

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Иркутский государственный университет»

БАЙКАЛ. ГЕОЛОГИЯ. ЧЕЛОВЕК



УДК 551.481.1(571.5)
ББК 26.222.6(2P54)
Б18

Печатается по решению научно-редакционного совета
Иркутского государственного университета

Рецензенты:

Г. Ф. Уфимцев, д-р геол.-минерал. наук, проф.,
Институт земной коры СО РАН;

В. С. Антипин, д-р геол.-минерал. наук, проф.,
Институт геохимии СО РАН

Научные редакторы:

М. И. Грудинин, С. П. Примица

Б18 **Байкал. Геология. Человек** / сост. : *М. И. Грудинин, И. С. Чувашова*. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2011. — 239 с.
Библиогр. 154 назв. Ил. 94

Б18 **Baikal. Geology. Human being** / Compilers : *M. I. Grudinina, I. S. Chuvashova*. — Irkutsk : Irkutsk State University Publishers, 2011. — 239 p.
ISBN 978-5-9624-0527-8

Книга состоит из четырех частей. В трех частях приводятся сведения о геологическом строении, об особо примечательных местах, о памятных геологических объектах побережья Байкала и его ближайшего обрамления. Четвертая часть посвящена научным экспедициям, учебным геологическим практикам студентов, геологическим походам школьников, а также даются сведения об экологии, касающейся озера и его ближайшей территории.

Монография рассчитана на широкий круг читателей. Особый интерес она представляет для геологов, преподавателей вузов и школ, научных сотрудников, студентов, участников геологических походов, краеведов и туристов.

Библиогр. 154 назв. Ил. 94.

The book consists of four parts. The three parts cover the geological structure, principal geological sites of the Baikal coast and its surroundings. Part four describes field expeditions, student training geological practices, schoolchildren geological trips. It also provides the data on the lake environment and its protection.

The monograph is intended for a broad reading public. It is specialized for geologists, university lecturers, school teachers, researchers, geological tourists and nature lovers.

Ref. 154. Ill. 94.

Книга издается на личные сбережения *Иннокентия Ивановича Грудинина*, а также при поддержке Федеральной целевой программы «Научное и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг., Государственный контракт № П736

УДК 551.481.1(571.5)
ББК 26.222.6(2P54)

ISBN 978-5-9624-0527-8

© Грудинин М. И., Чувашова И. С., сост., 2011
© ФГБОУ ВПО «ИГУ», 2011



СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	11
Краткие сведения о геологической изученности побережья Байкала (<i>Грудинин М. И.</i>)	16
Часть 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА.....	21
1.1. Сибирская платформа.....	22
1.1.1. Метаморфические породы. Шарыжалгайский комплекс (<i>Левицкий В. И.</i>).....	22
1.1.2. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи.....	23
1.1.2.1. Северо-Байкальский (Акитканский) вулканоплутонический пояс (<i>Булдыгеров В. В.</i>).....	23
1.1.2.2. Байкальская серия Западного Прибайкалья (<i>Анисимова С. А., Дольник Т. А., Гелетий Н. К.</i>).....	28
1.1.2.3. Юрские отложения истока р. Ангары (<i>Геологические..., 1993</i>).....	32
1.1.2.4. Кайнозойские отложения побережья Байкала (<i>Рассказов С. В., Чувашова И. С.</i>).....	32
1.2. Центрально-Азиатский складчатый пояс.....	35
1.2.1. Полихронные метаморфические серии.....	35
1.2.1.1. Слюдянская серия (<i>Геологические..., 1993</i>).....	35
1.2.1.2. Хангарульская серия (<i>Геологические..., 1993</i>).....	35
1.2.1.3. Ольхонская серия (<i>Геологические..., 1993</i>).....	37
1.2.1.4. Цаган-забинская и ангинская серии (<i>Геологические..., 1993</i>).....	37
1.2.1.5. Святоноская серия (<i>Левицкий В. И.</i>).....	38
1.2.2. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (<i>Геологические..., 1993</i>).....	41
1.3. Магматические породы.....	42
1.3.1. Ультрабазиты повышенной железистости (<i>Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.</i>).....	42
1.3.2. Чарнокиты и эндербиты (<i>Геологические..., 1993</i>).....	43
1.3.3. Граниты рапакиви (<i>Геологические..., 1993</i>)	43
1.3.4. Высокосиликатные гипербазиты (<i>Грудинин М. И.</i>).....	44
1.3.5. Основные интрузии.....	45
1.3.5.1. Озёрский массив (<i>Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.</i>).....	45
1.3.5.2. Осинский массив (<i>Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.</i>).....	47

1.3.5.3. Массивы Большереченский, Метешихинский и Острая Сопка (Грудинин М. И.)	48
1.3.5.4. Снежинский массив (Грудинин М. и др., 2004).....	48
1.3.6. Щелочные породы. Тажеранский массив (Конев А. А., Конева А. А.).....	50
1.3.7. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (Мельникова Т. М.).....	54
1.3.8. Авгититы и камптониты (Грудинин М. И.).....	56
1.3.9. Базальты (Рассказов С. В., Чувашова И. С.).....	57
1.4. Тектоника побережья Байкала (Мазукабзов А. М.).....	62
1.4.1. Структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона.....	62
1.4.1.1. Палеопротерозойские комплексы.....	64
1.4.1.2. Неопротерозойские и раннепалеозойские комплексы.....	65
1.4.2. Структурно-вещественные комплексы Саяно-Байкальской складчатой области.....	66
1.4.2.1. Неопротерозойские комплексы.....	66
1.4.2.2. Венд-раннепалеозойские комплексы.....	67
1.4.2.3. Позднепалеозойские комплексы.....	68
1.4.2.4. Мезозойские комплексы.....	69
1.4.2.5. Кайнозойские комплексы	70
1.5. Землетрясения (Мельникова В. И.).....	71
1.6. Гидрогеология (Кустов Ю. И.).....	78
1.7. Неотектоника и геоморфология (Геологические..., 1993)	79
1.8. Проявления нефти и газа (Исаев В. П., Ширибон А. А.)	87
Часть 2. ОСОБО ПРИМЕЧАТЕЛЬНЫЕ МЕСТА ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА	91
2.1. Исток Ангары (Грудинин М. И.)	92
2.2. Кругобайкальская железная дорога (Грудинин М. И.)	94
2.3. Юго-западная оконечность Байкала и Шаманский мыс (Грудинин М. И.).....	97
2.4. Дельта р. Селенги (Грудинин М. И.)	99
2.5. Полуостров Святой Нос (Грудинин М. И.)	102
2.6. Северо-восточная оконечность Байкала (Грудинин М. И.)	103
2.7. Лударьская пещера (Геологические..., 1993)	104

2.8. Остров Ольхон и Приольхонье (Грудинин М. И.)	107
2.9. Мыс Бурхан (Геологические..., 1993)	109
2.10. Археологическая стоянка мыса Курлы (Геологические..., 1993)	110
2.11. Бухта Песчаная (Грудинин М. И.).....	111

Часть 3. ПАМЯТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ 113

3.1. Месторождения. Петрология. Минералогия.....	114
3.1.1. Мраморное ожерелье Байкала (Мельникова Т. М.).....	114
3.1.2. Слюдянское месторождение флогопита (Геологические..., 1993)	123
3.1.3. Месторождения лазурита. «Лазурка» (Геологические..., 1993)...	129
3.1.4. Андреевское месторождение волластонита (Геологические..., 1993).....	135
3.1.5. Гранатиты острова Баракчин (Левицкий В. И.).....	136
3.1.6. Высокобарические гранулиты Шаманского мыса (Геологические..., 1993).....	136
3.1.7. Метасоматиты Белой Выемки – кладезь редких минералов (Левицкий В. И.).....	137
3.1.8. Святоноситы (Левицкий В. И.).....	141
3.1.9. «Перидотиты Крутой Губы» – фрагмент зеленокаменного пояса (Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.).....	144
3.1.10. Фрагменты офиолитового разреза мыса Тонкий, Северное Прибайкалье (Грудинин М. И.).....	145
3.1.11. Граниты рапакиви (Геологические..., 1993).....	148
3.1.12. Палеовулкан Южно-Кедровский (Геологические..., 1993).....	150
3.1.13. Авгититы (Геологические..., 1993).....	152
3.1.14. Вулканы Тункинской долины (Рассказов С. В., Снопков С. В.).....	153
3.1.15. К истории изучения минералогии Южного Прибайкалья (Резницкий Л. З.).....	156
3.1.16. Новые минералы (Резницкий Л. З.).....	157
3.1.17. Минералы Тажеранского щелочного массива (Конев А. А., Конева А. А.).....	161
3.1.18. Месторождение корунда (Левицкий В. И.).....	167
3.1.19. Лунный камень (Левицкий В. И.).....	170
3.1.20. Строматолитовые известняки в пади Малая Кадильная (Станевич А. М.).....	171
3.2. Деформационные структуры.....	173
3.2.1. Байкальская впадина – центральная часть рифтовой системы (Мазукабзов А. М.).....	173



3.2.2. Тункинская рифтовая долина (<i>Геологические...</i> , 1993).....	177
3.2.3. Главный Саянский разлом (<i>Геологические...</i> , 1993).....	178
3.2.4. Приморский разлом (<i>Мазукабзов А. М.</i>).....	180
3.2.5. Ангарский надвиг (<i>Геологические...</i> , 1993).....	182
3.2.6. Посольский надвиг (<i>Геологические...</i> , 1993).....	185
3.2.7. Залив «Провал» (<i>Мельникова В. И.</i>).....	185
3.3. Гидрогеологические объекты	185
3.3.1. Байкал – крупнейший в мире резервуар пресной воды (<i>Грудинин М. И.</i>).....	185
3.3.2. Тажеранские озера (<i>Геологические...</i> , 1993).....	186
3.3.3. Термы Горячинска (<i>Геологические...</i> , 1993).....	186
3.3.4. Гидролакколит залива Мухор (<i>Геологические...</i> , 1993).....	187
3.3.5. Гидротермы Чивыркуйского залива (<i>Геологические...</i> , 1993)....	188
3.3.6. Подводный термальный источник в Губе Фролиха (<i>Голубев В. А.</i>).....	189
3.3.7. Газогидраты дна Байкала (<i>Грудинин М. И.</i>).....	190
3.4. Формы рельефа. Разрезы осадочных отложений (<i>Геологические...</i> , 1993).....	191
3.4.1. Лударьская терраса.....	191
3.4.2. Террасы Ушканьих островов.....	194
3.4.3. Инкинский оползень.....	195
3.4.4. Посольские косы.....	196
3.4.5. Неогеновые отложения бухты Сарайская.....	198
3.4.6. Плиоценовые отложения бухты Харалдай.....	199
ЧАСТЬ 4. ПРОСВЕТИТЕЛЬСТВО. ЭКОЛОГИЯ. ТУРИЗМ И ОТДЫХ	201
4.1. Научные экскурсии (<i>Грудинин М. И.</i>).....	202
4.2. Учебные практики (<i>Грудинин М. И.</i>).....	207
4.3. Геологические походы (<i>Грудинин М. И., Рассказов С. В., Снопков С. В.</i>).....	210
4.4. Геологические музеи (<i>Козлова Е. А.</i>).....	214
4.5. Проблемы экологии (<i>Акулова В. В.</i>).....	218
4.6. Туризм и отдых (<i>Грудинин М. И.</i>).....	227
Вместо заключения (<i>Грудинин М. И.</i>).....	231
Библиографический список	233

CONTENTS

Preface	11
Short introduction into geological studies of the vicinity of lake Baikal (<i>Grudin M. I.</i>).....	16
Part 1. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BAIKAL COAST	21
1.1. Siberian platform	22
1.1.1. Metamorphic rocks – Sharyzhgaysk complex (<i>Levitsky V. I.</i>).....	22
1.1.2. Sedimentary and volcanogenic sedimentary formations.....	23
1.1.2.1. North Baikal (Akitkan) volcano-plutonic belt (<i>Buldygerov V. V.</i>).....	23
1.1.2.2. The Baikal series of Western Pre-Baikal region (<i>Anisimova S. A., Dol'nik T. A., Gelety N. K.</i>).....	28
1.1.2.3. Jurassic sediments on the Angara River issue (<i>Geological...</i> , 1993).....	32
1.1.2.4. Cenozoic sediments on the Baikal coast (<i>Rasskazov S. V., Chuvashova I. S.</i>).....	32
1.2. Central Asian fold belt	35
1.2.1. Metamorphic complexes of different ages.....	35
1.2.1.1. Sludyanka series (<i>Geological...</i> , 1993).....	35
1.2.1.2. Khangarul series (<i>Geological...</i> , 1993).....	35
1.2.1.3. Olkhon series (<i>Geological...</i> , 1993).....	37
1.2.1.4. Tsagan-Zaba, Anga series (<i>Geological...</i> , 1993).....	37
1.2.1.5. Svyatoy Nos complex (<i>Levitsky V. I.</i>).....	38
1.2.2. Volcanogenic sediments (<i>Geological...</i> , 1993).....	41
1.3. Magmatic rocks	42
1.3.1. Ultrabasites with increased ferrum coefficient (<i>Grudin M. I., Men'shagin Yu. V.</i>).....	42
1.3.2. Charnokites and enderbites (<i>Geological...</i> , 1993).....	43
1.3.3. Rapakivi granites (<i>Geological...</i> , 1993).....	43
1.3.4. High-magnesian ultrabasites (<i>Grudin M. I.</i>).....	44
1.3.5. Basic intrusions.....	45
1.3.5.1. Ozersky massif (<i>Grudin M. I., Men'shagin Yu. V.</i>).....	45
1.3.5.2. Osinovskiy massif (<i>Grudin M. I., Men'shagin Yu. V.</i>).....	47
1.3.5.3. Bolsherehcensky, Meteshikhinsky and Ostraya Sopka massifs (<i>Grudin M. I.</i>).....	48
1.3.5.4. Snezhninsky massif (<i>Grudin M. I. and al.</i>).....	48

1.3.6. Alkaline rocks. Tazheran massif (<i>Konev A. A., Koneva A. A.</i>).....	50
1.3.7. Granitoids the Angara-Vitim batholith (<i>Mel'nikova T. M.</i>).....	54
1.3.8. Augetites and kamptonity (<i>Grudinin M. I.</i>)	56
1.3.9. Basalts (<i>Rasskazov S. V., Chuvashova I. S.</i>).....	57
1.4. Tectonics of the Baikal coast (Mazukabzov A. M.).....	62
1.4.1. Structure and composition of the Siberian craton complexes.....	62
1.4.1.1. Paleoproterozoic complexes.....	64
1.4.1.2. Neoproterozoic and Early Paleozoic formations.....	65
1.4.2. Structure and composition of the Sayan-Baikal folded zones.....	66
1.4.2.1. Neoproterozoic complexes.....	66
1.4.2.2. Vend-Early Paleozoic complexes.....	67
1.4.2.3. Late Paleozoic complexes.....	68
1.4.2.4. Mesozoic complexes.....	69
1.4.2.5. Cenozoic complexes.....	70
1.5. Earthquakes (<i>Mel'nikova V. I.</i>)	71
1.6. Hydrogeology (<i>Kustov Yu. I.</i>).....	78
1.7. Neotectonics and geomorphology (<i>Geological..., 1993</i>).....	79
1.8. Oil and gas occurrences (<i>Isayev V. P., Shiribon A. A.</i>).....	87

