0,2 |
| 2. Песок серый и светло-серый мелкозернистый, рыхлый, с пятнами ожелезнения. Вверху гумусирован и имеет бурую окраску | 2,3 |
| 3. Песок серый и желтовато-серый мелкозернистый, плотный, с горизонтальной, слегка волнистой слоистостью | 0,9 |
| 4. Песок серый и светло-серый тонкозернистый, алевролитистый, рыжий, слегка ожелезненный, слои слабо наклонены к юго-западу | 0,5 |
| 5. Песок желтый и серовато-желтый тонкозернистый, плотный, хорошо промытый, с частым ожелезнением вкраплениями и стяжениями | 0,4 |
| 6. Песок серый и светло-серый тонкозернистый, очень рыхлый, ожелезненный, горизонтально-слоистый. В слое много мерзлотных клиньев и мелких криогенных нарушений. В подошве — линза алевроглины | 2,6 |
| 7. Песок серый и желтовато-серый тонкозернистый, плотный, с различно деформированными прослойками. Всюду зелено-белые пятна и вкрапления ожелезнения | 1,2 |
| 8. Песок серый и светло-серый тонкозернистый, очень рыхлый, ожелезненный и легко разрушаемый. Слоистость тонкая, горизонтальная и косая | 0,4 |
| 9. Песок серый, светло- и желтовато-серый тонкозернистый, с частыми линзами и прослойками серой и палево-серой глины, мощность 1,0 м (видимая). | |

Накопление песков происходило сначала в условиях пляжа, когда косы и пересыпи формировались под водой (слои 7—9). Средняя и верхняя части разреза свидетельствуют о выходе кос и пересыпей из воды, затопившихся лишь эпизодически. В низах разреза содержится пыльца сосны обыкновенной, березы, ольхи; трав — лебедовых, лютиковых, сложноцветных, полыни, злаков, разнотравья; споры брисевых мхов, многоножковых, плаунков и плаунов; в средних и верхних слоях — березы, сосны, ольхи, лютиковых, злаковых, лебедовых, сложноцветных; полыни. Этот спектр свидетельствует об умеренно влажном климате.

125. Инкинский оползень

В правобережной придельтовой части р. Селенги в районе с. Инкино имеется сейсмогравитационный оползень. В плане он овальный (1,5 × 0,4 км). Оползла часть обширной кударинской террасы высотой 18—20 м, сложенной светло-серым мелкозернистым песком с прослоями и линзами бурых илов и алевроитов. К основанию разреза мощность илестых и алевролитистых горизонтов увеличивается и они становятся водоупорами. Слои формировались в относительно спокойной дельте. В теле оползня вскрыты пески с падением слоев от Байкала, а отдельные деформированные и разорванные песчаники, иловатые линзы смещены и наклонены к озеру по углам 17—28°. Вкrest простираения оползня ниже глубины 1,6—1,8 м наблюдаются разрывные микродислокации и мелкогребенчатые структуры.

Поскольку геоморфологическая обстановка и состояние грунтов не благоприятны для проявления гравитационного эффекта, реальнее связывать возникновение оползня с землетрясением в 9—10 баллов и более в недалеком прошлом (400—500 лет).

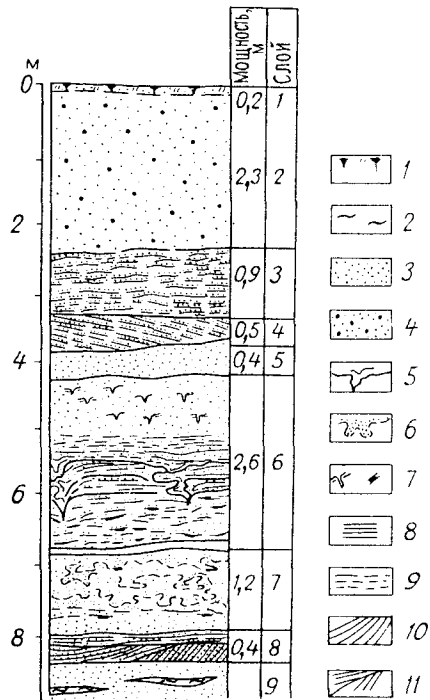


Рис. 37. Разрез верхнего плейстоцена у с. Энхалук.

1 — почва; 2 — глина; 3 — песок тонкозернистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — мерзлотный клин; 6 — деформированный слой; 7 — ожелезнение; 8—11 — слоистость горизонтальная (8), волнистая (9), диагональная (10), косая (11).

126. Посольский надвиг

В Восточном Прибайкалье хорошо известен Посольский надвиг верхнепротерозойских пород на юрские отложения, находящийся у подножия хр. Хамар-Дабан вблизи с. Посольское. Извилистая линия надвига простирается в широтном направлении от с. Елань до с. Бол. Речка более чем на 25 км. К востоку надвиг затухает, а в западном направлении постепенно перекрывается кайнозойскими отложениями. Поверхность надвига имеет простирание ЮВ 140—150°, наклон 50—60°. К плоскости сместителя приурочена зона мощностью в 100 м и более милонитизированных и брекчированных пород, подвергшихся интенсивному окремнению и окварцеванию. Слоистость в автохтоне ориентирована согласно поверхности надвига, но часто пласты запрокинуты. Амплитуда перемещения аллохтона от 1 до 3—4 км, а у с. Бол. Речка и более. Нижний временной уровень надвигания определяется среднеюрским возрастом автохтона.

127. Фофановский разрез

В Усть-Селенгинской впадине на окраине с. Фофаново расчисткой на крутом уступе 35—40-метровой террасы вскрыта толща песков мощностью 22 м. Здесь отмечаются однородность песков по составу, четко выраженная слоистость по разрезу. В верхней части имеются 3 горизонта погребенной почвы, залегающие на глубине до 1,5 м. Почва светло-, коричнево- и палево-бурая, местами слегка карбонатизированная, разделена слоями перевеянных песков. Ниже залегают переслаивающиеся темно-серые, алевролитные, слюдястые пески и светло-серые мелкозернистые, промытые пески кварц-полевошпатового состава. Слои хорошо различаются гребешковыми выступами и углублениями, образованными в результате высыхания и выдувания песков. Слоистость их горизонтальная, горизонтально-волнистая со знаками ряби, реже косоуплощенная. Пески лежат на породах кристаллической перемишки с базальным слоем щебня, дресвы с редкой окатанной галькой мощностью 0,3—0,4 м.

В средней части разреза спорово-пыльцевой спектр характеризуется сосново-березовым редколесьем с примесью темнохвойных, древесно-кустарниковыми, травянистыми и споровыми растениями. Из трав доминируют полынь, сложноцветные, меньше — маревые, злаковые, лютиковые. Из споровых найдены кочедыжниковые, сфагновые мхи. Древесно-кустарниковые представлены семейством сосновых и мелколиственными породами (береза, ольховник, ива). Присутствие темнохвойных, ореха, лещины, гикори позволяет полагать, что климат был умеренным, влажным, несмотря на распространение на склонах трав из степных группировок.