Part 2. PRINCIPAL GEOLOGICAL SIGHTS OF THE BAIKAL COAST..... 91

2.1. The Angara River issue (<i>Grudinin M. I.</i>).....	92
2.2. Circum-Baikal railway (<i>Grudinin M. I.</i>).....	94
2.3. South-western extremity of the Baikal and Shaman cape (<i>Grudinin M. I.</i>).....	97
2.4. The Selenga River Delta (<i>Grudinin M. I.</i>).....	99
2.5. The Svyatoy Nos Peninsula (<i>Grudinin M. I.</i>).....	102
2.6. North-eastern extremity of Baikal (<i>Grudinin M. I.</i>).....	103
2.7. Ludarsky cave (<i>Geological..., 1993</i>).....	104
2.8. The Olkhon Island and its vicinity (<i>Grudinin M. I.</i>).....	107
2.9. Burkhan Cape (<i>Geological..., 1993</i>).....	109
2.10. Archeological site of the Kurly cape (<i>Geological..., 1993</i>).....	110
2.11. Peschanaya bay (<i>Grudinin M. I.</i>).....	111

Part 3. PRINCIPAL GEOLOGICAL SIGHTS..... 113

3.1. Deposits. Petrology. Mineralogy.....	114
3.1.1. Baikal marble necklace (<i>Mel'nikova T. M.</i>).....	114
3.1.2. The Sludyanka phlogopite deposit (<i>Geological..., 1993</i>).....	123
3.1.3. Lazurite deposit named “Lazurka” (<i>Geological..., 1993</i>).....	129
3.1.4. Andreev deposit of wollastonite (<i>Geological..., 1993</i>).....	135
3.1.5. Granatites of the Barakchin Island (<i>Levitsky V. I.</i>).....	136
3.1.6. High-pressure granulites of the Shaman Cape (<i>Geological..., 1993</i>)... 136	
3.1.7. Metasomatites of the Belaya Vyemka as the host of rare minerals (<i>Levitsky V. I.</i>).....	137
3.1.8. Sviatonossites (<i>Levitsky V. I.</i>).....	141
3.1.9. Peridotites of Krutaya Bay – a fragment of greenstone belt (<i>Grudinin M. I., Men'shagin Yu. V.</i>).....	144
3.1.10. Ophiolite fragments of Tonky Cape, Northern Baikal region (<i>Grudinin M. I.</i>).....	145
3.1.11. Rapakivi granites (<i>Geological..., 1993</i>).....	148
3.1.12. Yuzhno-Kedrovsky paleovolcano (<i>Geological..., 1993</i>).....	150
3.1.13. Augitites (<i>Escin A. S.</i>).....	152
3.1.14. Volcanoes of the Tunka valley (<i>Rasskazov S. V., Snopkov S. V.</i>).....	153
3.1.15. Mineralogical examination of the Southern Baikal region (<i>Reznitsky L. Z.</i>).....	156
3.1.16. New minerals (<i>Reznitsky L. Z.</i>).....	157
3.1.17. Minerals of the Tazheran alkaline massif (<i>Konev A. A., Koneva A. A.</i>).....	161
3.1.18. Corundum deposit (<i>Levitsky V. I.</i>).....	167
3.1.19. Moonstone (<i>Levitsky V. I.</i>).....	170
3.1.20. Stromatolitic limestones in the Malaya Kadil'naya creek valley (<i>Stanevich A. M.</i>).....	171
3.2. Deformation structures.....	173
3.2.1. The Baikal depression – a central part of rift system (<i>Mazukabzov A. M.</i>).....	173
3.2.2. The Tunka rift valley (<i>Geological..., 1993</i>).....	177
3.2.3. The Main Sayan fault (<i>Geological..., 1993</i>).....	178
3.2.4. Premorsky fault (<i>Mazukabzov A. M.</i>).....	180
3.2.5. The Angara overthrust (<i>Geological..., 1993</i>).....	182
3.2.6. The Posolsk thrust (<i>Geological..., 1993</i>).....	185
3.2.7. The Proval bay (<i>Mel'nikova V. I.</i>).....	185
3.3. Hydrogeological sites	185
3.3.1. Baikal as the greatest <u>fresh water</u> reservoir in the world (<i>Grudinin M. I.</i>)	185
3.3.2. The Tazheran lakes (<i>Geological..., 1993</i>).....	186

3.3.3. The Goryachinsk thermal springs (<i>Geological..., 1993</i>).....	186
3.3.4. Hydrological laccoliths of the Mukhor bay (<i>Geological..., 1993</i>).....	187
3.3.5. Thermal springs of the Chivyrkuy bay (<i>Geological..., 1993</i>).....	188
3.3.6. Underwater thermal spring in Frolikha bay (<i>Golubev V. A.</i>).....	189
3.3.7. Gas hydrates in the Baikal bottom (<i>Grudinin M. I.</i>).....	190
3.4. Geology of sediments. Forms of relief (<i>Geological..., 1993</i>).....	191
3.4.1. Ludarsky terrace	191
3.4.2. Terraces of the Ushkan Islands.....	194
3.4.3. The Inka landslide.....	195
3.4.4. The Posolsk spits	196
3.4.5. Neogene deposits of Saraiskaya bay.....	198
3.4.6. Pliocene sediments of the Kharalday bay.....	199
Part 4. EDUCATION. ECOLOGY. TOURISM AND RECREATION.....	201
4.1. Scientific excursions (<i>Grudinin M. I.</i>).....	202
4.2. Educational practical training (<i>Grudinin M. I.</i>).....	207
4.3. Geological tourism (<i>Grudinin M. I., Rasskazov S. V., Snopkov S. V.</i>).....	210
4.4. Geological museums (<i>Kozlova E. A.</i>).....	214
4.5. Ecological problems (<i>Akulova V. V.</i>).....	218
4.6. Tourism and recreation (<i>Grudinin M. I.</i>).....	227
Instead of epilogue (<i>Grudinin M. I.</i>).....	231
References	233



ПРЕДИСЛОВИЕ

Байкал как творение природы, как геологический феномен трудно сравнить с каким-либо другим естественным объектом на нашей планете. Да и есть ли в этом необходимость?! Именно здесь все представленные разнообразные геологические процессы и рожденные в результате этих процессов разнообразные горные породы и минералы, нередко уникальные, вполне объяснимы с позиций геологических явлений. Особенно интересно и важно то, что на этой относительно небольшой территории запечатлена практически вся история развития нашей планеты. Здесь, как известно, отражены все процессы внешней и внутренней динамики Земли, начиная с самых ранних этапов ее развития вплоть до наших дней. Иркутский поэт середины XX столетия Анатолий Ольхов в своих стихах о Байкале восклицал:

*Говорят, Байкал седой, ты не верь.
Он такой же молодой и теперь...*

По геологическим меркам Байкал действительно «молодой», его котловина сформировалась совсем недавно — около 20 млн лет, а некоторые скалы по его берегам имеют возраст около 3 млрд лет.

В последние годы Байкал и его окрестности все больше становятся объектом пристального внимания многочисленных любителей природы не только нашей страны, но и других зарубежных стран. И, совершенно справедливо, в 1996 г. это уникальнейшее творение природы международная организация ЮНЕСКО включила Байкал в список объектов всемирного наследия.

Среди самых разнообразных любителей красот Байкала немало молодых пытливых людей, увлекающихся рождением камня, проявляющих большой интерес к геологии. А в этом отношении побережье озера является одним из наиболее благодатных мест не только в нашей стране, но и во всем мире. Однако для общего знакомства с такими уникальными творениями природы, которые создались, можно сказать, во всю историю геологического развития нашей планеты, кроме научных изданий, другой информации нет. Существующая литература по данной проблеме сугубо специальная и имеет крайне ограниченный тираж и все эти публикации не знакомы широкому кругу читателей. Именно это обстоятельство и подвигло авторов на выполнение настоящей работы.

В основу написания настоящей книги, касающейся, уникальнейших геологических объектов, а также других заслуживающих внимания сокровенных мест, которых немало на побережье озера, была положена книга «Геологические памятники Байкала», изданная в 1993 г. [Геологические..., 1993]. В этой книге с детальностью и высоким профессионализмом были собраны и описаны наиболее значимые геологические памятные объекты побережья Байкала и прилегающей к нему территории. К сожалению, большинство описаний этих объектов адресовано преимущественно специалистам-геологам. В данном же издании предлагается несколько иная композиция — внесены

новые разделы, которые, по мнению авторов и составителей, делают ее доступной для широкого круга читателей.

В книгу включены также новые материалы, полученные в последние годы, когда прибрежная часть Байкала изучались особенно интенсивно. Эти места стали своеобразной Меккой для специалистов многих стран и всего мирового сообщества. Поэтому составители и авторы предлагаемой книги очень надеются, что она поможет читателю более основательно ознакомиться с красотами Байкала, а также с его геологическими достопримечательностями.

В написании настоящей монографии принимали участие преподаватели геологического факультета Иркутского государственного университета (*В. В. Будыгеров, М. И. Грудинин, В. П. Исаев, Е. А. Козлова, Т. М. Мельникова, А. А. Ширибон*); сотрудники Института земной коры СО РАН (*В. В. Акулова, С. А. Анисимова, Н. К. Гелетий, В. А. Голубев, А. А. Конев, Ю. И. Кустов, А. М. Мазукабзов, В. И. Мельникова, Ю. В. Меньшагин, Ю. И. Кустов, С. В. Рассказов, Л. З. Резницкий, А. М. Станевич, И. С. Чувашова*); Института геохимии СО РАН (*А. А. Конева, В. И. Левицкий*); Восточно-Сибирского института минерального сырья (*Т. А. Дольник*); учитель средней школы пос. Култук (*С. В. Снопков*).

Составители считают своим долгом выразить глубокую признательность и благодарность: докторам геолого-минералогических наук *Валентине Георгиевне Беличенко* и *Сергею Васильевичу Рассказову* за активное участие в обсуждении плана и содержания монографии, студентке геологического факультета ИГУ *Кате Михеевой* за оказанную помощь в оформлении настоящей работы, а также *Татьяне Михайловне Мельниковой, Валерию Игоревичу Семейкину, Александру Васильевичу Сизову, Юрию Петровичу Остапенко* за предоставленные фотографии.

PREFACE

Baikal, the striking nature's creature, referred to as a geological phenomenon, can hardly be compared with anything else on the Earth. Do we need to look for the similarities in this case?! The matter is that diverse geological units, which formed both in its water area and watershed, along with derived rocks and minerals, often unique, are explained from the viewpoint of geological phenomena. It is noteworthy that a relatively small area embodies nearly entire history of our planet's development. As is known, it features all processes of the exterior and interior dynamics on the Earth covering the time span from the early stages of its development up to the recent period. Anatoly Olkhon, the local poet of the mid-past century, who originates from the Irkutsk city, admired Baikal in his verse:

*Baikal is said to be old and grey,
No, it is eternally young ...*

Considering geological history, Baikal is truly «young», for its basin was formed fairly lately – about 20 million years ago; however some ridges located on its shores are dated as 3 billion years. These days Lake Baikal and mountainous environment attract rapt attention of myriads of nature lovers both from our homeland and abroad. It undoubtedly deserves mankind's keen interest – in 1996 UNESCO entitled this deepest lake “the World Heritage site”.

Lake Baikal with its exciting beauty and picturesque localities primarily attracts curious and inquisitive young people wishing to learn as much as possible about its mysteries, to find new things in geology and to understand origin of mountains and stones. At times their curiosity is rewarded with new findings and discoveries on the shoreline bearing a lot of unknown specimens to be collected and studied. To get acquainted with outstanding nature creatures, representing a rich geological history of our planet, it is feasible to access only limited editions of specialized scientific literature issued for narrow groups of specialists. This very circumstance pushed the authors of this book forward to popularly disclose some of enigmas of Lake Baikal and to describe important geological issues.

This monograph is based on the main postulates of the book «Geological monuments of Baikal», published in 1993 [Geological..., 1993]. It professionally reports in detail on the principal geological sites of the Baikal coast and adjacent areas. Actually, most descriptions are primarily addressed to the experienced geologists. This edition is differently structured: it now contains new chapters making the book attractive for a broad reading public.

The book includes fresh data obtained in the past twenty years on Baikal and its coastal part, the period of particularly intense investigations in terms of multi-disciplinary projects implemented by national and international teams. Therefore, it can rightly be referred to “the Mecca” to be attended by specialists of many countries belonging to the scientific community. The authors and compilers of the monograph are hopeful that this book will help readers to get a proper impression of the lake astonishing beauty and to gain knowledge chiefly on geological sights on the lake shoreline.

The compilers of this book are grateful to Drs. *Valentina G. Belichenko* and *Sergei V. Rasskazov* for active discussion of the plan and the contents of the monograph and *Katya Mikheeva* for assistance in the figure drawing. We express also deep appreciation and gratitude to *Tatyana M. Melnikova, Valery I. Semeikin, and Alexander V. Sizov* for pictures photographs presented for this book.



«Посмотрел Господь: неласковая
вышла земля... как бы не стала она
на Создателя обижаться?.. И чтоб
не держала обиды, взял и вымах-
нул ей не какую-нибудь подстилку
для ног, а саму меру щедрот Своих,
которой мерил, чему сколько быть
от Него. Упала мера и превратилась
в Байкал».

[Валентин Распутин, 2008]

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

Геология побережья Байкала во всех ее разделах интересная и невероятно занимательная для любого направления этой науки – минералогического, петрологического, тектонического или геоморфологического.

К большому сожалению, 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» [Геологические..., 1993; Геология..., 1969, 1981; Минералогия..., 1978; 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 экзотические места страны – Кавказ, Средняя Азия, Кольский полуостров, Закарпатье, Камчатка. Однако минералогическо-петрографические экскурсии на Байкал оказались самыми многочисленными. Об этом лучше всего свидетельствуют отзывы участников.

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

Профессор Даниэль Демефф, Бельгия.

Из всех путешествий моей жизни эта экскурсия останется, без сомнений, 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

«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 «сегодняшних» по геологическому времени событий. «Здесь, как в машине времени, можно заглянуть на сотни миллионов и миллиарды лет

вглубь 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...» [Геологические..., 1993, с. 3–5]. И, действительно, вопросы геологии и связанные с нею различные ее направления для знакомства широкого круга читателей красот Байкала самой разной профессиональной направленности до настоящего времени практически не рассматривались.

У обычного туриста, а тем более у молодого человека, мечтающего стать геологом и впервые оказавшегося на берегах озера, непременно возникнет вопрос: когда и как могло образоваться такое чудо природы? Более полувек назад известный исследователь и знаток геологии Сибири, профессор Иркутского госуниверситета Евгений Владимирович Павловский, писал: «Геологи, изучающие строение и состав недр нашей планеты, хорошо знают в настоящее время, что начальные стадии развития земной коры отделены от нас громадным промежутком времени – свыше двух миллиардов лет. В эти отдаленные времена, равно как и позже, в течение докембрийской и палеозойской эр, то есть от двух миллиардов до 300 млн лет тому назад, та область, где сейчас расположен Байкал, переживала очень бурную жизнь, длительное существование обширных морских бассейнов неоднократно прерывалось мощным горообразованием, после которого размытые горные цепи вновь погружались и затоплялись морскими водами» [Павловский, 1954, с. 276]. К этому следует добавить, что в наше время его берега расходятся со скоростью около 3 мм в год.

Многочисленные скальные обнажения по берегам Байкала с давних пор привлекали внимание известных исследователей, таких как С. Г. Гмелина, Э. Г. Лаксмана, П. С. Палласа, А. Л. Чекановского, И. Д. Черского, В. А. Обручева. В XX в. эта территория продолжала интенсивно изучаться многими корифеями отечественной науки – А. Е. Ферсманом, В. А. Обручевым, С. С. Смирновым, Д. С. Коржинским, Л. И. Салопом. Не менее значительное место среди этого созвездия занимали имена известных иркутских геологов – Е. В. Павловского, Н. А. Флоренсова, М. М. Одинцова, В. П. Солоненко, В. Н. Даниловича. В свое время еще И. Д. Черский, путем сопоставления с древнейшими породами Северной Америки установил докембрийский возраст кристаллических пород Прибайкалья. Эти выводы помогли В. А. Обручеву и австрийскому геологу Э. Зюссу выдвинуть известную концепцию «о древнейшем материковом ядре Евразии, получившей впоследствии наименование как «древнее темя Азии» (рис. 1.1), вокруг которого в последующие эпохи шло формирование огромного континента» [Геология Прибайкалья, 1969, с. 5].

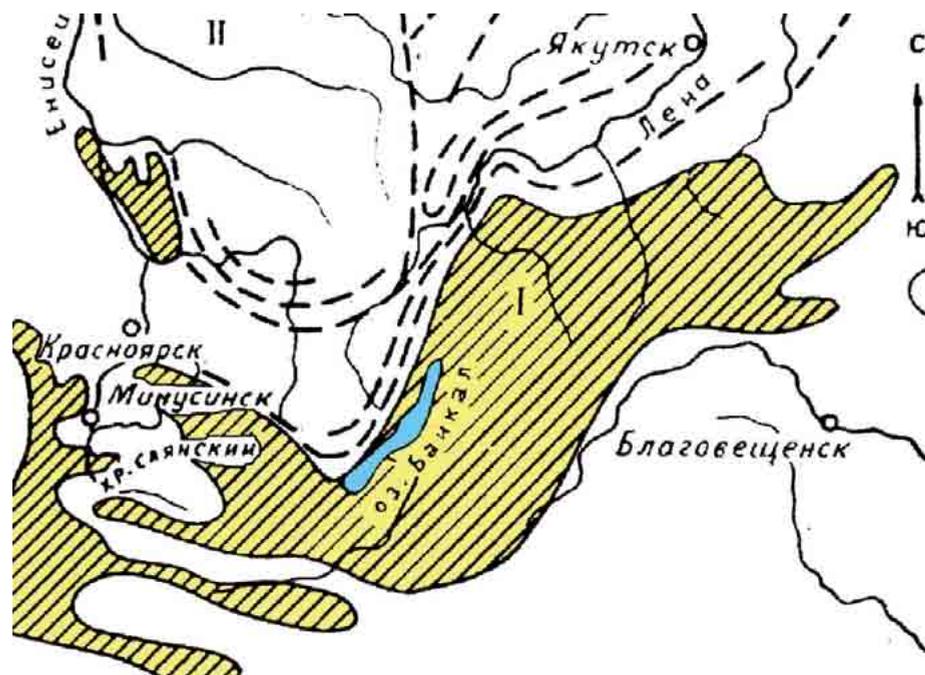


Рис. 1.1. Древнее темя Азии (В. А. Обручев):
I – древнее темя Азии; II – Енисейско-Ленская платформа.

Fig. 1.1. Ancient crown of Asia (V. A. Obruchev):
I – ancient crown of Asia; II – the Yenisey and Lena Rivers platform.

Эта концепция просуществовала недолго и уже в первой половине прошлого столетия она была отвергнута рядом известных исследователей, занимающихся изучением Прибайкалья. Вскоре была предложена новая идея о каледонской орогении. Более того, активное послевоенное геологическое изучение древнейших и относительно молодых мезо-кайнозойских образований побережья Байкала позволило ряду исследователей выделить в этом регионе своеобразные тектонические структуры типа впадин и надвигов [Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; и др.]. Так, например, Е. В. Павловский предлагал «...рассматривать Байкальскую систему впадин не как нечто неповторимое, изолированное, а как результат проявления своеобразных геологических процессов широкого значения, обнаруживаемых и в Сибири, и в Африке, так же, вероятно, выраженных и на других континентах» [Павловский, 1954, с. 277–278].

Еще в довоенные годы прошлого столетия на прилегающих к Байкалу территориях, наряду с научно-исследовательской деятельностью, связанных, например, с петрографическим изучением пород береговой части озера [Павловский, Цветков, 1938], широко развернулись геологосъемочные работы. В тридцатых годах такие работы проводили Е. П. Шукина, Н. Н. Па-

дуров, А. И. Сулоев. После окончания Великой Отечественной войны подобными исследованиями прибрежной части озера Байкал занимались А. П. Кульчицкий, В. И. Навиль, А. А. Шафеев, А. В. Рябых, Н. В. Суханова, В. Д. Мац и др. Геологи-производственники занимались не только составлением геологических карт, но выполняли и другие работы (вели поиски минерального сырья, а также гидрогеологические, геофизические и другие исследования). Благодаря настойчивости и хорошей наблюдательности один из иркутских геологов-производственников – Юрий Петрович Остапенко в 1964 г. в Приольхонье, не будучи магматистом-профессионалом, обнаружил редкие магматические щелочные породы в Тажеранской степи, на берегу Байкала [Конев, Грудинин, Остапенко, 1967]. Впоследствии эти породы под названием Тажеранский щелочной массив были детально изучены, в них были найдены редкие и открыты новые минералы, определен возраст [Конев, Самойлов, 1974; Конев, Ожогина, 1977; Конев, 1982].

В эти же годы было опубликовано множество других монографий, касающихся самых разнообразных проблем, посвященных геологическому строению и вещественному составу отдельных объектов береговой части озера Байкал и его окрестностей [Флоренсов, 1960; Салоп, 1967; Беличенко, 1969; Геология Прибайкалья, 1969; Зорин, 1971; Грудинин, 1965, 1979; Шафеев, 1970; Грабкин, Мельников, 1980; Кузнецова, 1981; Слюдянский..., 1981; Голдырев, 1982; Путеводитель..., 1983, 1984, 1986, 1990; Грудинин, Меньшагин, 1987; Петрова, Левицкий, 1984; Федоровский, 1985; Лысак, 1988; Александров, 1990; Рассказов, 1993; Кайнозой..., 2001; Актуальные..., 2005; Эволюция..., 2006]. Материалы указанных выше монографических работ также были основой для выполнения настоящей книги. Из этого списка следует особо выделить такие фундаментальные работы, как монография Н. А. Флоренсова «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья» и сводку по вопросам геологии – 2-томную монографию Л. И. Салопа «Геология Байкальской горной области». Хотелось бы особо подчеркнуть, что обе эти работы до настоящего времени не потеряли своей актуальности и значимости. Во второй же половине двадцатого столетия эта территория изучалась многими геологами-сибиряками, которых уже нет с нами: А. А. Бухаров, Е. П. Васильев, В. Н. Вишняков, Е. И. Воробьев, Г. С. Голдырев, Е. К. Гречищев, А. С. Ескин, С. А. Кашик, В. М. Климанова, А. А. Конев, Н. А. Логачев, В. Н. Мазилев, Л. А. Мишарина, В. А. Наумов, С. П. Обухов, З. И. Петрова, А. А. Рагозин, В. И. Сизых, А. Г. Трофимов, В. С. Хромовских...

В наши дни многочисленными исследователями, занимающимися изучением прибрежной части Байкала, получена разнообразная информация по структурным особенностям, метаморфическим преобразованиям, вещественному составу и возрасту магматических, осадочных и метаморфических комплексов, по геоморфологии, сейсмологии, гидрогеологии. Накопленный геологами и геофизиками в результате кропотливого труда за многие десятилетия материал позволил выделить крупнейшую тектоническую структуру – Байкальскую рифтовую систему. В эти годы было детально изучено

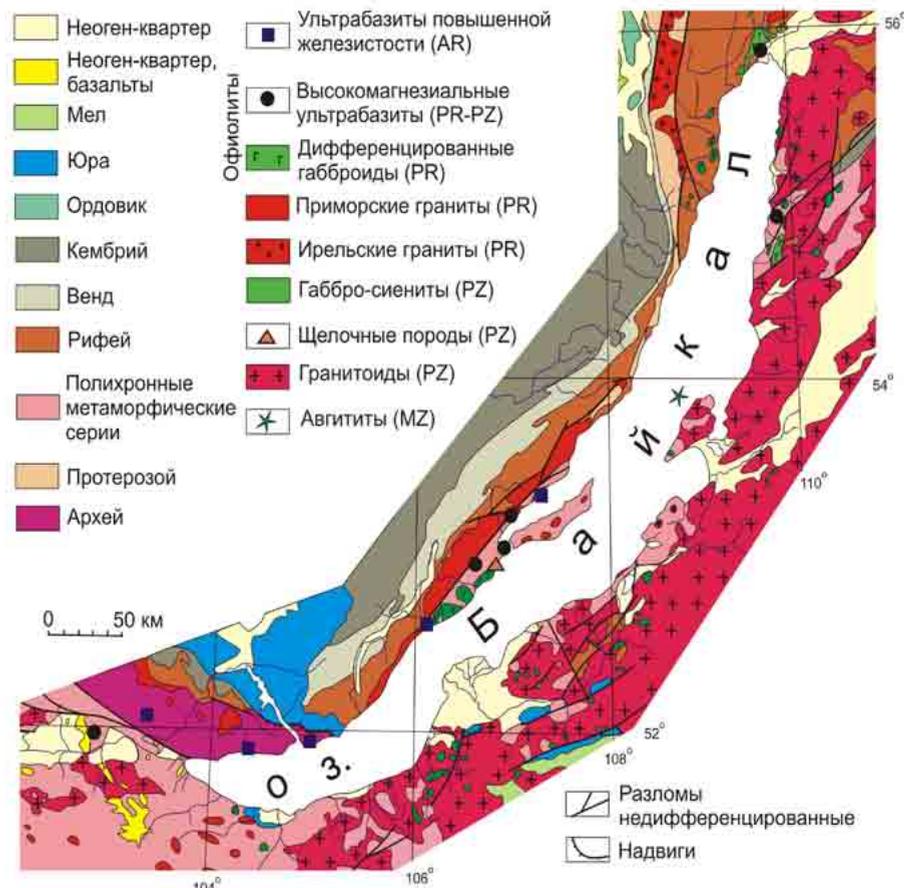


Рис. 1.2. Обзорная геологическая схема побережья оз. Байкал

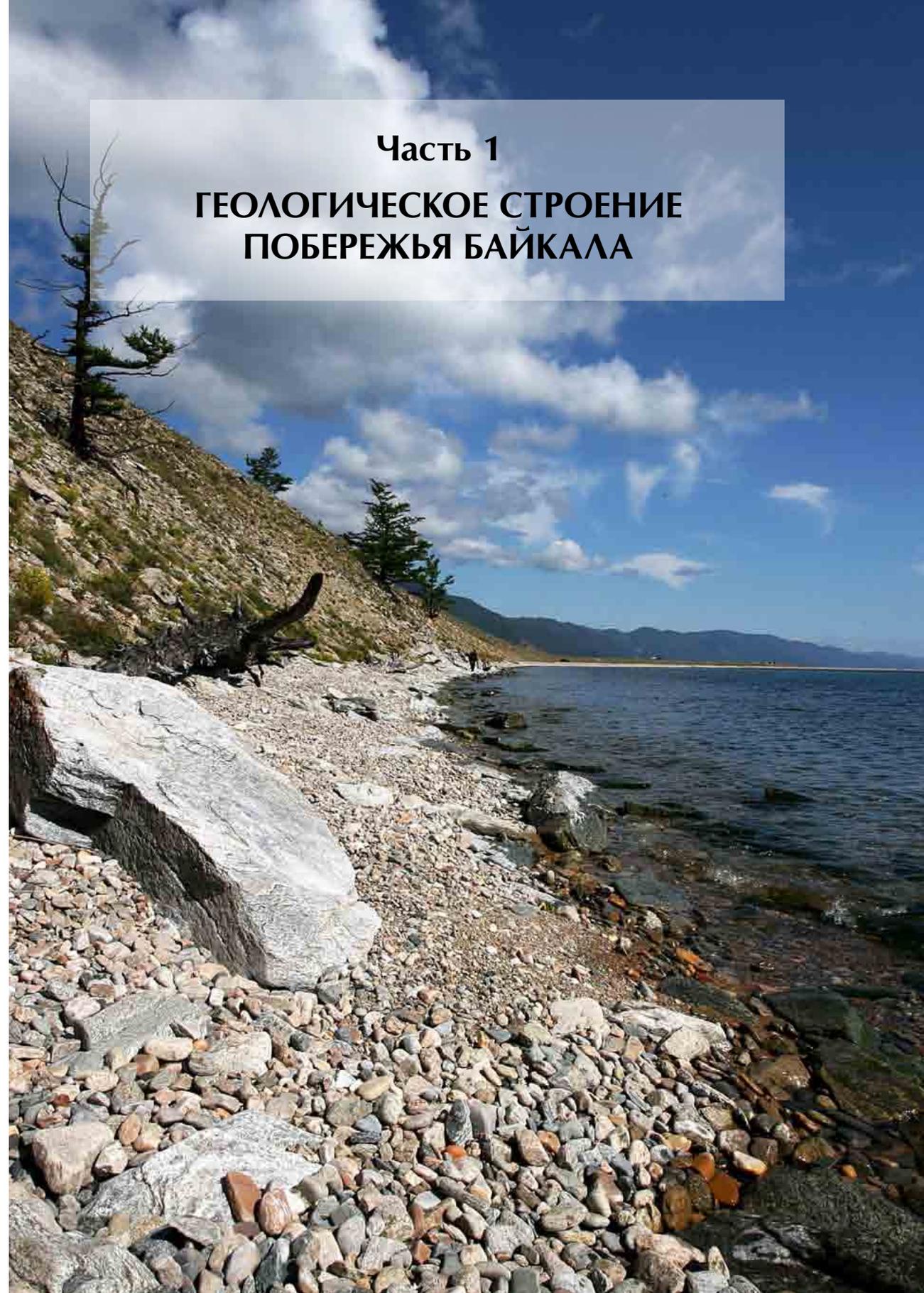
Fig. 1.2. Review geological scheme of the Baikal coast

множество метаморфических и магматических комплексов, определен возраст почти всех этих образований, открыт ряд новых минералов.

В настоящее время не менее интенсивно продолжается всестороннее изучение геологии Байкала и его окрестностей и, тем не менее, вопросов становится больше, чем ответов. В связи с широким возрастным диапазоном геологических образований, разнофациальным, порой неоднократным, метаморфизмом пород этого региона представить цельную стратиграфическую шкалу весьма затруднительно. Все еще много не решенных проблем, связанных с последовательностью проявления магматической деятельности, метаморфизмом тех или иных толщ, с вопросами тектоники. Тем не менее, имеющийся на сегодняшний день огромный фактический материал позволяет представить геологическую схему побережья Байкала (рис. 1.2).