В спорово-пыльцевом спектре верхней части разреза выявлены представители древесно-кустарниковой и травянисто-лебедово-полынной растительности лесостепных ландшафтов, что свидетельствует о наступлении умеренно холодного климата. Возраст отложений — среднеплейстоценовый.

128. Посольские косы

Посольские косы, Северная и Южная, которые имеют на топокартах общее название — п-ов Карга, отчленяют залив Посольский Сор. Северная коса — форма отмирающая, а Южная — развивающаяся. Она и представляет особый интерес для понимания генезиса берегов Посольского Сора. Ее длина около 7 км — это самая протяженная молодая коса на Байкале, как и залив, который она отчленяет. Ширина косы от 30 до 200 м (рис. 38). При высоких уровнях зеркала воды Байкала ее площадь значительно сужается вплоть до появления прорыв и пережимов.

Береговая линия Южной косы с морской стороны выровнена. Ее дистальная часть завернута к лагуне. Очертания лагунного берега косы ослож-

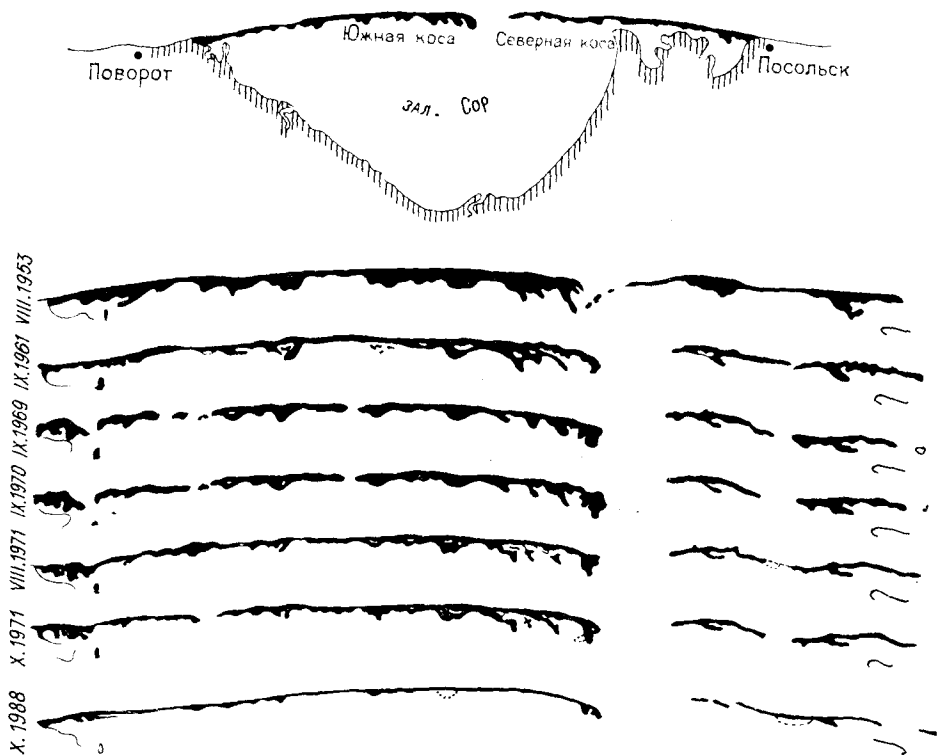


Рис. 38. Переформирование кос Посольского Сора.

нены серией уширений, что указывает на ритмичность берегоформирующих процессов из-за колебаний уровня Байкала. Ритмические уширения — это бывшие дистальные концы косы, образованные в периоды подъемов зеркала воды. Если проследить скорость удлинения косы за последние 180 лет по аэро- и картографическим материалам и экстраполировать эти данные на современную ее длину, то получим возраст формирования около 500—600 лет. Но этот процесс начался только после опускания участка суши, занимаемого сейчас сором, по-видимому, вследствие катастрофического землетрясения, с провалом части кударинской террасы, возраст которой менее 2000 лет. Ритмичность периодов высокого стояния вековых и внутривековых уровней зеркала вод озера подтверждается дендрохронологическим методом.

После подъема уровня Байкала, вызванного подпором плотины Иркутской ГЭС, развитие Посольской косы происходит при искусственном режиме. Она частично размывается, появляются новые узости и прорвы. При относительном снижении уровня они замыкаются, гребень косы становится выше, но площадь суши неизменно уменьшается. При этом ощущается значительный дефицит наносов из-за отсутствия области питания, ибо берега укрыты защитными сооружениями.

Посольские косы, как и другие аккумулятивные формы Селенгинского побережья, отмирают. Соры (лагуны) превращаются в заливы, где гидробиологический режим становится озерным. Вследствие этого в них исчезает излюбленная пища молоди рыб, изменяются микроклиматические условия, что в целом неблагоприятно сказывается на рекреационной обстановке. В результате техногенного фактора на Байкале уже исчезли Култукский сор, соры заливов Провал и Черкалова, отмирает Ангарский сор на севере Байкала. Преобразовались и устьевые береговые формы, но их изменения унаследованы — они происходили на протяжении всего голоцена, а после подпора лишь активизировались. Это привело к быстрому смещению

аккумулятивных форм в сторону суши, удлинению старых лагунных устьевых кос и образованию новых, например в устье р. Сухой.

Активной абразии подвергаются и останцы кударинской террасы, обрамляющей сор с севера и востока. Северный останец — Яроч — возвышается над уровнем озера на 4—7 м. В нижней и средней частях он сложен тонкослоистыми в разной степени заиленными сероватыми, желтоватыми и коричневатými песками. В кровле пески оглинены, карбонатизированы и заключают черный гумусированный горизонт погребенной почвы мощностью 0,15—0,2 м. Его радиоуглеродный возраст, определенный по линзам древесного угля, 3990 ± 60 лет.

Если принять во внимание, что ближайшая крупная стоянка древнего человека, расположенная в устье Большой речки, датирована финальным неолитом — эпохой раннего металла глазковского времени (3—4 тыс. лет), то можно предполагать антропогенную природу угольных линз в погребенной почве Яроча, рассматривая их в качестве древних кострищ.

Завершает разрез Яроча слой эолового песка в 0,4—0,8 м. В его основании заключены гумусно-углистые прослои с культурными остатками железного века (кости животных, керамика, кострища), возрастом в 1410 ± 95 лет. Более молодая радиоуглеродная дата — 1210 ± 45 лет — получена по линзе древесного угля в подошве эоловых песков на северном пологом склоне Яроча.

И, наконец, под маломощной современной дерниной обнаружена керамика курыкан, племена которых обитали в Прибайкалье, по историческим сведениям, в V—XI веках н.э.

Полученные абсолютные датировки свидетельствуют о возрасте озерной котловины — провала на месте Посольского Сора древнее 4 тыс. лет; древние поселения финального неолита — эпохи раннего металла были расположены на берегах сформированного водоема. С другой стороны, объясняя усиление эоловых процессов размывом останцов кударинской террасы, можно датировать начало оформления Посольской косы в ее современных контурах немногим древнее 1,4 тыс. лет.