В заключение следует отметить, что данный регион является идеальным полигоном для изучения самых разнообразных геологических процессов, начиная с древнейших и заканчивая самыми современными.

Часть 1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА



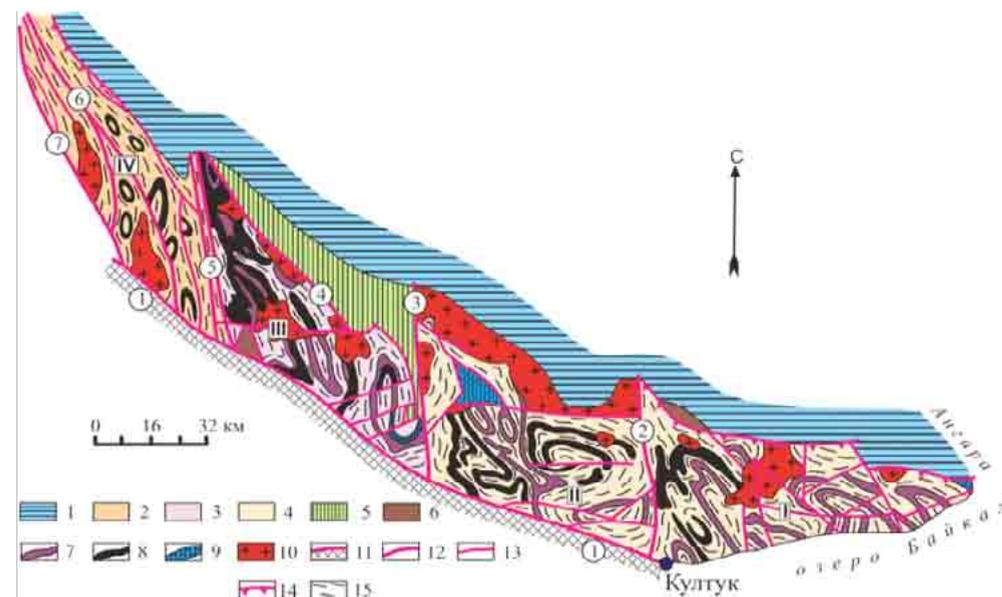
1.1. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

1.1.1. Метаморфические породы.

Шарыжалгайский комплекс

Метаморфические породы архея, так называемого шарыжалгайского комплекса, обнажаются по побережью озера между пос. Култук и истоком р. Ангары. Серия перекрывается отложениями олхинской свиты, являющейся аналогом байкальской серии верхнего протерозоя, а в истоке р. Ангары – толщей континентальной юры. С юго-запада площадь распространения пород шарыжалгайского комплекса ограничена зоной Главного Саянского разлома (рис. 1.3).

В шарыжалгайском комплексе преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма, преобразованные наложенными процессами ультраметаморфизма в мигматиты и гнейсовидные граниты. Глубокий метаморфизм и гранитизация привели к сложным сочетаниям пород с минеральными ассоциациями гранулитовой и амфиболитовой фаций. Гранулиты сохранились в виде реликтов кристаллических пород основного состава с мелкими линзами пироксенитов. Распространены биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-гиперстеновые гнейсы. В виде отдельных прослоев встречаются амфиболиты, пироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, кальцифиры и мраморы. Карбонатные породы обнажаются только в районе Белой Выемки и порта Байкал, где они представлены магнезиальными скарнами. Особое внимание заслуживают нефелинсодержащие скарны



и нефелиновые сиениты, образования с красной и синей шпинелью, а также флогопитовые жилы. Широко распространены эндербиты и чарнокиты, приуроченные к местам развития основных кристаллосланцев и плагиомигматитов.

1.1.2. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи

1.1.2.1. Северо-Байкальский (Акитканский) вулканоплутонический пояс

Северо-Байкальский (Акитканский) вулканоплутонический пояс (СБВП) пространственно совпадает с Акитканским хребтом, а далее на юг прослеживается в виде узкой полосы в пределы Байкальского хребта. Вскрытая в современном эрозионном срезе большая часть пояса имеет в плане S-образную конфигурацию и протягивается более чем на 550 км при ширине до 60 км (рис. 1.4).

В изучении пояса принимали участие Л. И. Салоп, В. Д. Мац, А. А. Бухаров, В. В. Булдыгер, В. Н. Собаченко, В. К. Александров, Н. А. Срывцев, М. П. Лобанов, А. М. Мазукабзов, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская и многие другие исследователи. Достаточно подробную информацию о строении и составе этого сложного сооружения можно найти в работе В. В. Булдыгерова, В. Н. Собаченко [2005]. Образования пояса с глубоким размывом залегают на породах вулканогенно-осадочной иликтинской свиты, большеминского вулканического, кочериковского и кутимского интрузивных комплексов,

Рис. 1.3. Структурно-геологическая схема Шарыжалгайского выступа (составил А. И. Мельников):

1 – платформенный чехол; 2–4 – раннедокембрийские породы шарыжалгайского комплекса: 2 – таргазойская серия, 3 – китойская серия, 4 – шарыжалгайская серия; 5 – верхнеархейский Олотский зеленокаменный пояс; 6 – позднепротерозойские породы приразломных грабенов; 7–9 – маркирующие горизонты: 7 – гранатсодержащие гнейсы, 8 – кристаллические сланцы и амфиболиты, 9 – карбонатные породы; 10 – гранитоиды саянского комплекса; 11 – Главный Саянский разлом; 12 – крупные межблоковые разломы; 13 – недифференцированные разломы; 14 – надвиги; 15 – простирающие полосчатости. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Иркутский, II – Жидойский, III – Китойский, IV – Булунский. Арабскими цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Главный-Саянский, 2 – Зазарский, 3 – Дабадский, 4 – Алагнино-Холомхинский, 5 – Олотский, 6 – Аларский, 7 – Точерский.

Fig. 1.3. Structure-geological scheme of the Sharyzhalgay uplift (compiled by A. I. Mel'nikov):

1 – platform cover; 2–4 – Early Precambrian rocks of the Sharyzhalgay complex: 2 – Targazoy series, 3 – Kitoy series, 4 – Sharyzhalgay series; 5 – Onot greenstone belt of Upper Archean age; 6 – Late Proterozoic rocks of fault-related grabens; 7–9 – reference horizons: 7 – garnet-bearing gneisses, 8 – crystalline shists and amphibolites, 9 – carbonatite rocks; 10 – granitoids of the Sayan complex; 11 – Main Sayan fault; 12 – large between-block faults; 13 – undifferentiated faults; 14 – overthrusts; 15 – banding strike. Roman numerals mark blocks: I – Irkutny, II – Zhidoy, III – Kitoy, IV – Bulun. Arabic figures mark faults (in circles): 1 – Glavny-Sayan, 2 – Zazarsky, 3 – Dabadsky, 4 – Alagna-Kholomkho, 5 – Onot, 6 – Alarsky, 7 – Tochersky.

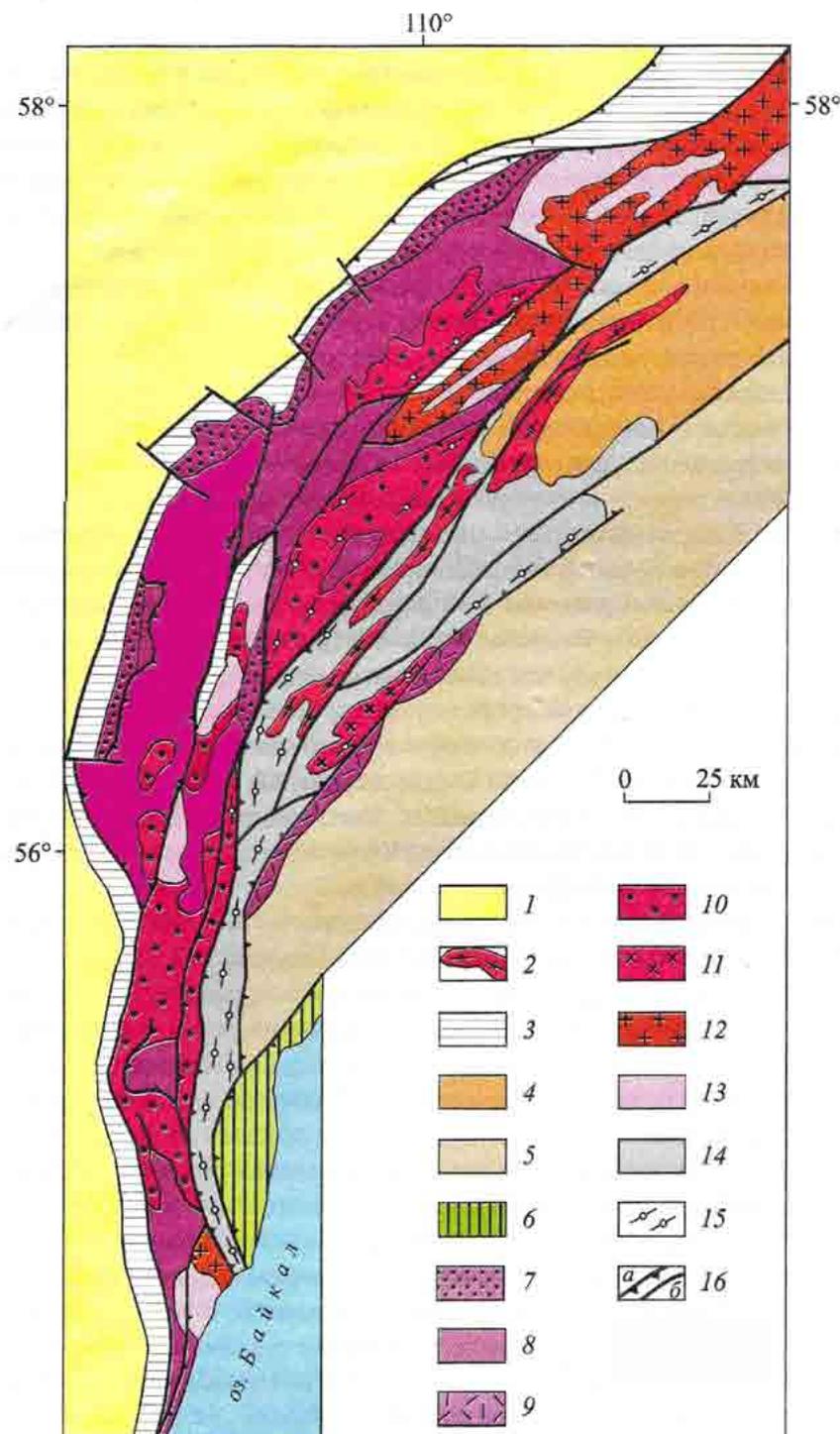


Рис. 1.4. Схема геологического строения СБВПП [Эволюция..., 2006]:

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – позднепалеозойские граниты; 3–5 – зоны рифейской седиментации: 3 – Прибайкальская, 4 – Мамская, 5 – Олоkitская; 6 – Байкало-Витимская аккреционно-коллизонная зона; 7, 8 – осадочно-вулканогенные образования Аkitканского вулканоплутонического пояса (1,82–1,87 млрд лет): 7 – чайская свита, 8 – малокосинская, хебеленская и домугдинская свиты; 9 – иловерская свита Абчадской зоны; 10, 11 – постколлизонные интрузивные комплексы: 10 – ирельский, 11 – абчадский; 12 – субдукционно-коллизонные гранитоидные комплексы (2,04–2,10 млрд лет): Чуйский и татарниковский; 13, 14 – метаморфические комплексы раннего протерозоя (серии): 13 – сарминская, 14 – укучиктинская; 15 – бластомелониты; 16 – разломы: а – пологие, б – крутые.

Fig. 1.4. Scheme of geological structure of North Baikal volcano-plutonic belt (SBVPB) [Evolution..., 2006]:

1 – The Siberian platform cover; 2 – Late Paleozoic granites; 3–5 zones of Riphean sedimentation: 3 – Pre-Baikal, 4 – Mama, 5 – Olokit; 6 – Baikal-Vitim accretion-collision zone; 7, 8 – sedimentary volcanogenic formations of Akitkan volcano-plutonic belt (1,82–1,87 Ga): 7 – Chaya series, 8 – Malo-Kosinsky, Khebelen and Domugdin series; 9 – Ilover series of the Abchad zone; 10, 11 – post-collision intrusive complexes: 10 – Irel, 11 – Abchad; 12 – subduction-collision granitoid complexes (2,04–2,10 Ga): Chuya and Tatarnikovsky; 13, 14 – Early Proterozoic metamorphic complexes: Sarma, 14 – Ukuchiktinsky; 15 – blastomelonites; 16 – faults: a – gently-lying, b – steep.

относимых к середине раннего протерозоя. Все эти образования перекрыты с угловым несогласием байкальской серией средне-верхнего рифея.

В строении пояса преобладают вулканиты, сопровождающие их субвулканические интрузии и комагматичные им более глубинные породы. Состав магматических образований среднекислый, чаще всего с повышенной щелочностью, реже наблюдаются основные разности. В подчиненном объеме присутствуют терригенные, преимущественно грубообломочные, и терригенно-туфогенные отложения. Они преобладают лишь в нижней и верхней частях разреза пояса.

СБВПП входит в систему более мелких ветвящихся вулканоплутонических поясов в пределах фундамента Сибирской платформы. Формировался он в пределах вулканотектонического прогиба в результате воздействия плюма на южную часть Сибирской платформы и ограничен глубинными разломами: на востоке – Даванским, на западе – Передовым (в современном эрозионном срезе перекрытый чехлом платформы). Внутреннее строение пояса определяется вулканотектоническими структурами разного порядка, вулканическими постройками и интрузивными телами [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Преобладание в строении пояса массивов магматических образований определило слабое проявление складчатых дислокаций, но широкое развитие получили разновозрастные дизъюнктивные нарушения разной кинематики, в том числе синвулканические и неотектонические, последние связаны с формированием Байкальской рифтогенной области.

Южная часть СБВПП занимает север Байкальского хребта и северо-западное побережье озера Байкал от мыса устья р. Куркулы на севере и почти

до Малого моря на юге. Здесь в основании пояса выходят породы иликтинской свиты (иликтинского вулканического комплекса) прорванные плагиогранитами кочериковского комплекса. Выходы иликтинской свиты распространены фрагментарно вдоль западного побережья озера Байкал [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Верхняя граница определяется прорыванием свиты гранитоидами кочериковского комплекса и по налеганию на нее с разрывом малокосинской свиты. Характеризуется свита осадочно-вулканогенным составом, фациальной изменчивостью разреза, как по простиранию, так и по вертикали, интенсивной складчатостью и зональным метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Среди вулканогенных образований, выделенных в иликтинский комплекс, преобладают базальтоиды. В небольших объемах отмечаются вулканы среднего и кислого составов. Выделяется два уровня проявления вулканических процессов.

Вулканы нижнего уровня представлены телами эпидот-амфиболового и амфиболового составов. По данным В. И. Устинова, это были покровы, образовавшиеся при излиянии из аппаратов трещинного типа. Так, в вершине рек Замы и Правой Иликты наблюдается покров, состоящий из нескольких потоков. Мощность отдельных потоков составляет 0,6–0,9 м. Сложены они афанитовыми разностями, в кровле — миндалекаменными.