129. Боярский разрез

Разрез неоген-четвертичных отложений изучен в районе станции Боярск. Здесь находятся две озерные террасы высотой 10 и 14 м, прислоненные друг к другу.

В 14-метровой террасе выделяются семь разновозрастных пачек различного состава и генезиса (снизу):

Мощность, м

1. Пачка зеленовато-синих песчано-алеваитистых глин, с прослоями и линзами песков желтоватых, тонкозернистых (видимая мощность 2 м). В спорово-пыльцевом спектре доминирует древесно-кустарниковая растительность. Разнообразная пыльца широколиственных и хвойных пород, разнотравья и споры папоротников позволяют датировать пачку верхним миоценом. В это время на склонах гор Байкала произрастали смешанные мезофитные леса из граба и ореха, а на низких водоразделах — хвойные. Долины рек и побережье Байкала покрывали смешанные леса из лапыны, карии, ильма, граба, ореха и березы, близкие к современным смешанным хвойно-широколиственным лесам Маньчжурии, Японии и широколиственным Приморья.
2. Песчаная пачка мелководных прибрежно-озерных отложений дельтового типа. В спорово-пыльцевом комплексе незначительно преобладают древесно-кустарниковые над травами. Травянистая растительность представлена злаково-разнотравным типом. Такой комплекс свидетельствует о теплом и умеренно сухом климате, близком к современному Северного Средиземноморья, и характеризует отложения нижнего плиоцена
3. Песчано-гравийно-галечная пачка озерно-речных фаций, участками пропитанная гидроокислами железа. Пальнологический материал свидетельствует о том, что во время осадконакопления на склонах гор произрастали сосна обыкновенная, береза, а по увлажненным низинам — пихта и сосна сибирская. В спектре много ольхи и тсуги, незначительное количество пыльцы широколиственных. Травы — полынь, злаки и разнотравье, что позволяет датировать отложения верхним плиоценом

3—4

3—3,8

- | | |
|---|---------|
| 4. Пачки красно-бурых разнозернистых глинистых песков. Отложения сформированы в условиях озерного мелководья и заболоченных лагун. Содержат пыльцу древесно-кустарниковых растений, ныне произрастающих в Прибайкалье повсеместно (сосна обыкновенная, береза, ольха). Из экзотов — единична пыльца птерокарии, тсуги, что указывает на умеренно влажный климат. Осадки датируются эоплейстоценом | 1,5—2,0 |
| 5. Пачка бурых и темно-бурых песков с прослойками светло-серых песчанистых глин, накопивавшихся вначале в мелководно-озерных, а затем в субэаральных условиях нижнего и среднего плейстоцена. В верхнем слое найдена лучевая кость ископаемой лошади. В спорово-пыльцевом спектре — растения лесостепей с березой, сосной и травянистым покровом из злаков, полыни и лютиковых. Открытые ландшафты и господство трав ксеромезофитного облика свидетельствуют об иссушении климата | 1,8—2,2 |
| 6. Пачка песчано-глинистых субэаральных отложений, условно относимых к верхнему плейстоцену | 1,8—2,1 |
| 7. Пачка бурых и палево-бурых песчанистых суглинков голоцена | 1,2—1,5 |

В боярском разрезе верхнеплейстоценовый возраст имеют песчано-галечно-валунные отложения 10-метровой террасы с прослоями торфа, глины и бурых илов. Верхи разреза представлены мелководными озерными осадками. При накоплении нижних слоев климат был довольно влажным и благоприятным для произрастания сосны и березы с примесью хвойных. Вероятно, эти слои относятся к казанцевскому межледниковью. При накоплении средних слоев произошло сокращение древесной растительности, связанное с похолоданием в Прибайкалье. Об этом свидетельствуют псевдоморфозы по мерзлотным клиньям и криогенные деформации. Верхние слои формировались при некотором потеплении в каргинское межледниковье, когда ксеромезофитные луга с редкими ольхово-березовыми колками сменились светлехвойными лесами из ели, сибирского кедра и пихты.

Боярский разрез демонстрирует осадочные отложения различного состава и генезиса, накапливавшиеся с перерывами в миоцене и плейстоцене. Этот район побережья Байкала был относительно стабильным.

130. Ручей Тельный

В уступе 10-метровой террасы в 1,5 км от устья руч. Тельный обнажаются несколько разновозрастных слоев (сверху):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Глина бурая и белесовато-бурая тонкая, плитчатая, опесчаненная, с ожелезненными вкрапленниками | 2,3 |
| 2. Галечник ржаво-бурый, охристый, с гравием. Галька и гравий сильно ожелезнены, хорошо окатаны. Встречаются сцементированные ржаво-охристые плотные включения и стяжения песка и галечника. Присутствуют линзочки серой глины и темноцветов. Слоистость горизонтальная, волнисто-горизонтальная со знаками ряби | 3,2 |
| 3. Песок серый и светло-серый мелкозернистый. В подошве — хорошо окатанные гальки, а песок желтый, охристо-желтый и налегает с размывом на нижележащий слой | 1,2 |
| 4. Глина бурая, желтовато-бурая вязкая, с темно-серым песком. В нижней части слоя — линза в 1,2 м бурого разложившегося угля | 2,4 |

К миоцену относится слой 4. Для него характерны фациальные переходы песков в глины. Процесс осадконакопления происходил в условиях мелкого озера. В комплексе спор и пыльцы преобладают теплолюбивые широколиственные породы с заметным содержанием субтропических форм. Группа голосеменных представлена пыльцовой ели, сосны, тсуги; таксодиевые встречены во всех образцах, из покрытосеменных преобладает ольха, меньше береза; из широколиственных — лещина, граб, восковники, орех, лапина, ильмовые, падуб, липа, дуб, каштан, гикори, циклария; из трав — злаковые, мезофитные; из спор — однолучевые, сфагновые и бриевые мхи.

Повышенные содержания теплолюбивых широколиственных растений с субтропическими формами свидетельствуют о теплом и влажном климате и на основании всего спектра отложения датируются нижним миоценом.

131. Карьер у ст. Мысовая

На склоне увала южнее ст. Мысовая в карьере на 25 м выше уровня Байкала обнажены песчано-глинистые отложения. Сверху они перекрываются плотными сцементированными валунно-галечными отложениями со слоями песков. Песчаники и глины имеют тонкую, горизонтальную, косую, волнистую слоистость (рис. 39). Их разрез (сверху):

	Мощность, м
1. Валунно-галечные отложения с прослойками разнозернистого песка, хорошо сцементированные со средней окатанностью обломков. Встречаются рыхляки	5
2. Песчаник светло-серый и серый мелко-среднезернистый, плотный, с хорошо выраженной горизонтальной и диагональной слоистостью	1,8
3. Глина бурая и сизовато-бурая, очень плотная, с тонкой ленточной, ровной горизонтальной слоистостью	1
4. Песчаник светло-серый разнозернистый, кварцевый, ожелезненный, сильно выветрелый. Слоистость косая, косо- и пологоволнистая	1,2
5. Глина зеленовато-серая (сизая), сильно ожелезненная, песчанистая, с комковатой и плотной структурой. В середине — прослой песчаника	2
6. Песчаник светло-серый и серый, преимущественно кварцевый, с разложившимся полевым шпатом. Слоистость выдержана по простиранию и имеет горизонтальную, слабо волнистую текстуру	2,4
7. Лигнит (бурый уголь) разложившийся. На границе с песчаником присутствует сильно ожелезненная, плотная песчано-углистая корка	2,2
8. Алевроглина темно- и зеленовато-синяя, с линзами песчаника	3

В слоях 5 и 6 содержится пыльца широколиственных — граба, ореха, лещины, гикори, немного ольхи, липы и др. Спектр по своей структуре аналогичен смешанным хвойно-широколиственным лесам Маньчжурии, Японии, Приморья.

132. Аносовский разрез

С середины прошлого века внимание геологов привлекали угленосные отложения в подножии северного склона хр. Хамар-Дабан. Они датировались сначала как каменноугольные, юрские и лишь в конце XIX столетия И.Д. Черский отнес эти породы к третичной системе. На территории так называемого “танхойского третичного поля” сейчас известны многочисленные коренные выходы палеоген-неогеновых отложений, приуроченные к долинам рек. Поле третичных отложений протягивается вдоль южного побережья Байкала полосой шириной от 2 до 7 км, образуя крупную моноклираль, уходящую под воды Байкала. В прибортовой части Южно-Байкальской впадины выделяются миоцен-нижнеплиоценовые образования танхойской свиты, средне-позднеплиоценовые — аносовской и грубообломочные четвертичные осадки.

Танхойская свита побережья Байкала сложена гравелитами, песками, песчаниками, алевролитами, глинами, известняками и углями; аносовская — преимущественно конгломератами и гравелитами. Значительную роль в составе последней играют алевролиты, особенно в бассейре р. Аносовка. Вверх по течению, на левом борту ее долины, в 800 м от Кругобайкальской железной дороги и автострады Иркутск — Улан-Удэ, обнажены так называемые “синие глины”, широко известные в гео-

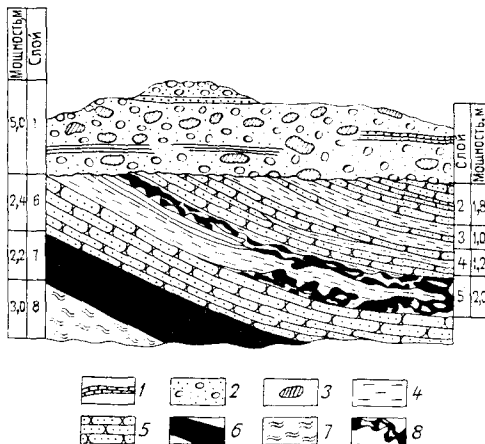


Рис. 39. Верхнемиоценовые отложения ст. Мысовая.

1 — пески; 2 — галечники; 3 — валуны; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — лигниты; 7 — алевро-глины; 8 — ожелезнение.

логической литературе. Горизонт "синих глин" мощностью в несколько метров слагает основание обнажения. Отчетливо видно падение пород к северу под $\angle 15^\circ$. Эти отложения характеризуют нижнюю часть верхней половины общего разреза аносовской свиты, где, в отличие от нижней конгломератовой пачки, произошли значительные изменения условий седиментации — появились обширные озерно-болотные фации. В восстановительной среде осадков этих водоемов образовались вивианит и сидерит. При окислении цвет вивианита изменяется до ярко-синего, а содержащиеся в нем глины приобретают синий оттенок. Аутигенный сидерит образует землистые массы и оолитовые стяжения желтовато-бурого цвета. Характерная особенность минерального состава пород — присутствие в больших количествах в песчано-алевролитовых фракциях кварца, силлиманита, гранатов, биотита и мусковита, а в тонкопелитовых — гидрослюд. Это хорошо согласуется с петрографическим составом области питания, которая сложена в основном биотит-амбифоловыми, кварц-силлиманитовыми, кварц-силлиманит-биотитовыми, силлиманит-графитовыми сланцами и гнейсами — породами, в составе которых кварц резко преобладает над калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами, а силлиманит — один из главных породообразующих минералов. В этой связи отложения танхойского третичного поля и, в частности, аносовской свиты — прекрасный полигон для изучения системы "область сноса — бассейн осадконакопления". Этот объект позволяет получить натурные представления об осадочном наполнении дна южной впадины Байкала.

133. Осиновский массив

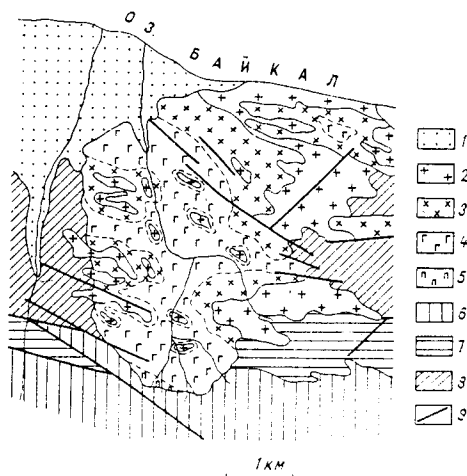
Осиновский габброидный массив, расположенный в междуречье Утулика и Хара-Мурин, в 2 км на восток от пос. Солзан, в бассейне кл. Бол. Осиновка, имеет вытянутую в субмеридиональном направлении линзовидную форму протяженностью по длинной оси около 4,5 км (рис. 40). Его северная оконечность срезана берегом Байкала и перекрыта четвертичными отложениями. Вмещающими породами являются осадочно-метаморфические образования слюдянской и хангарульской серий докембрия, представленные роговообманково-пироксеновыми кристаллосланцами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, диопсидовыми гнейсами, сланцами, мраморами. Контакты габброидов с вмещающими породами нередко осложнены разломами, а сам массив часто пересекается верхнепротерозойскими гранитами. Воздействие этих гранитов, а также связанных с ними пегматитовых жил привело к интенсивной гранитизации.

Осиновский массив — петротип габброидной ассоциации. В нем представлены практически все породы ультраосновного и основного ряда, постепенно переходящие друг в друга.

Перидотиты и пироксениты слагают южную оконечность массива, где они встречаются в виде небольших шлировых обособлений. Это

Рис. 40. Геологическая схема Осиновского массива.

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты; 3 — гранитизированные габбро; 4 — габброиды; 5 — ультрабазиты; 6—8 — метаморфические породы слюдянского кристаллического комплекса; 6 — харагольская свита (кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые, роговообманково-биотит-диопсидовые), 7 — безымянная свита (гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-силлиманитовые), 8 — култукская свита (мраморы, кристаллосланцы роговообманково-пироксеновые, гнейсы биотитовые); 9 — разрывы.