Вулканы верхнего уровня слагают относительно хорошо сохранившиеся палеовулканические постройки, имеют базальтовый, редко средний или кислый состав.

В долине р. Молокон расположен самый северный выход пород иликтинского комплекса. Это ареал ксенолитов и провесов кровли в массиве плагиогранитов кочериковского комплекса размером 6×8 км, сложенных базальтоидами. В большинстве случаев базальтоиды рассланцованы и превращены в зеленые сланцы, состоящие из мелкозернистого землистого агрегата эпидота, хлорита и карбоната с неравномерно распределенными мельчайшими зернами рудного минерала. Карбонат, как правило, имеет гидротермальную природу и слагает гнезда и прожилки. Плагиоклаз сосюритизирован, иногда до полного замещения, авгит в разной степени замещен хлоритом и карбонатом. Обычно туфы изменены более интенсивно. К востоку интенсивность метаморфических изменений возрастает вплоть до условий амфиболитовой фации, породы превращены в кристаллосланцы, амфиболиты и гнейсы. Обычно такие породы наблюдаются у контактов с гранитоидами кочериковского комплекса.

Кочериковский интрузивный комплекс представлен четырьмя массивами плагиогранитов [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Они прорывают иликтинскую свиту и перекрыты отложениями малокосинской свиты.

Молоконский плагиогранитный массив ограничен разломами, либо перекрыт терригенными отложениями малокосинской свиты. Южнее в иликтинской свите наблюдается много согласных жил плагиогранитного и кварцево-полевошпатового составов мощностью до 1 м и протяженностью до 30 м. Есть отдельные плитообразные тела плагиогранитов мощностью в десятки метров. Эти тела представляют собой, по-видимому, апофизы Молоконского массива.

Поперечный плагиогранитный массив, расположенный на водоразделе рек Поперечная и Куркулы, имеет размеры 2–6×28 км. Форма его пластинообразная с погружением на восток, юго-восток и зонами инъекций шириной до 1 км.

Черемшанный плагиогранитный массив имеет размеры 2–4×22 км и по строению аналогичен Молоконскому. По данным Г. И. Богарева и Д. И. Калининой, характер восточного и западного контактов Молоконского и Черемшанного массивов в значительной степени различаются. На востоке, где вмещающими породами являются глубоко метаморфизованные породы, представленные в основном гнейсами, контакты массивов постепенные через насыщение их тонкими инъекциями плагиогранитного состава.

Ритинский плагиогранитный массив залегает среди пород иликтинской свиты и сохраняет свою форму. Лишь на юге и востоке он перекрыт кайнозойскими отложениями. Конфигурация его сложная из-за выступов и многочисленных жилоподобных апофиз в апикальных частях.

Таким образом, тела кочериковского комплекса конкордантные, близкие к плитообразным со сложной неровной поверхностью. Глубина их становления уменьшается с севера на юг, что устанавливается по метаморфизму вмещающих пород. Массив Поперечный залегает среди гнейсо-сланцевых образований, Молоконский — среди существенно сланцевых пород нижеиликтинской подсвиты, а Ритинский — среди преимущественно песчаных отложений верхнеиликтинской подсвиты.

В массивах кочериковского комплекса повсеместно распространены жильные образования. В преобладающем объеме они приурочены к центральным частям массивов. Жилы сложены мелкозернистыми плагиогранитами, аплитами и пегматоидными породами.

Малокосинская свита. Породы малокосинской свиты выходят узкой прерывистой полосой вдоль западного борта впадины оз. Байкал на юге пояса. Они представлены в основном терригенными отложениями и вулканами основного и среднего составов.

Малокосинская свита залегает с разрывом на иликтинской свите и кочериковском интрузивном комплексе и перекрыта с перерывом терригенно-вулканогенными отложениями хибеленской свиты (вулканического комплекса). В вершине р. Мужинай в поле малокосинской свиты наблюдаются породы кислого состава вулканогенного облика, которые слагают субогласные и секущие субвулканические тела хибеленского вулканического комплекса. Возможно, и на других участках кислые породы вулканогенного облика, относимые к малокосинской свите, являются более молодыми субвулканическими и жерловыми образованиями.

Разрез малокосинской свиты в Прибайкалье фациально весьма изменчив. Несмотря на это, почти повсеместно в нем можно выделить три части. Внизу залегает пачка грубообломочных отложений. Характерны плохая сортировка и окатанность обломков, градиционная, реже косая слоистость, наблюдается частая примесь туфогенного материала. Средняя часть разреза имеет терригенно-сланцево-вулканогенный состав с вулканами от андезитового до базальтового составов. Терригенный материал имеет в основном

песчано-алевритовый размер. Верх разреза свиты сложен крупнозернистыми песчаниками и гравелитами кварцево-полевошпатового и полимиктового составов. Для них характерны хорошая окатанность обломков, косая слоистость и лиловые цвета. В общем, вверх по разрезу уменьшается роль существенно кварцевых отложений и возрастает – полимиктовых, то есть уменьшается зрелость осадков. Мощность свиты в западном Прибайкалье колеблется от 100 до 1 700 м.

Породы хибеленской свиты (вулканического комплекса) в Прибайкальской части пояса преобладают. Они прослеживаются почти непрерывной полосой от бассейна р. Кунермы на севере до вершины р. Лены на юге. Представлены они преимущественно риодацитами, среди которых преобладают экструзивно-лавовые и субвулканические разновидности. В подчиненных объемах присутствуют туфы, туфогенно-терригенные и терригенные отложения.

Нижняя возрастная граница свиты определяется налеганием ее туфогенно-терригенных отложений с корой выветривания на породы дельбичиндинского интрузивного комплекса и на малокосинскую свиту [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Верхняя возрастная граница устанавливается по прорыванию его породами яральского и огневского комплексов, а также по развитию в породах рассматриваемого комплекса метаморфогенно-метасоматических и палингенных процессов с образованием гранитоидов даванского комплекса. В бассейнах рек Молокон и Лев. Улькан и на водоразделе рек Мужинай и Молокон наблюдается налегание на породы хибеленского комплекса.

Время формирования СБВПП считается коротким – 1,87–1,85 млрд лет.

1.1.2.2. Байкальская серия Западного Прибайкалья

Байкальская серия является одной из стержневых стратиграфических единиц в геологии Прибайкалья.

Основы геологического строения Юго-Западного Прибайкалья представлены в трудах И. Д. Черского, В. А. Обручева, М. М. Тетяева, Е. В. Павловского, а позже в работах многих геологов, проводивших тематические исследования, геологическое картирование и поиски полезных ископаемых.

Отложения байкальской серии вскрываются в виде узкой полосы вдоль западного берега озера Байкал и северо-западного подножья Северо-Байкальского нагорья до р. Чая (Прибайкальская структурно-фациальная зона) (рис. 1.5).

В ее составе выделяются палеоструктуры (с юга на север): Шарыжалгайский выступ, Прибайкальский прогиб, Северо-Байкальское поднятие, в свою очередь осложненные более мелкими впадинами и поднятиями.

Байкальская серия трансгрессивно залегает на нижнепротерозойских и нижнерифейских образованиях и перекрывается со следами местных размывов ушаковской свитой венда. Подстилающими для осадков байкальской серии являются вулканогенно-терригенные отложения хотской, нуганской, чайской – возрастной интервал которых по данным разных авторов состав-

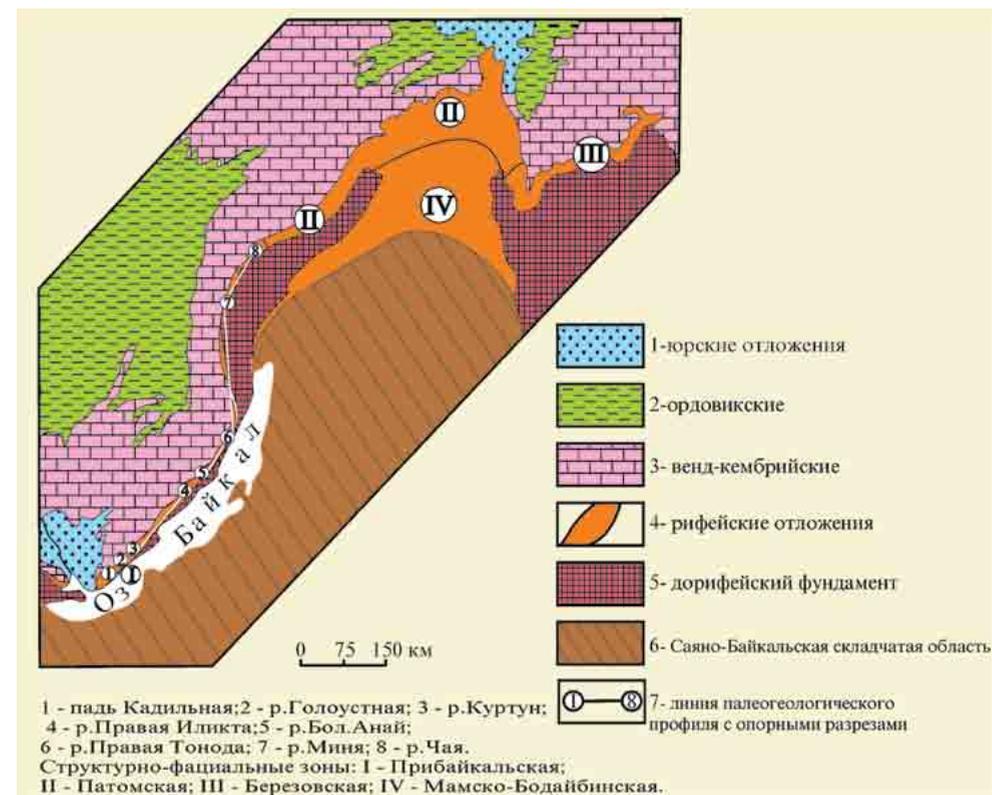


Рис. 1.5. Обзорная геологическая схема распространения отложений байкальской серии

Fig. 1.5. Geological map of distribution of the Baikal series deposits

ляет 1 870–1 300 млн лет [Северо-Байкальский..., 2003] и рассохинской свит, а также габброиды чайского комплекса и граниты приморского комплекса с возрастом $1\ 864 \pm 19$; $1\ 859 \pm 16$ млн лет [Геология Байкало-Патомского..., 1992; Приморский комплекс..., 2003]. Новые датировки вулканитов, относимых к разрезам хотской свиты (274 ± 3 млн лет), отражают процессы эволюции пермской активной окраины Сибирского континента при закрытии Монголо-Охотского океана [Проблема возраста..., 2008].

Согласно региональной схеме, Прибайкальская структурно-фациальная (с-ф) зона по строению разрезов и подстилающих образований делится на четыре подзоны: Иркутского Присяянья, Анайско-Голоустенскую, Ирельскую и Чая-Миньскую. Общая мощность отложений байкальской серии достигает более 4 тыс. м. Чрезвычайно узкая полоса выходов серии (10–30 км) затрудняет изучение фациальных изменений отложений вкрест простирания зоны.

Стратотип серии находится на р. Голоустной, гипостратотип – на р. Куртуне Анайско-Голоустенской подзоны. Байкальская серия представлена карбонатно-терригенной голоустенской (80–880 м), терригенно-карбонатной

улунтуйской (200–1 550 м) и терригенной качергатской (150–1 600 м) свитами [Анисимова, 2005].

Голоуспенская свита, начинающая байкальскую серию, залегает с глубоким размывом на разновозрастных осадочно-метаморфических породах и магматических образованиях нижнего протерозоя и нижнего рифея. В стратотипической местности голоуспенская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю – сланцево-доломитовую (130 м) и верхнюю – терригенную (180 м). В основании разреза на гранитах приморского комплекса нижнего протерозоя залегают светло-серые афанитовые доломиты (стратотип – р. Голоуспенная) и конгломераты (гипостратотип – р. Куртун).

Отложения свиты прослеживаются в пределах всей Прибайкальской с-ф зоны и по структурно-текстурным особенностям отвечают прибрежным и мелководно-морским осадкам, местами – лагунным и лагунно-озерным. Резкая изменчивость мощностей от 80–100 м (р. Миня) до 320–880 м (реки Сарма, Ср. Иликта и Пр. Иликта) свидетельствует о расчлененности рельефа дна бассейна седиментации. В отложениях голоуспенской свиты присутствуют строматолиты, микрофитолиты, микрофоссилии.

Улунтуйская свита представляет собой уникальную докембрийскую рифогенную толщу, с которой в регионе могут сравниться только аналогичные образования Патомского нагорья (ченчинская свита). Эта мощная свита (от 750 до 1 550 м) сложена, в основном, органогенными карбонатными породами, которым подчинены хемогенные карбонатные, терригенные и глинистые. В принятом нами объеме улунтуйская свита расчленяется на три подсвиты – нижнюю терригенно-карбонатную, среднюю – сланцевую и верхнюю – карбонатную. Нормальные взаимоотношения подсвит установлены в гипостратотипе.

Среди всех подразделений байкальской серии палеонтологическая характеристика улунтуйской свиты отличается самым полным количественным и качественным набором органических остатков. В верхней подсвите улунтуйской свиты они образуют ископаемые органогенные постройки со строматолитами и микрофитолитами: Кадильнинско-Голоуспенскую (протяженность около 30 км), Куртунскую (около 60 км) и Сарминскую (около 45 км) (рис. 1.6).

Качергатская свита, завершающая этап трансгрессивного осадконакопления в Прибайкальском прогибе, сложена однообразными часто перемежающимися глинистыми и терригенными породами: аргиллитами, алевролитами, песчаниками, преимущественно, кварцевого состава; в меньшей мере сланцами и известняками; единично – маломощными гравелитами.

От нижележащей улунтуйской качергатская свита отличается: терригенным составом, текстурным обликом, нечетко выраженной цикличностью и ритмичностью пород, богатейшим набором микрофоссилий. По составу и характерному набору внутренних и поверхностных текстур эта толща пород отвечает флишоидной, сформированной в условиях континентального склона.

Ушаковская свита венда перекрывает породы байкальской серии со следами местных размывов. Отложения низов мотской серии представлены по-



Рис. 1.6. Рифоподобные отложения улунтуйской свиты байкальской серии (падь Кадильная)

Fig. 1.6. Reef-like deposits of Uluntuy series of Baikal sequence (Kadil'nyi creek valley)

лимиктовыми песчаниками с пачками конгломератов и прослоями аргиллитов и алевролитов (мощность от 300 м до 800–1000 м).

В Прибайкальской зоне изучено 25 форм строматолитов, 38 форм микрофитолитов и 52 таксона микрофоссилий. В отложениях байкальской серии выделяются 3 ассоциации строматолитов – нижнеголоуспенская, нижнеулунтуйская, верхнеулунтуйская, 4 ассоциации микрофитолитов – нижнеголоуспенская, нижнеулунтуйская, верхнеулунтуйская, качергатская [Дольник, 2000] и 4 ассоциации микрофоссилий [Станевич, 2006].

По биостратиграфическим, литолого-петрографическим и историко-геологическим данным байкальская серия однозначно коррелируется с дальнетайгинским и жуинским горизонтами Патомской с-ф зоны, разрезы которых для юга Восточной Сибири являются эталонными.