массивные, плотные породы темного цвета, мелко-среднезернистые с высокими содержаниями оливина. Оливиновые габбро — переходные разновидности между ультрабазитами и нормальными габбро. Нориты и габбронориты широко распространены и составляют 10—15 % площади массива. Габбро занимают около половины площади массива. Габбро-пегматиты имеют от крупно- до гигантозернистую структуру. Встречаются в виде шлиров и маломощных жил. Они имеют пегматоидный облик и сложены крупными кристаллами плагиоклаза и амфибола до 10 см и более.

ПОСЛЕСЛОВИЕ

В заключение описаний уникальных и ценных геологических объектов Байкала необходимо сделать некоторые пояснения.

Геологические памятники — составная часть памятников природы. Их основное предназначение — дальнейшее изучение, показ и пропаганда среди широкой общественности, а также в средствах массовой информации. Сохранение и регистрация небольших геологических объектов (геологических памятников), таких как места находок новых редких, редчайших, коллекционных и ювелирных минералов и горных пород, лечебных и термальных источников, захоронений ископаемой флоры и фауны, стоянок первобытного человека и т.п., не могут подвергнуться сомнениям.

Другая их часть — протяженные опорные разрезы, крупные обнажения и массивы, отработанные или действующие карьеры, выемки — ценный фактический материал, научная база для региональных и межрегиональных корреляций, природные иллюстрации для геологов, студентов, краеведов, любителей камня. Сведения о них накапливались кропотливым трудом многих специалистов в течение десятков лет и вполне заслуживают соответствующего внимания.

Особое место в экосистеме Байкала, несомненно, принадлежит береговой зоне с ее мысами, косами, бухтами, заливами, песчаными барами, непосредственно влияющими на состояние гидросферы озера, его рекреационные условия. Это достаточно убедительно показал опыт “великих строек” — Иркутской ГЭС на Ангаре, Байкальского целлюлозно-бумажного комбината.

Если ныне Байкал в целом представляется как один из объектов мирового наследия, то наряду с другими памятниками природы достойное место в нем занимают и геологические. Думается, что выход в свет этой книги — лишь начальный этап в организации сложного и нужного дела — геологического туризма на Священном море. Уже сейчас назрела необходимость в подготовке и издании тематических путеводителей по различным отраслям геологических знаний, представленных на современном полиграфическом уровне и изданных массовым тиражом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галазий Г.И. Байкал в вопросах и ответах. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1987. — 383 с.
- Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии Международного симпозиума в рамках проектов "Геохимия архея" и "Металлогения докембрия" МПГК. — Иркутск: ИЗК, 1981. — 97 с.
- Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. — Иркутск: Вост.-Сиб. правда, 1969. — 151 с.
- Геоморфология дна Байкала и его берегов / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. — М.: Наука, 1864. — 144 с.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 161 с.
- Иметхенов А.Б. Памятники природы Байкала. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — 156 с.
- Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ареоле Тажеранской щелочной интрузии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 244 с.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1947. — 164 с.
- Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 181 с.
- Мельхеев М.Н. Географические названия Восточной Сибири. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969. — 120 с.
- Минералогия Прибайкалья. Путеводитель Байкальской экскурсии XI съезда Международной минералогической ассоциации. — Иркутск: Вост.-Сиб. правда, 1978. — 222 с.
- Путеводитель Байкальской экскурсии. VII Всесоюзное петрографическое совещание. Прибайкалье 13 — 18 сентября 1986 г. — Иркутск: ИЗК, 1986. — 91 с.
- Путеводитель геологической экскурсии 8 совещания РГ 4.3 "Деформации и метаморфизм горных пород". — Иркутск: ИЗК, 1983. — 56 с.
- Путеводитель экскурсии по Юго-Восточной Сибири. XXVII МГК. — М.: Наука, 1984. — 168 с.
- Путеводитель экскурсий А-13 и С-13. Прибайкалье. — М.: ВИНТИ, 1981. — 42 с.
- Путеводитель экскурсий Всесоюзного совещания "Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов складчатых областей. — Иркутск: ИЗК, 1990. — 30 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1967. — Т. 2. — 699 с.
- Слюдянский кристаллический комплекс / Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 197 с.
- Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири (к XIII конгрессу ИНКВА). — Иркутск: ИЗК, 1990. — 165 с.
- Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье) / Отв. ред. И.В. Лучицкий. — М.; Л.: ГОНТИ, 1939. — 352 с.
- Флоренсов Н.А. Загадки земной коры. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1984. — 176 с.
- Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. — М.: Наука, 1984. — 144 с.

СПИСОК

УНИКАЛЬНЫХ И ЦЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ БАЙКАЛА

Номер объекта в тексте	Условное название объекта	Краткое содержание	Авторы
1	2	3	4
<i>Слюдянский горно-рудный район</i>			
1	Слюдянский опорный разрез	Комплекс метаморфических пород архея и протерозоя, месторождения флогопита, волластонита	Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий
2	Карьер Рудника 3	Комплекс метаморфических пород, магнезиальные скарны, гнездово-прожилковый и жильный флогопит	Те же
3	Карьер Рудника 2	Лестничные флогопитовые жилы в метаморфических породах, дайки монцонитов, кристаллы апатита, скаполита и других минералов	»
4	“Лазурка“	Месторождение лазурита в мраморах	Е.И. Воробьев
5	Участок Тултуйский	Месторождение лазурита	»
6	Студенческое проявление	Проявление лазуритовой минерализации	»
7	Похабихское проявление	То же	Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий
8	Копи р. Талая	Месторождение лазурита	Ф.В. Кузнецова
9	Карьер Перевал	Карьер цементных мраморов; лавролит, розовая шпинель, глауколит и другие минералы	Л.З. Резницкий, Е.П. Васильев
10	Карьер Буровщина	Карьер в розовых декоративных мраморах	Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий
11	Бурутуйское месторождение	Кварц-диопсидовые породы, волластонит	Те же
12	Мангутайское месторождение	Месторождение графита, гранат, диопсид, гиперстен и другие минералы	»
13	Проявление Гондитовое	Редчайшие метаморфические марганецсодержащие породы	»
14	Шаманский мыс	Гранатовые и гранат-гиперстеновые гранулиты. Живописное место	Ф.В. Кузнецова
15	Выемка 117-го км	Апоэклогитовые амфиболиты с гранатом	»
16	Карьер Сиенитовый	Декоративные сиениты с благородным серым и зеленовато-серым цветом	Л.З. Резницкий, Е.П. Васильев
17	Бурутуйский массив	Массив габброидов с титаномагнетитовой минерализацией; оливиновые габбро, святоноситы, шпинель-кордиеритовые роговики	Те же