Вопрос о возрасте байкальской серии на протяжении всей истории ее изучения был дискуссионным, но только в объеме внутренних подразделений и границ рифея. В региональной стратиграфической схеме 1962 г. был зафиксирован среднерифейский возраст голоуспенской и улунтуйской свит, сопоставляемый с образованиями среднего рифея Урала, и верхнерифейский возраст качергатской свиты по геологическим данным. Решением Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию Средней Сибири в 1983 г. была принята стратиграфическая схема, где граница между средним и верхним рифеем проведена условно по основанию улунтуйской свиты, т. е. голоуспенская свита была отнесена к среднему рифею, а улунтуйская и качергатская – к верхнему. В настоящее время В. В. Хоментовским и рядом авторов, предложено ввести байкальскую серию (байкалий) в общую стратиграфическую шка-

лу позднего докембрия России и в хроностратиграфический вариант Международной шкалы на уровень верхнего рифея. Крайне усугубили проблему возраста байкальской серии полученные в последние годы, ошеломляющие данные изотопной хемотратиграфии и Pb-Pb систематики, указывающие на поздневендский возрастной интервал средних горизонтов байкальской серии [Северо-Байкальский..., 2003, 2006], которые противоречат всем имеющимся представлениям о возрасте отложений байкальской серии.

В настоящее время вопрос о возрасте байкальской серии — одна из главных проблем стратиграфии Прибайкалья. Важность решения этого вопроса связана не только с тем, что стратиграфические аналоги серии выделяются в большинстве регионов распространения рифейских отложений Сибири, но и с их значимостью для сырьевой базы России, так как к ним приурочен ряд полезных ископаемых: фосфориты, кварциты, полиметаллические руды, строительный и поделочный материал и др.

1.1.2.3. Юрские отложения истока р. Ангары

Юрские отложения на побережье Байкала, отмеченные в истоке р. Ангары, представлены конгломератами, песчаниками, алеволитами, каолинитами и углями. Наибольший интерес, связанный с этими отложениями, вызывает тот факт, что в районе рек Большие и Малые Коты на юрские отложения надвинуты породы архея в виде так называемого Ангарского надвига (см. часть 3).

1.1.2.4. Кайнозойские отложения побережья Байкала

Кайнозой знаменует время формирования котловины оз. Байкал. По пространственному распределению осадочных и вулканогенно-осадочных толщ на территории Прибайкалья и Западного Забайкалья выделяются два комплекса. В первый объединяются осадки и лавы от переходных слоев мела — палеоцена до олигоцена во впадинах Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, во второй — от миоцена до квартера в крупных впадинах Байкальской рифтовой зоны. В Тунка-Еравнинской зоне формировалась восточная (Еравнинская) группа впадин Витимского плоскогорья при активизации раннемеловых структур Джиды-Витимской зоны и центральная — западная группа, включавшая новообразованные Южнобайкальскую и Тункинскую впадины. Структурная перестройка, начавшаяся на рубеже олигоцена и миоцена, привела к ослаблению активности рифтовых структур Тунка-Еравнинской зоны на Витимском плоскогорье с потерей морфологического выражения сформировавшихся кайнозойских впадин и к последовательному заложению многочисленных впадин Байкальской зоны: Северобайкальской, Верхнеангарской, Муйско-Куандинской, Цыпа-Муяканской, Чарской и Токской — на северо-востоке и Хубсугульской, Дархатской и Бусийн-Гольской — на юго-западе [Rasskazov, 1994; Кайнозойский..., 2007].

В Тункинской впадине вулканогенно-осадочная толща (терригенно-эффузивная свита), условно датированная палеоценом, вскрыта скважинами на западном склоне Еловского отрога. Она имеет мощность до 60 м и приуро-

чена к денудационным понижениям в докембрийском фундаменте. В полосе Предбайкальского прогиба, на междуречье Лены и Ангары, Лены и Киренги, отложения верхнего мела — палеоцена представлены муромцевской и харанурской свитами — комплексом глинистых, песчано-глинистых, щебнисто-глинистых и галечно-гравийных отложений с пылью маастрихт-дат-палеоценового возраста [Логачев, 1974].

Осадочные отложения кайнозоя в котловине Байкала представляют особый интерес как свидетельства времени ее образования. В дельте Селенги скважинами, пробуренными до глубины 3 100 м, вскрыты палеогеновые (эоценовые?) отложения [Замараев, Самсонов, 1959]. В качестве полигона для изучения позднекайнозойской стратиграфии Южнобайкальской впадины служит так называемое Танхойское третичное поле, занимающее непрерывную полосу шириной до 8 км на южном берегу Байкала вдоль подножия хр. Хамар-Дабан, в междуречье Шанхайха — Мысовка. Разрез представлен монотонными тонко-обломочными молассоидами танхойского горизонта с палеонтологическими остатками позднего олигоцена — раннего плиоцена, характерными для слабопроточной береговой части обширного палеобассейна и реже — мелких озёр-стариц речной долины. Толща сформировалась в «раннеорогенный» этап развития рельефа в котловине, которая явилась прообразом будущей впадины [Логачев, 1968, 1974]. На о. Ольхон распространены осадочные отложения озерного и речного происхождения не древнее среднего миоцена [Кайнозой..., 2001].

Тектоническая активизация, начавшаяся в среднем и позднем плиоцене и выраженная накоплением предгорной молассы, обозначила переход к «позднеорогенному» этапу [Логачев, 1974]. Плейстоцен — голоценовый комплекс представлен аквальных отложениями террас. В раннем плейстоцене на о. Ольхон накапливались пески с линзами глыбово-валунного материала, содержащего молакофауну и остатки мелких и крупных млекопитающих. Крупные морозобойные клинья — признаки холодного климата — образовались в нижней части разреза бухты Загли. Среднеплейстоценовые отложения залегают на более высоких уровнях. На мысе Курлы (Северный Байкал) в отложениях террасы высотой 80 м найден скелет мамонта раннего типа. Озерные и субэральные слои несут следы криогенных деформаций и замещаются ледниковыми фациями древнейшего в регионе горно-долинного оледенения. Ледники спускались к Байкалу и формировали айсберги, фации которых распространены в обрыве на левом берегу р. Тья (район г. Северобайкальск).

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения слагают низкие (IV–I) террасы Байкала и ледниковые, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, коллювиальные толщи. Комплекс низких террас распространен на восточном побережье Байкала. В эоловых песках известны находки остатков культуры неолита (керамика, кремневые орудия, следы стоянок и т. п.). Палеолит практически не известен.

В среднем и позднем плейстоцене в связи с общепланетарными похолоданиями горы Прибайкалья покрывались ледниками. Среднеплейстоце-

новое оледенение (полупокровное) было максимальным. По долинам ледовые языки спускались к Байкалу. Позднеплейстоценовое оледенение было горно-долинным и каровым. Аккумулятивные формы ледникового рельефа находятся и под водами Байкала до глубин около 300 м (бухта Фролиха).

Особый интерес вызывают отложения в речных долинах, некогда служивших палеостоком из оз. Байкал. Нижнеплейстоценовые отложения манзурской свиты Западного Прибайкалья объединяют аллювий крупной речной системы байкальских вод в р. Лену, наиболее вероятного пути вселения в Байкал таких выходцев из моря, как тюлень и омуль. Разрыв этого палеостока наступил после ускоренного поднятия Приморского хребта. Плиоцен-нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения аносовской свиты накапливались в Быстринской впадине во время существования стока вод Байкала через р. Иркут. Отсутствие осадочных толщ в истоке долины Ангары свидетельствует о сравнительно недавнем ее заложении. По накоплению во впадинах Байкальской рифтовой зоны аквальных отложений повышенной мощности (первые сотни метров) различают 4 тектонические фазы поднятия горных хребтов: 1) раннеприморская (~1,2 млн лет назад), 2) позднеприморская (800–600 тыс. лет назад), 3) хубсугульская (600–400 тыс. лет назад) и 4) тыйская (150–100 тыс. лет назад (рис. 1.7). Каждая из фаз повлекла за собой образование во впадинах озерных водоемов и ингрессии вод Байкала в речные долины его бассейна.

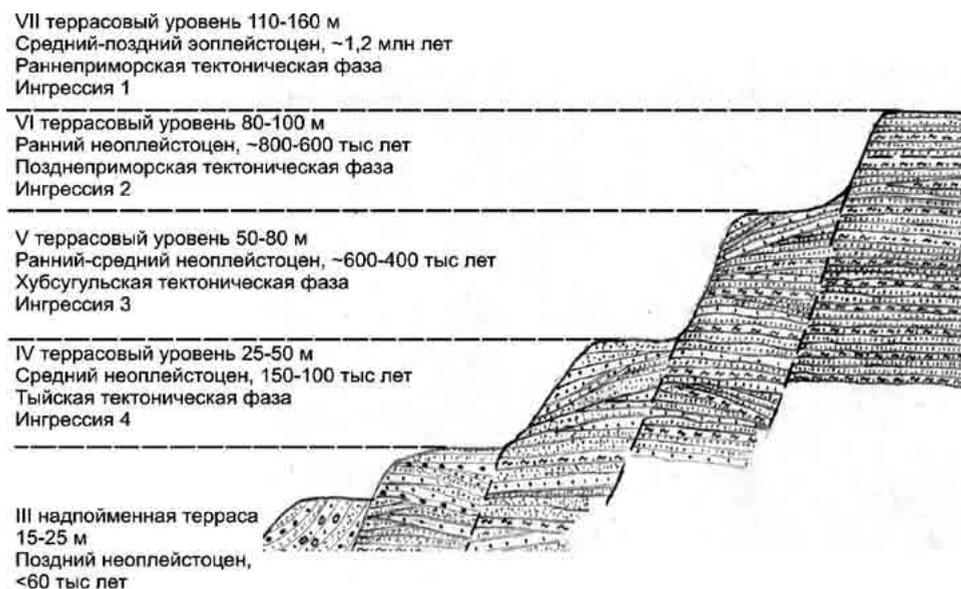


Рис. 1.7. Характер залегания осадочных толщ высокого террасового комплекса в суходольных впадинах, ингрессии вод оз. Байкал и их связь с фазами тектонической активизации [Коломиец, 2010]

Fig. 1.7. Position of sedimentary strata of high terrace complex within land basins, water ingressions from the Baikal and their connections with phases of tectonic reactivation

1.2. ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

1.2.1. Полихронные метаморфические комплексы

В Южном Прибайкалье на склонах и осевой части хр. Хамар-Дабан выделяются слюдянская, хангарульская и хамардабанская серии, рассматривающиеся как крупное стратиграфическое подразделение под названием Слюдянский кристаллический комплекс. В Западном Прибайкалье метаморфические толщи расчленяются на ольхонскую, ангинскую и цаганзабинскую серии [Слюдянский..., 1981; Геологические..., 1993].

1.2.1.1. Слюдянская серия

Слюдянская серия представлена ритмично переслаивающимися гнейсами, кристаллосланцами и мраморами. Она подразделяется на култукскую и перевальную свиты. Култукская свита представлена преимущественно разнообразными гнейсами. В перевальной свите — преобладают мраморы в переслаивании с кристаллосланцами, гнейсами с диопсидом, апатитом и волластонитом. Мощность серии достигает 6 300 м.

1.2.1.2. Хангарульская серия

Хангарульская серия включает харагольскую и безымянскую свиты. Хангарульская серия представлена преимущественно первично терригенными отложениями с подчиненными прослоями известняков и доломитов. Харагольская свита — сложена диопсидовыми и кальцит-диопсидовыми гнейсами с прослоями мраморов. В безымянской свите преобладают глиноземистые сланцы. Мощность серии достигает 3 900 м.

Породы хамардабанской серии слагают восточное побережье Байкала, а также прилежащие к нему склоны и осевую часть хребта Хамар-Дабана. Серия подразделяется на две подсерии: преимущественно гнейсовую — первично терригенную (основной объем занимают биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранатово-силлиманитовые гнейсы, а также сланцы с биотитом, гранатом, кордиеритом и тремолитом), образующие единую серию осадков с общей мощностью 10 км. Возраст серий остается условным — геохронологические определения не однозначны. В хамардабанской серии обнаружены хитинозои и обломки граптолитов ордовик-силурийского облика, пока не принятые для датирования. Нижняя часть слюдянской подсерии сложена биотитовыми, биотитово-гранитовыми сланцами и гнейсами, а верхняя мраморами.

К породам слюдянской подсерии приурочены широко известные метасоматические месторождения флогопита и лазурита со сложным парагенетическим комплексом минералов. Это сравнительно небольшое поле является уникальным по многообразию минералов (рис. 1.8).

Особенностью хамардабанской серии является отсутствие в ее разрезе несогласий и перерывов. Вся серия в целом представляет единый структурный ярус с общим рисунком складчатых структур.

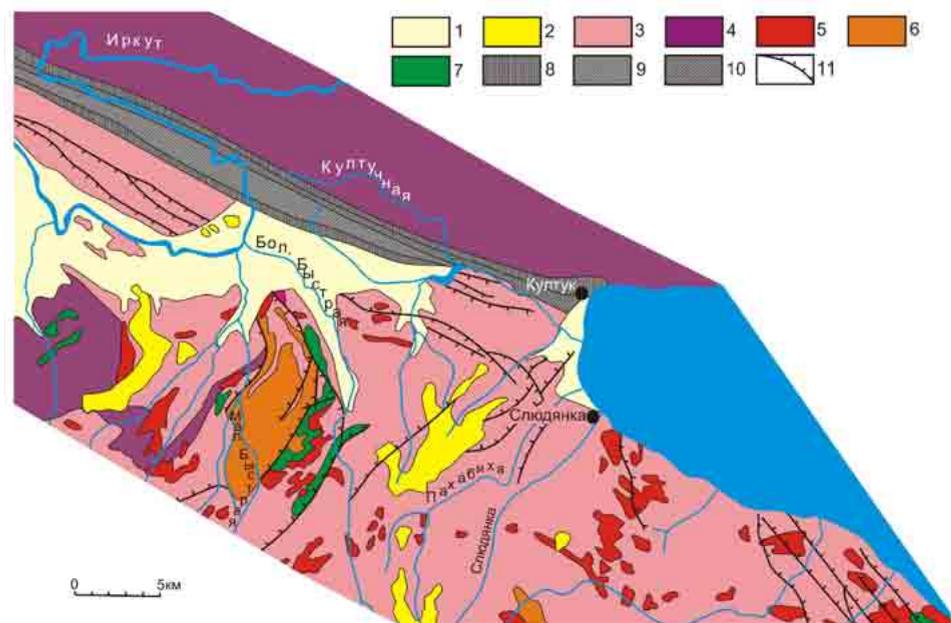


Рис. 1.8. Геологическая схема Слюдянского горнопромышленного района (составили Е. П. Васильев, А. З. Резницкий):

1 – кайнозойские отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3 – полихронные метаморфические серии; 4 – архей; 5 – приморские граниты (PR); 6 – сиениты; 7 – габброиды; 8–10 – Главный Саянский разлом (8 – blastocataclases, 9 – blastomylonites, 10 – ultramylonites); 11 – разрывные нарушения

Fig. 1.8. Geological map of the Sludyanka mining district (compiled by Ye. P. Vasiliev, L. Z. Reznitsky):

1 – Cenozoic sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3 – metamorphic series of different ages; 4 – Archean; 5 – Primorsky granites (Proterozoic); 6 – syenites; 7 – gabbroids; 8–10 – Main Sayan fault (8 – blastocataclases, blastomylonites, 10 – ultramylonites); 11 – rupture dislocations

Разрез слюдянского района представляет собой почти сплошную полосу коренных обнажений вдоль обрывистого левого борта долины р. Слюдянка. Вверх по течению последовательно вскрываются культукская и перевальная свиты слюдянской серии практически вкрест простирания этих толщ.