1	2	3	4
18	Андреевское месторождение	Месторождение волластонита скарного типа, таблитчатые кристаллы и сноповидные агрегаты	Л.З. Резницкий, Е.П. Васильев
19	Копь Пилипенко	Пегматитовая жила магнетит-сфен-роговообманково-ортитового типа с разнообразными минералами	»
20	Копь Якунина	Пегматитовая жила в пироксен-амфиболовом кристаллосланце, разнообразные минералы	»
21	Копь Вернадского	Пегматитовая жила магнетит-роговообманково-ортитового типа в гранат-биотитовых гнейсах; разнообразные минералы	»
22	Копь Кабера	Пегматитовая жила флюорит-сфен-диопсидового типа; разнообразные минералы	»
23	Жила Амазонитовая	Проявление амазонита — зеленой разновидности микроклина	»
24	Безымянское проявление	Проявление иризирующего альбита (лунного камня)	Е.И. Воробьев
25	“Зыркузунская петля“	Диафориты зоны Главного Саянского разлома	Е.П. Васильев
26	Ручей Голанский	Диафориты в зоне разлома, магматические тела	»
27	Террасы р. Тибелти	Комплекс низких террас верхнего эоплейстоцена. В почве — орудия, керамика неолита	А.С. Ендрихинский, В.Д. Мац, В.А. Паньчев, Л.А. Орлова
28	Быстринский карьер	Цементированные галечники и песчаники в 16—18-метровой террасе — показатель локального осадконакопления	А.С. Ендрихинский
29	Ручей Ильча	Высокие педименты, террасовидные ступени, аккумуляты. Палеосток Иркуты	»
30	“Быстринские конгломераты“	Грубообломочная аллювиально-пролювиальная толща эоплейстоцена	»
31	Некк Анчук	Олигоценый магмовыводящий канал	С.В. Рассказов
32	Некк Чертова Гора	Олигоценый магмовыводящий канал	»
33	Хребет Комар	Вулканический покров олигоценых базальтов	»

Кругобайкальская железная дорога

34	Перидотиты Крутой Губы	Будинированные тела древних ультрабазитов, фолляция, минерализация	М.И. Грудинин, А.И. Мельников, Ю.В. Меньшагин
35	Мыс Бакланий	Структурные и петрологические взаимоотношения пород архея	А.И. Мельников, А.А. Шафеев
36	112—120 км Кругобайкальской железной дороги	Будины карбонатных пород с различными минералами в субпластовых телах гранитов	В.И. Левицкий

1	2	3	4
37	Белая выемка	Типичные и эталонные апокарбонатные метасоматиты; редкие и уникальные минералы, благородная шпинель	В.И. Левицкий
38	Падь Шумиха	Толща типичных гранулитов, интрузивные брекчии (агматы), минерализация	А.И. Мельников, А.А. Шафеев
<i>Исток Ангары</i>			
39	Мраморы порта Байкал	Доломитовые мраморы с минеральными ассоциациями. Отложение конуса выноса с археологическими остатками новокаменного и железного веков	В.И. Левицкий, В.В. Свинин
40	Конус выноса ручья Банный	Проловиальные толщи, I надпойменная терраса Ангары. Остатки культуры от финального мезолита до неолита и железного века	А.М. Сизиков, В.В. Свинин
41	Водораздел рек Бол. и Мал. Коты	Зона Ангарского надвига	В.И. Сизых
42	Падь Варначка	То же	»
43	Падь Нижняя	Двупластинчатый клипп Ангарского надвига	»
44	Мыс Соболева	Клипп Ангарского надвига	»
45	Падь Сосновая	Зона надвига архейских пород на юрские	»
46	Падь Подорвиха	Чешуйчато-складчатое строение юрской толщи вблизи зоны надвига	»
<i>Приольхонье и о. Ольхон</i>			
47	Бирхинский массив	Тело дифференцированных габброидов с дайками и жилами гранитоидов	М.И. Грудинин, Ю.В. Меньшагин
48	Бухта Ая	Лейкократовые граниты, микроклинсодержащие альбиты, пегматиты с амазонитом, писаницы	А.Н. Иванов
49	Тажеранский массив	Щелочно-габброидные породы, роговики, скарны; редкие, редчайшие и новые минералы	А.А. Конев
50	Урочище Цаган-Заба	Метапорфириты, фации древних метавулканитов	А.С. Ескин, М.С. Фельдман
51	Урочище Улан-Харгана	Набор метаморфитов и метасоматитов, линзовидно-складчатый стиль структуры	В.И. Левицкий, Ю.А. Морозов
52	Урочище Улан-Орсо	Типичная структура ангинской серии	Ю.А. Морозов
53	Урочище Черноруд	Деформационно-метаморфические преобразования различных пород	»

1	2	3	4
54	Полуостров Крест	Мигматиты с реликтами субстрата и переходными разновидностями	Ю.А. Морозов.
55	Будохтинский участок	Мигматиты, мраморы, кварциты ангинской серии	»
56	Таготский участок	Поля мигматитов, участки мраморов, крист. слосланцев	»
57	Бухта Улан-Хада	Многослойная археологическая стоянка от финального мезолита до позднего железного века	В.В. Свинин, М.А. Савельев, А.М. Сизиков
58	Тажеранские озера	Высокоминерализованные сульфатно-натриевые воды	Ю.И. Кустов
59	Гидролакколит залива Мухор	Деградирующий бугор пучения (булгуннях), термокарстовые озера	А.М. Сизиков
60	Мыс Уланнур	Структура ольхонского комплекса, жилы пегматитов в габброидах	А.С. Ескин
61	Ангинский разрез	Типы пород ольхонской серии	»
62	Мыс Кобылья Го-лова	Типичные разновидности пород и складчатость ольхонской серии	»
63	Бухта Загли	Субаэральные супеси, древние почвы, остатки млекопитающих эоплейстоцена и нижнего плейстоцена	В.Д. Мац
64	Бухта Тагай	Осадки раннего Байкала с фауной миоцена. Стратотип нижнего эоплейстоцена, лессы	»
65	Мыс Бурхан	Культовая пещера, погребения неолита и энеолита	В.В. Свинин
66	Харандинские стоянки	Стоянка неолита бронзового века, могильник, инвентарь, отходы кухни	В.В. Свинин, Н.А. Савельев
67	Бухта Сарайская	Разрез неогена раннего Байкала, ископаемая фауна	В.Д. Мац
68	Бухта Харалдай	Разрез плиоцена раннего Байкала	»
69	Залив Баян-Шунген	Коры выветривания, зebroидные глины палеогена	С.А. Кашик, В.Н. Мазилев
70	Бухта Нюрганская	Разрез эоплейстоцена — нижнего плейстоцена с костями лошади, бизона, мелких млекопитающих	В.Д. Мац
71	Мыс Саса	Озерные осадки верхнего миоцена — нижнего плиоцена	»
72	Мыс Хобой	Кристаллосланцы гранулитовой фации, пегматитовая жила, графитовые сланцы, ювелирный гранат	В.А. Макрыгина, З.И. Петрова
73	Падь Узур	Хром-ванадиевые разновидности диопсида и амфибола (лавровит, смарагдит, турмалин)	Те же