Более обнаженным является участок протяженностью около 3 км, расположенный между флогопитовым Рудником 3 и падью Широкой. Здесь представлены все известные в районе разновидности метаморфических и большинство типов изверженных пород, а также месторождения флогопита и волластонита.

Ядро Рудничной синклинали – крайней северо-восточной структуры из серии изоклинальных складок, охватывающих существенную часть разреза слюдянской серии (нижняя пачка верхней подсвиты культукской свиты) – сложено амфибол- и кальцит-пироксеновыми кристаллосланцами; ядро антиклинали – биотит-гиперстен-гранатовыми гнейсами. Мелкий

густо-вишневый гранат обильно насыщает породы («Чуйкинские гнейсы»). Далее по разрезу наблюдается 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.

1.2.1.3. Ольхонская серия

Ольхонская серия, выделенная впервые Е. В. Павловским и А. С. Ескиным в 1964 г., включает высокометаморфизованные породы, образующие полосы вдоль средней части Байкала (см. рис. 1.2). В основании разреза лежат разнообразные парагнейсы и кристаллические сланцы: биотитовые, биотитово-гранатовые, биотитово-гранатово-графитовые плагиогнейсы, реже гнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы с диопсидом и роговой обманкой (хобойская свита). Подчиненную роль играют амфиболиты. Стратиграфически выше залегают мраморы и кварциты с почти постоянной примесью графита (хужирская свита). Наиболее представительные обнажения этой свиты встречаются в Чернорудской зоне, где она представлена кристаллосланцами, различными гнейсами и мраморами, среди которых находятся тела базитов и метаультрабазитов. Встречаются также эклогитоподобные породы, сложенные бесцветным моноклинным пироксеном, бледно-розовым гранатом, зеленой шпинелью. Далее начинается толща преимущественно роговообманковых плагиогнейсов и параамфиболитов (уланурская свита), которые выше по разрезу сменяются известковисто-силикатными сланцами и кальцифирами, с меняющимся соотношением диопсида. Разрез ольхонской серии в Западном Прибайкалье заканчивается по А. С. Ескину однообразными преимущественно массивными доломитовыми мраморами с редкими, маломощными прослоями слюдяных кварцитов и сланцев с биотитом, диопсидом, эпидотом и кварцем (рис. 1.9).

При сравнении ольхонской и хамардабанской серий на фоне их ярко выраженной фациальной пестроты можно подметить общность формационного типа крупных стратиграфических единиц разреза. Одной из черт сходств является единообразие процессов метаморфизма, зональность которого выражена в Южном Прибайкалье.

1.2.1.4. Цаган-забинская и Ангинская серии

Цаган-забинская серия, выходы которой отмечены в Приольхонье, представлена метаморфизованными базальтовыми порфирами и андезитобазальтовыми порфиритами мощностью 400–500 м [Геологические..., 1993]. В последние годы по рубидий-стронциевой изохроне определен возраст этой серии. По данным Н. А. Срывцева с коллегами [О возрасте..., 2009], возраст слабо измененных вулканитов Цаган-забинской серии отвечает нижнему протерозою – 1960 ± 23 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704338$).

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

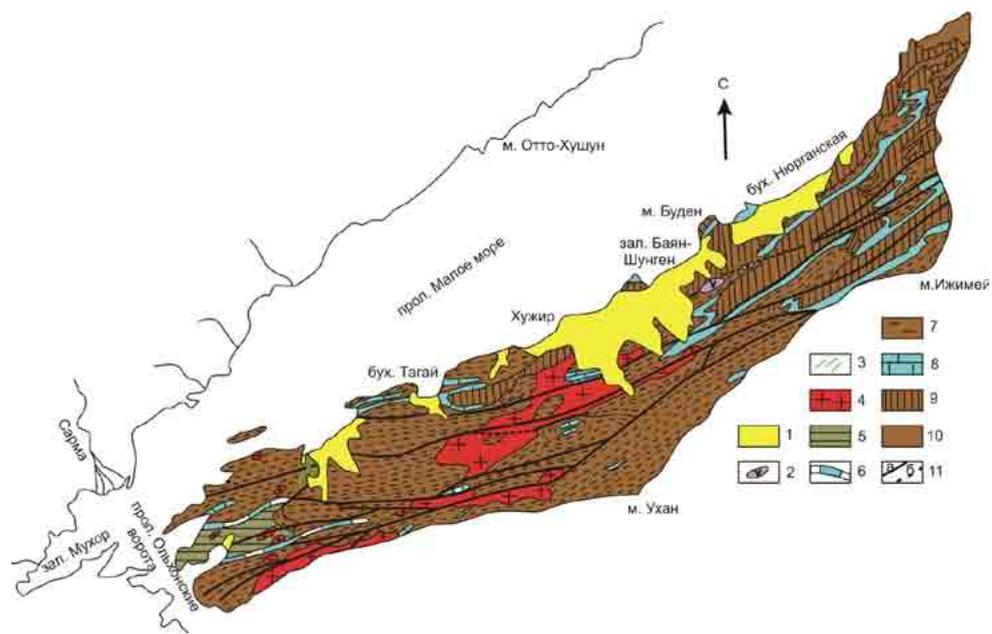


Рис. 1.9. Геологическая схема острова Ольхон:

1 – третичные и четвертичные отложения, коры выветривания; 2 – ультраосновные и основные породы; 3 – дайка гранитоидов; 4 – гранитоиды (шаранурский комплекс); 5–10 Ольхонская серия: 5 – мраморы, амфиболиты, 6 – горизонт мраморов, 7 – гранитогнейсы, 8 – мраморы, 9 – гнейсы, кристаллосланцы, 10 – гнейсы, плагиогнейсы и кристаллосланцы с биотитом, гранатом; 11 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Fig. 1.9. Geological map of the Olkhon Island:

1 – Tertiary and Quaternary deposits, crust of weathering; 2 – ultrabasic and basic rocks; 3 – granitoid dikes; 4 – granitoids of Sharanur complex; 5–10 – Olkhon series: 5 – marbles, amphibolites, 6 – marble layers, 7 – granite gneisses, 8 – marbles, 9 – gneisses, crystalline schists, 10 – gneisses, plagiogneisses and crystalline schists with biotite and garnet; 11 – faults recognized (a) and supposed (b).

сланцев. Наличие пород с реликтами излившихся лав и туфов основного состава, переслаиваний апобазальтовых амфиболитов с породами первично-глинозёмистого, 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 нерасчленённые, встречаются и на восточном побережье Байкала.

1.2.1.5. Святоносская серия

Святоносский комплекс развит в восточной прибрежной части оз. Байкал от оз. Котокельское и мыса Тонкий на юго-западе до губы Ая на северо-востоке, а также в пределах Баргузинского хребта (рис. 1.10). Он не образует сплошного выхода и отмечается в виде блоков размерами в поперечнике от 1×1 до 10×55 км. Толща насыщена секущими ее габброидами, метагипербази-

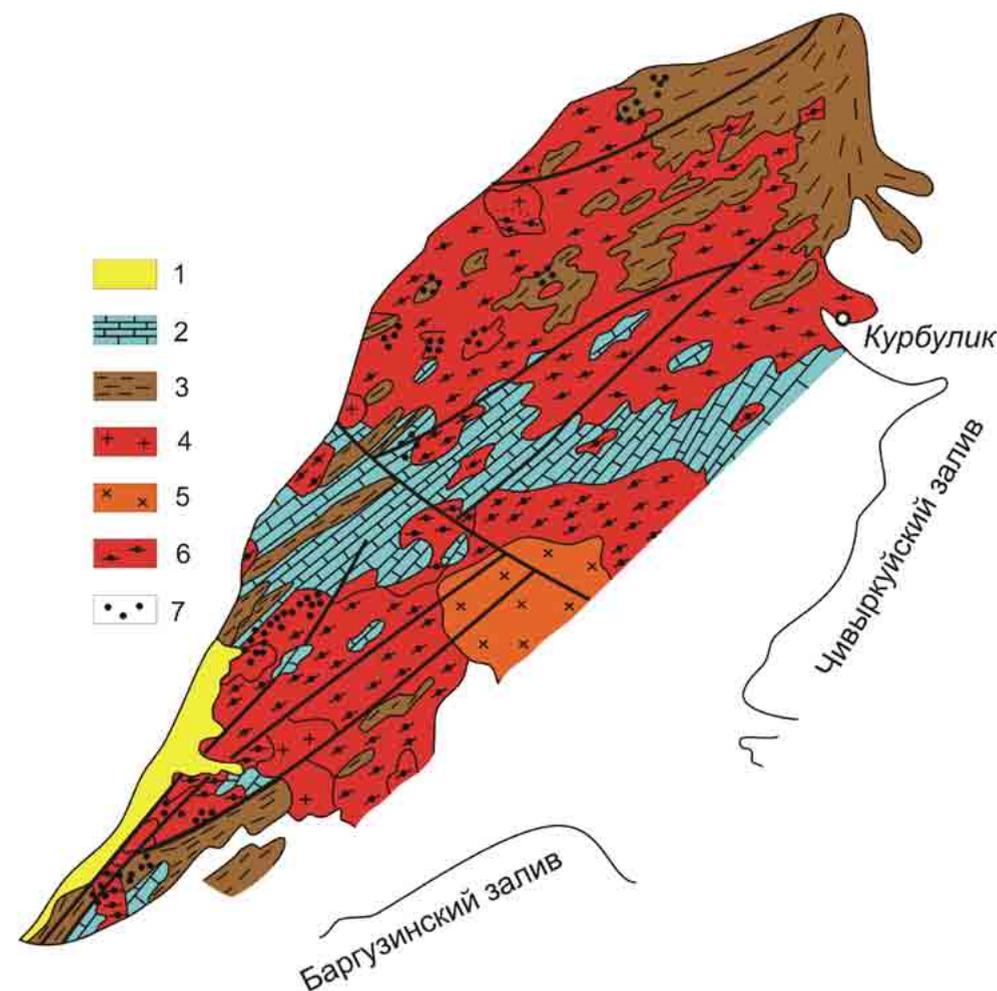


Рис. 1.10. Геологическая схема полуострова Святой Нос:

1 – современные отложения; 2 – мраморы; 3 – кристаллосланцы; 4 – раннепалеозойские порфировидные гранодиориты; 5–7 породы Святоносского массива: 5 – сиениты, 6 – граниты, 7 – святоноситы

Fig. 1.10. Geological map of the Svyatoy Nos Peninsula:

1 – recent sediments; 2 – marbles; 3 – crystalline schists; 4 – Early Paleozoic porphyreous granodiorites; 5–7 – rocks of Svyatoy Nos massif: 5 – syenites, 6 – granites, 7 – sviatonossites

тами и особенно гранитоидами, которые сейчас обычно относят к баргузинскому и витимканскому комплексам.

Первые исследователи отнесли святоносскую серию к раннеархейским и нижнепротерозойским преобразованиям, что нашло отражение при проведении геологических съемок, ряда работ [Салоп, 1967; Геология Прибайкалья, 1969 и др.]. В это время для метаморфических пород и святоноситов были получены цифры 280–1 200 млн лет [Геология Прибайкалья, 1969]. Для

гранитоидов баргузинского комплекса в последние годы получены палеозойские даты — 290 млн лет, а модельный возраст источника магматических расплавов указывает на ранне-среднепротерозойский возраст протолита [U-Pb и Nd-Sm изотопные..., 1995]. В святоносском комплексе пород метаморфического этапа 75 %, ультраметаморфического — 20 % и постультраметаморфического — 5 %.

Породы метаморфического этапа преобладают над ультраметаморфическими и постультраметаморфическими. Степень метаморфизма пород варьирует от гранулитовой фации (п-ов Святой Нос, Б. Черемшанная) до эпидот-амфиболитовой (поселок Давша). В комплексе отмечаются: двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфибол-плагиоклазовые плагиосланцы; биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-амфиболовые, амфиболовые плагиогнейсы; известково-силикатные пироксеновые и пироксен-амфиболовые плагиосланцы и плагиогнейсы; кальцитовые, доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые, доломитовые мраморы; карбонатные и мономинеральные кварциты. Кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы преобладают над доломитовыми разностями.

Породы ультраметаморфического этапа в гнейсах и сланцах представлены плагио- и калишпатовыми мигматитами, параавтохтонными и аллохтонными гранитоидами. Гранитоиды, особенно их аллохтонные фации, доминируют над мигматитами. В контактах биотитовых гранитов с мраморами и основными породами присутствуют эндоконтактные фации пироксеновых и амфиболовых гранитов, граносиенитов, сиенитов. Широко распространены базификаты амфиболового, гранат-амфиболового, амфибол-плагиоклазового (габброподобные), пироксен-амфиболового и пироксен-гранатового составов; их мощность достигает 1 м, а длина — до 20–30 м, гранатсодержащие разности относятся к эклогитоподобным. В габброидах развиты зональные тела ветвистой и жильной формы, мощностью 10–20 см, гиперстеновых со шпинелью (в тыловых) и — пироксеновых (в краевых) пород. Кроме того, в них наблюдаются оторочки и зоны (до 10 см) амфиболовых и амфибол-плагиоклазовых пород. При внедрении гранитов в габброиды появляются узкие зоны амфиболовых базификатов, а в эндоконтактах — амфиболовых (иногда с биотитом) граносиенитов и сиенитов.

Апокарбонатные метасоматиты. В участках интенсивных преобразований по доломитовым мраморам развиваются магнезиальные, а по кальцитовым — известковые скарны. В контакте гранитов баргузинского комплекса с доломитовыми мраморами встречены узкие зонки (до 30 см) шпинель-форстеритовых кальцифиров.

Магнезиальные скарны представлены зональными телами мощностью до 1 м. Во внутренних частях тел наблюдаются мономинеральные пироксеновые и форстеритовые скарны, а в краевых — форстеритовые, шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. В шпинель-форстеритовых скарнах встречается рубиновая и красная шпинель, зеленый хромдиопсид. Эндоконтактные фации в доломитовых мраморах представлены пироксеновыми гранитами, граносиенитами, сиенитами.

Известковые скарны в природе развиты чрезвычайно редко, но в Прибайкалье пользуются очень широким распространением в слюдяном и святоносском комплексах. Они развиваются по кальцитовым и доломит-кальцитовым мраморам и представлены пироксеновыми, калишпат-плагиоклаз-пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, пироксен-плагиоклаз-гранатовыми разностями. К этим участкам приурочены сиениты и святоноситы, состоящие из граната гроссуляр-андрадитового моноклинного пироксена, мезопертитового калиевого полевого шпата, плагиоклаза, сфена. Эти породы были впервые описаны П. Эсколя в 1914 г. при его работе в Радиевой экспедиции на п-ве Святой Нос и названы по месту их нахождения святоноситами [Eskola, 1921].