1	2	3	4
74	Мыс Хадарта — остров Баракчин	Спектр пород метаморфического, ультраметаморфического и постмагматического этапов ольхонской серии, кристаллы шпинели, граната, амфибола, плагиоклаза	В.И. Левицкий, З.И. Петрова
75	Мыс Отто-Хушун	Живописная коса-стрелка	А.А. Рогозин
76	Зундукский разрез	Метаморфические парапороды ольхонского комплекса, диафториты зоны Главного разлома	А.С. Ескин

П-ов Святой Нос и Ушканьи острова

77	Эскольское тело святоноситов	Гибридные полнокристаллические породы сиенитового состава	В.И. Левицкий
78	Марковское тело-1 святоноситов	То же	»
79	Марковское тело-2 святоноситов	»	»
80	Марковское тело-3 святоноситов	»	»
81	Марковское тело-4 святоноситов	»	»
82	Источник Змеи- ный	Термальные карбонатно-сульфатные натриевые воды	Ю.И. Кустов
83	Источник Кулин- ные Болота	То же	»
84	Ключ Марковский	Разрез верхнего миоцена	А.Б. Иметхенов
85	Ушканьи острова	“Лестница“ байкальских террас, кайнозойские вулканы	Е.Е. Кононов, А.С. Ескин, А.А. Бухаров

Тункинско-Мондинская ветвь рифтовых впадин

86	Урочище Козья Шейка	Потоки миоценовых базальтов	С.В. Рассказов
87	Вулканы Тунки	Шлаковые и лавовые вулканические конусы плейстоцена — голоцена	»
88	Источник Аршан	Новейшие разломы, углекислые лечебные минеральные воды	В.В. Ружич, Ю.И. Кустов
89	Термы Жемчуга	Лечебные термальные гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды	Ю.И. Кустов
90	Источники Ниловой Пустыни	Лечебные термальные сульфатные-натриевые воды	»

Отдельные объекты побережья Байкала

91	Падь Озерко	Надвиг гранитов на отложения рифея	А.М. Мазукабзов
----	-------------	------------------------------------	-----------------

1	2	3	4
92	Участок Голоустное — Хомуты	Блок высокометаморфизованных пород архея	С.П. Обухов
93	Карьер Перевальный	Опорный разрез аллювия Праманзурки	А.Г. Трофимов, Е.И. Малаева
94	Бухта Песчаная	Граниты рапакиви, живописные скалы, пляж	А.С. Ескин
95	Устье Бугульдейки	Тектониты Главного разлома Западного Прибайкалья	А.М. Мазукабзов
96	Долина р. Куртун	Дислокации в рифейском комплексе	»
97	Зеленый Мыс	Минеральная лечебно-столовая хлоридно-гидрокарбонатная натриевая вода	Ю.И. Кустов
98	Вода "Иркутская"	Лечебно-столовая хлоридно-сульфатная кальциево-натриевая вода	»
99	Карьеры Косой Степи	Типичный аллювий древней реки Прибайкалья	А.Г. Трофимов
100	Источник Онгуренский	Слабоминерализованная хлоридно-сульфатная натриевая вода	Ю.И. Кустов
101	Структура Шартгла	Палеосейсмогенная дислокация	В.С. Хромовских
102	Палеовулкан Солнечный	Реликтовые постройки древнего вулкана	А.А. Бухаров
103	Мыс Саган-Морян	Метаморфизованные вулканотерригенные, экструзивные и интрузивные породы зеленокаменного пояса	»
104	Коса Заворотная	Живописная коса с серией береговых валов	А.А. Рогозин
105	Палеовулкан Южно-Кедровский	Шток древних кварцевых порфиров в вулканогенной толще	А.А. Бухаров
106	Среднекедровская коса	Живописная коса с серией береговых валов	А.А. Рогозин
107	Мыс Елохин	Крупноамплитудный правый сдвиг	В.К. Александров
108	Мужинайский перевал	Чешуйчатые надвиги и шарьяжи. Альпинотипный рельеф	»
109	Источник Котельниковский	Лечебные термальные фторидно-карбонатные натриевые воды	Ю.И. Кустов
110	Лударьская пещера	Волноприбойная ниша — местообитание древнего человека	А.И. Кульчицкий
111	Лударьская терраса	Отложения плейстоцена с остатками копытных, грызунов	»
112	Мыс Тонкий	Гигантозернистые габбро и габбро-пегматиты. Дайки гранит-аплитов	М.И. Грудинин
113	Слюдянские озера	Месторождение слюдоносных пегматитов	А.И. Сизых

1	2	3	4
114	Мыс Ядыртуй	Живописная петлевидная коса двустороннего питания	А.А. Рогозин
115	Мыс Курлы	Терраса Байкала с археологическими остатками	А.М. Сизиков
116	Мыс Онокочан	Милониты, катаклазиты по метагабброидам	А.И. Сизых
117	Устье р. Тья	Высокая (60—80 м) терраса среднего плейстоцена с остатками млекопитающих	А.Б. Иметхенов
118	Бар Ярки	Живописная дугообразная аккумулятивная форма, отделяющая мелководную лагуну	А.А. Рогозин
119	Источник Хакусский	Слабоминерализованная термальная сульфатная кальциево-натриевая вода	Ю.И. Кустов
120	Источник Давшинский	Слабоминерализованная термальная хлоридно-сульфатная натриевая вода	»
121	Терраса устья р. Максимиха	III разнофациальная терраса Байкала, остатки растительности, криогенные формы	А.Б. Иметхенов
122	Термы Горячинска	Лечебные термальные сульфатно-натриевые воды	Ю.И. Кустов
123	Лечебная вода скв. 9 в дер. Сухая	Слабоминерализованная теплая хлоридно-гидрокарбонатная вода	»
124	Энхалукская терраса	Озерно-дельтовая терраса с пылью и спорами	А.Б. Иметхенов
125	Инкинский оползень	Сейсмогравитационная структура в террасе 18—20 м	»
126	Посольский надвиг	Крупноамплитудный надвиг пород верхнего протерозоя на юрские	»
127	Фофановский разрез	Песчаная терраса 35—40 м с погребенными почвами, спорово-пыльцевые комплексы	»
128	Посольские косы	Две косы, отделяющие Посольский Сор, — развивающаяся и отмирающая, живописное место	А.А. Рогозин
129	Боярский разрез	Разрез неоген-четвертичных отложений различного генезиса	А.Б. Иметхенов
130	Ручей Тельный	Разрез 10-метровой террасы с отложениями миоцена и пылью теплолюбивых растений	»
131	Карьер у ст. Мысовая	Разрез песчано-глинистых отложений с пылью широколиственных	»
132	Аносовский разрез	Разрез третичных отложений	В.Н. Мазилов, С.А. Кашик
133	Осиновский массив	Габброиды в осадочно-метаморфических породах, разломы, жилы гранитов, пегматитов. Петротип габброидной ассоциации	М.И. Грудинин, Ю.В. Меньшагин

**КРАТКИЙ СЛОВАРЬ
МЕСТНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ***

- Ангарар, р. — *анга* (бур., эвенк.) — пасть, рот
 Арал — (бур.) — остров
 Ая, Аяя, бух. — (эвенк.) — красивый, прекрасный, восхитительный
 Баранчик, м. — *баранзуг* (бур.) — западная сторона
 Баргузин, рч., с., ветер — от древнего монголоязычного племени баргутов, живших в Прибайкалье в стране Баргужитокум. *Барга* — грубый, некультурный, темный; *барга + жан* — жители глуши, глухомани
 Биркин, м. — *бэрхэ* (бур.) — трудный, тяжёлый
 Бугочан, о. — *букачан* (эвенк.) — остров, сопка
 Бугульдейка, рч., с. — *бугуди* (эвенк.) — олень, оленьё место
 Будун, м. — толстый
 Бухта — выкрашенная скала
 Бургунда — *бурган* (эвенк.) — отшель, пойма
 Бурхан, м. — бог, будда
 Бэрхэ-Цаган, гора — (бур.) — трудный, бслый
 Валукал, м. — *валу* (эвенк.) — поляна; *кан* — суффикс уменьшительной формы
 Давша, пос. — *давшар* (эвенк.) — широкая, открытая местность
 Дланцы, с. — *елга ганса* (бур.) — в ложбине, одна ложбина
 Елохин, м. — *елойхо* (бур.) — светиться сквозь щель, просвет
 Зама, м., с. — *зим* (бур.) — дорога
 Ижимсай, гора, м. — *эжен* (бур.) — хозяин, горный владыка
 Ильча, руч. — *илчэ* (бур.) — "лучистый"
 Ирinda, губа — *иринзда* (эвенк.) — муравьиная
 Каракошун, м. — чёрный выступ
 Коты Бол. и Мал., с. — *ката*, кото (эвенк.) — нож, пальма
 Крестовый мыс — *дайн хошуун* (бур.) — мыс обороны
 Кулинда, оз. — (эвенк.) — эвенское
 Култук, пос. — (тюрк.) — морской залив, угол, букв. "подмышка"
 Куркатская, бух. — *хурха-ат* (бур.) — местообитание племени куркат
 Кучулга — *хушэлга* (бур.) — затвор, замок, застава
 Кыттыгей Бол. и Мал., острова — *хэлтэгээ* — наклонный
 Мужинай, м. — *мужуу* (бур.) — кривой, скрючившийся
 Мухор, зал. — *мухортэ* — тупик
 Немнянка, м. — *номнянки* (эвенк.) — гусь
 Нуху-Нур, оз. — яма
 Нюрганская, бух. — *нюрган* — хребст, спина
 Онгурсн, с. — *зам. унгерээ* (бур.) — конец дороги
 Ото-Хушун — длинный мыс
 Понгонь, м. — *панга* (эвенк.) — толстый, широколобый
 Саган-Морян, м. — белый морян. *Моряна* — южные, солнечные склоны гор, лиственные леса и занятые степной растительностью
 Саса, м., бух. — снежный
 Сакюрта, с. — *сакюур* (бур.) — кремнь, кремневая гора
 Святой Нос, п-ов — *хилмэн-хушун* (бур.) — морда, нос осетра
 Талая, р. — *тала* (бур.) — просторная, луговая местность
 Ташкай, с. — *таш* (камнь), кай (скала, утес)
 Тойник Бол. и Мал., о. — *тойног* (бур.) — коленная чашка
 Турка, с. — *турку* (эвенк.) — омуль
 Туркулит, р. — (эвенк.) — омульская река
 Тья, р. (эвенк.) — собака (в смысле "плохое место")
 Убухун Хушун — снной мыс
 Улан, гора, с. (бур.) — красный
 Улан-Бургасы, хр. — *улан* — красный; *бургасы* — мелкий березняк, кустарник
 Улан-Хан — "с горы", немедленно причаливать к берегу (приближается сарма)
 Улан-Харгана — красный игняк
 Улан-Эрги — красный берг
 Ухан, м. — пестрый
 Ушканьи острова — *ушкан* — нерпа
 Хадарта, п-ов — *хадартуй* — гористый
 Хакусы, бух. — *хаку* (эвенк.) — горячая, жара
 Хамар-Дабан, хр. — (бур.) — "нос-персвал"
 Харанса, с. — смотровой
 Харгино — *хорь* (бур.) — песчаная, песчано-галечная
 Харгитуй, хр. — дорожный
 Хидуса — *хидуса*, сюдаса (бур.) — сражение восносе
 Хобой, м. — *клык*
 Хомуты Ниж., Ср., Верх., м. — *хомуты* (эвенк.) — медведь
 Хорин-Ирги, м. — берег хоринцев
 Хужир, с. — солонцовый
 Хытырхей, бух. — разорванный
 Чсноруд, с. — *шоно* (бур.) — волк; *шонород* — бурятский род
 Чыркуй, р. — *шэбэр* (бур.) — чаща, густой лес; *шэвэрхуу* — заросший лесом
 Шара-Тогоот (бур.) — лютиковый (в смысле красивое блаженное место)
 Шартла, м. — по р. Шара-Тала — желтая степь
 Шсгнанда, р. (эвенк.) — любимое место в тайге
 Шунтэй-Хушун — лиственничный лес
 Шэбэтуй, гора — *шэбэ* (бур.) — изгородь, плетень, т.е. оборонительная стена, крепость
 Ядыртуй — немошный, маленький

* Мельхеев М.Н. Географические названия Приенисейска Сибяри. — Иркутск: ИГУ, 1986. — 144 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	7
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ	20
Слюдянский горно-рудный район	—
Кругобайкальская железная дорога	55
Исток Ангары	64
Приольхонье и о. Ольхон	72
П-ов Святой Нос и Ушканьи острова	105
Тункинско-Мондинская ветвь рифтовых впадин	111
Отдельные объекты побережья Байкала	116
ПОСЛЕСЛОВИЕ	151
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	152
П р и л о ж е н и е 1. СПИСОК УНИКАЛЬНЫХ И ЦЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ БАЙКАЛА	153
П р и л о ж е н и е 2. КРАТКИЙ СЛОВАРЬ МЕСТНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВА- НИЙ	160

Научное издание

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ БАЙКАЛА

Редактор А.М. Самсоенко
Художественный редактор Л.В. Матвеева
Художник А.И. Смирнов
Технический редактор Л.П. Минеева
Корректор В.В. Борисова
Оператор электронной верстки Т.В. Велигжанина

ИБ № 50418

ЛР № 020297 от 27.11.91. Сдано в набор 09.11.93. Подписано в
печать 17.12.93. Бумага типографская № 2. Формат 70×108 1/16.
Гарнитура таймс. Офсетная печать. Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 15,6.
Тираж 1000 экз. Заказ № 803.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука", Сибирская изда-
тельская фирма. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.
Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.

3 РФ(2)

Г. 360.849

В эту интересную книгу
вошло описание
лишь небольшой части
геологических
достопримечательностей
вдоль бесконечно живописной
береговой линии
Священного моря.
Сохранение
этих поистине уникальных
творений природы —
задача
общественного движения
в защиту Байкала.

Мы надеемся,
что эта и твоя задача,
уважаемый читатель!