Породы постультраметаморфического этапа развиты ограничено. Обычно они отмечаются в виде маломощных прожилков, гнезд и рассеянной вкрапленности. Самые ранние среднетемпературные метасоматиты наследуют специфику субстрата и представлены апогабброидными и апосланцевыми амфиболовыми, амфибол-плагиоклазовыми, биотит-кварц-плагиоклаз-амфиболовыми; апоскарновыми, апогранитоидными, апосиенитовыми и апосвятоноситовыми скаполитовыми, апогранитоидными микроклин-кварц-пироксен-плагиоклазовыми, апокальцифировыми скаполит-пироксен-кальцитовыми породами. Характерна перекристаллизация ранних скарнов и эклогитоподобных пород. Более поздние среднетемпературные метасоматиты представлены апогранитоидными, апосиенитовыми скаполитовыми, апосланцевыми и апогранитоидными, апосланцевыми и апогабброидными амфиболовыми породами, апоскарновыми флогопитовыми, а также эпидот-, клиноцоизитсодержащими разностями в гнейсах, сланцах и габброидах и скарнах, которые развиты в виде оторочек, маломощных прожилков, рассеянной вкрапленности. Самыми поздними и редкими являются серпентин-, хлорит-, тальксодержащие ассоциации, кварц-карбонатные прожилки.

1.2.2. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения

Олокитская серия Северного Прибайкалья охарактеризована органическими остатками. В ее составе — песчаники, сланцы, амфиболиты, известняки, порфириды, гравелиты, метаэффузивы основного состава и их туфы, превращенные в зеленые сланцы. Им подчинены вулканиты кислого состава и линзы туфоконгломератов, терригенные и карбонатные породы, железистые кварциты. Терригенно-карбонатно-сланцевые отложения перекрываются известняками, доломитами, аргиллитами, песчаниками, вулканитами среднего и основного составов, кварцитами и органогенными доломитами. Завершается разрез вулканитами 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 про-

слоями 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.

1.3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматическая деятельность в прибрежной полосе Байкала и в прилегающей к ней территории проявлена достаточно разнообразно и свойственна скорее всего для всех геодинамических обстановок, характеризующих самые древние структуры типа кратонов, а также более молодые мобильные области.

В высокометаморфических толщах Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона (Кругобайкальская железная дорога) встречаются будинообразные тела ультрабазитов, а также проявления кислого магматизма, представленные чарнокитами и эндербитами. Среди архейских образований встречаются дайки диабазов, которые в данном разделе не рассматриваются.

1.3.1. Ультрабазиты повышенной железистости

Ультрабазиты повышенной железистости встречаются в архейских образованиях юго-восточного и западного берега Байкала. У северного портала тоннеля № 32 Кругобайкальской железной дороги они описаны Б. З. Коленко еще в 1916 г. как «перидотиты Крутой Губы» [Геологические..., 1993]. Эти породы образуют ряд небольших будинообразных тел, сложенных пироксенитами, оливиновыми пироксенитами и гарцбургитами, конформно залегающими в метаморфической толще шарыжалгайской серии. Максимальная мощность этих тел достигает 10–12 м, а длина наиболее крупного из них не более 50 м (рис. 1.11). Тела ультраосновных пород рассечены многочисленными жилами гранитов, а эндо- и экзоконтакты их, как правило, интенсивно дислоцированы и катаклазированы.

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

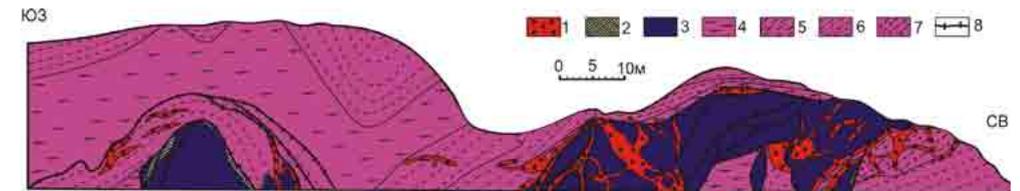


Рис. 1.11. Геологический разрез тел ультрабазитов повышенной железистости района устья р. Крутая Губа (северная часть портала тоннеля № 32, Кругобайкальская железная дорога):

1 – жилы разнозернистых гранитов; 2 – зоны гранитизированных ультраосновных пород; 3 – ультраосновные породы; 4 – мигматизированные гнейсы и сланцы; 5 – гнейсы; 6 – сланцы; 7 – участки интенсивной гранитизации; 8 – дизъюнктивные нарушения

Fig. 1.11. Geological section of ultrabasic rock bodies with relatively high ferrum coefficient in the area of the Krutaya Guba River mouth (north of tunnel No 32, Circum-Baikal railway):

1 – veins of heterogranular granites; 2 – zones of granitized ultrabasic rocks; 3 – ultrabasic rocks; 4 – migmatized gneisses and schists; 5 – gneisses; 6 – schists; 7 – sites of intensive granitization; 8 – disjunctive dislocations

«Абсолютный возраст этих пород определен в $2,51 \pm 0,10$ млрд лет, что отвечает верхнему архею. Полученная цифра отражает процесс флогопитизации ультрабазитов, т. е. гранитизации, захватившей тела ультрабазитов» [Грудинин, Меньшагин, 1987, с. 17]. Надо полагать, что истинный возраст этих пород значительно древнее.

Ультрабазиты повышенной железистости, в виде небольших будинообразных тел, встречаются в карьере пос. Ангазолка; на Байкальском железорудном месторождении; в окрестностях пос. Листвянка; в естественных обнажениях побережья Байкала, в приустьевой части реки Голоустная; на полуострове Хадарта, в Малом море. Аналогичные породы встречаются и в других подобных структурах, таких как Анабарский щит, Антарктика, цоколь Восточно-Европейской платформы.

1.3.2. Чарнокиты и эндербиты

Чарнокиты и эндербиты приурочены к гранулитовой фации. Все они являются результатом ультраметаморфических преобразований (гранитизации) вмещающих толщ и залегают большей частью согласно с вмещающими породами.

1.3.3. Граниты рапакиви

По данным А. С. Ескина, граниты рапакиви под общим названием «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» [Геоло-

гические..., 1993, с. 121]. Такие породы представлены двуполевошпатовыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми порфиroidными гранитами и по структурным особенностям и химизму имеют большое сходство с аналогичными магматическими образованиями Балтийского и Украинских щитов, а данные по радиологическим исследованиям возраста гранитов рапакиви Западного Прибайкалья (1650–1690 млн лет) дают основание относить все эти образования к формации гранитов рапакиви.

Граниты рапакиви приморского комплекса в структурном отношении подразделяются на крупноовоидные неравнозернистые, порфиroidные, среднезернистые и мелкозернистые аплитовидные разновидности. В минеральный состав всех указанных выше разновидностей входит калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, цирконом, сфеном, ортитом, апатитом и флюоритом.

Крупноовоидные порфиroidные граниты рапакиви распространены в районах бухт Песчаная, Бабушка, Сенная, падей Харгиню, Лохматая, в долине р. Бугульдейки, в среднем течении р. Анга, в верховьях рек Курма и Улан-Хан. Граниты имеют серый и розовато-серый цвет, отчетливо выраженную порфиroidность.

1.3.4. Высокомагнезиальные гипербазиты

Термин «гипербазит» еще в первой половине прошлого столетия у зарубежных исследователей сочетался с понятием «альпинотипная интрузия». В нашей стране большой вклад в изучение подобных пород внес новосибирский ученый Г. В. Пинус, который назвал подобные породы альпинотипными гипербазитами, встречающимися практически во всех орогенических, или как теперь принято называть мобильных поясах.

На побережье Байкала такие породы, по-видимому, являются частью известного в Северном Прибайкалье *Байкало-Муйского офиолитового пояса*. Пояс находится в зоне сочленения складчатого обрамления с Сибирской платформой и в какой-то степени определяет ее южный контур. Как правило, массивы ультраосновных пород и габброидов, размещенные в этом поясе, ассоциируют с толщами метаморфизованных вулканитов и кремнисто-карбонатными формациями. Все эти образования участвуют в складчатости. Тела гипербазитов имеют «холодные» контакты с вмещающими толщами, интенсивно раздроблены и сопровождаются мощными зонами рассланцованных серпентинитов, талькитов и тальк-карбонатных пород. Наиболее крупными из гипербазитовых тел этого пояса являются Шаманский, Парамский и Усть-Келянский массивы [Грудинин, 1979].

В Западном Прибайкалье подобные тела встречаются в виде мелких линз в метаморфических толщах Приольхонья. Здесь они находятся в виде небольших линзовидных тел в мраморах и гнейсах. Несколько таких тел встречено в береговых обнажениях оз. Байкал, в Малом море, примерно в 500 м от северо-восточной оконечности пос. Сахюрты. Их петрографический, хими-

ческий состав и содержание элементов-примесей (никеля, хрома, кобальта, ванадия и титана) полностью соответствует как гипербазитам Шаманского и Парамского массивов, так и подобным породам других регионов мира, размещенных в офиолитовых поясах [Грудинин, Меньшагин, 1987].

Небольшие линзы гипербазитов в метаморфических толщах Приольхонья являются классическим примером холодного «протрузивного» внедрения изначально высокотемпературных (до 1 500 °С) и высокомагнезиальных (в таких породах содержится около 50 % оксида магния) гипербазитовых масс в земную кору, отвечающую океаническому режиму геодинамических обстановок докембрия.

1.3.5. Основные интрузии

В прибрежной полосе о. Байкала располагается множество мелких и крупных массивов, сложенных преимущественно породами основного состава, такими как габбро, габброноритами, а также в значительно меньшей степени плагиоклазсодержащими пироксенитами и перидотитами. Наиболее известными из этих массивов являются: Озёрский, Бугульдейский, Осиновский, Большереченский, Острая Сопка, Метешихинский, Бурутуйский, Кабаний и другие более мелкие тела. Практически все эти массивы, особенно их краевые части, как и вмещающие их толщи, в значительной степени метаморфизованы и подвержены процессам гранитизации. В связи с чем во многих массивах часто выделяются диориты с несвойственным для габброидов биотитом. Ниже приводится краткая характеристика Озёрского и Осиновского массивов, как наиболее известных и хорошо изученных.

1.3.5.1. Озёрский массив

Озёрский массив находится на западном берегу Байкала, между реками Анга и Бугульдейка. Первые сведения об этом массиве можно найти еще в довоенной публикации Е. В. Павловского и А. И. Цветкова [1938]. Вмещающими породами его является ольхонский метаморфический комплекс.

В плане массив имеет овально-изометричную форму с размерами 12×14 км, общей площадью около 150 км² (рис. 1.12). Соотношения пород массива с вмещающими гнейсами, сланцами, амфиболитами и мраморами весьма сложные. Например, в долине речки Хайрюзовая (юго-западная часть массива) контакт имеет ступенчатое строение, массив и вмещающие породы разбиты серией разнонаправленных разрывов. Эти факты и геофизические данные [Новосёлова, Турутанов, 1982] дают основание считать, что эта интрузия находится во вторичном залегании и подвергалась перемещению как в горизонтальном, так и, возможно, в вертикальном положении. Своеобразное «облекание» гнейсами и сланцами ольхонской серии объясняется его динамическим воздействием на вмещающие породы с последующим расклиниванием. При этом ксенолиты вмещающих пород иногда находятся в самом массиве.

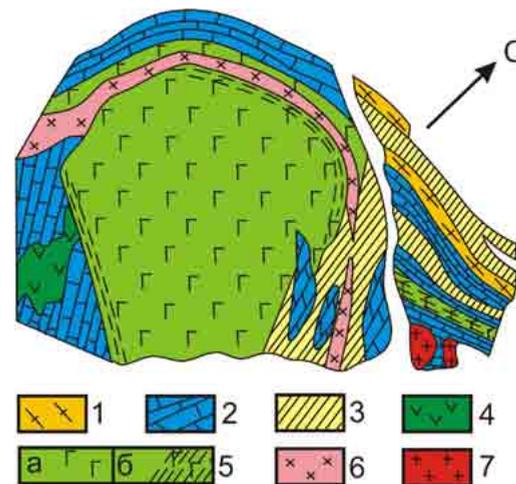


Рис. 1.12. Схематическая геологическая карта Озёрского массива [составлена А. С. Ескиным. Корреляция..., 1979]:

1 – плагиомигматиты;
2 – мраморы; 3 – амфиболиты;
4 – андезитово-базальтовые метапорфириты и туфы;
5 – габброиды (а – массивные, б – рассланцованные);
6 – микроклиновые метасоматиты;
7 – граниты

Fig. 1.12. Geological sketch map of Ozersky massif [compiled by A. S. Yeskin. Correlation..., 1979]:

1 – plagiomigmatites; 2 – marbles;
3 – amphibolites; 4 – andesite basaltic metaporphyres and tuffs; 5 – gabbroids (a – massif, b – schistose); 6 – microcline metasomatites; 7 – granites

Большая часть массива сложена габбро, габброноритами, реже оливковыми габбро, крайне редко линзами пироксенитов. Часто зоны тектонических нарушений выполнены жилами гранитов. В таких участках наблюдается постепенное осветление пород массива, что связано с широко развитыми более поздними наложенными процессами. Обычно такие участки подвергаются более интенсивному выветриванию и разрушению. Останцы менее измененных габброидов, имеющих округлую копновидную или стогообразную форму, широко распространены по всей площади массива. Такие изменения части габброидов этого массива принимаются за изначальный субстрат, а их анализ, в том числе геохимический, приводит к явному «омоложению» подобных геологических объектов.

Полученные данные изотопного датирования по неизменным породам Озёрского массива указывают, что его возраст, согласно Rb-Sr изохроне, отвечает $1,823 \pm 0,061$ млрд лет [Возраст..., 2007]. Эти цифры соответствуют нижнему протерозою. По петрохимическим данным породы Озёрского массива комплементарны вулканитам цаганзабинской толщи, которую они прорывают. Следует отметить, что возраст этой толщи отвечает 1,960 млрд лет [О возрасте..., 2009]. Все эти сведения как по высокомагнезиальным гипербазитам побережья Байкала, так и по массивам основных интрузивных пород, а также близким к ним по химизму вулканитам указывают, что эти вулканно-плутонические образования составляют единую триаду, входящую в известный Байкало-Муйский офиолитовый пояс.

Вблизи Озёрского массива, в 1,5 км к юго-западу находится *Бугульдейский* (Крестовский) массив, который еще больше гранитизирован. Породы этого массива интенсивно раздроблены, нередко превращены в гранитогнейсы и лишь изредка в них наблюдаются реликтовые структуры габброидов.

Мелкие тела габброидов встречаются вдоль побережья Байкала от устья р. Анга до Ольхонских ворот. Все они интенсивно катаклазированы и гранитизированы.

1.3.5.2. Осиновский массив

Осиновский массив расположен на юго-восточном берегу Байкала, между реками Утулик и Хара-Мурын, в 2 км на восток от поселка Солзан, в бассейне кл. Большая Осиновка. Массив имеет слегка вытянутую форму, протяженность по длинной оси около 4,5 км и в поперечнике он имеет около 3 км (рис. 1.13). Его северная оконечность срезана берегом Байкала и перекрыта четвертичными отложениями. Контакты этого массива с вмещающими породами слюдянского кристаллического комплекса обычно тектонические и сам массив часто рассечен более поздними жилами гранитов. По характеру залегания, петрографическому набору пород и последующим преобразованиям этот интрузив имеет большое сходство с описанным выше Озёрским массивом.

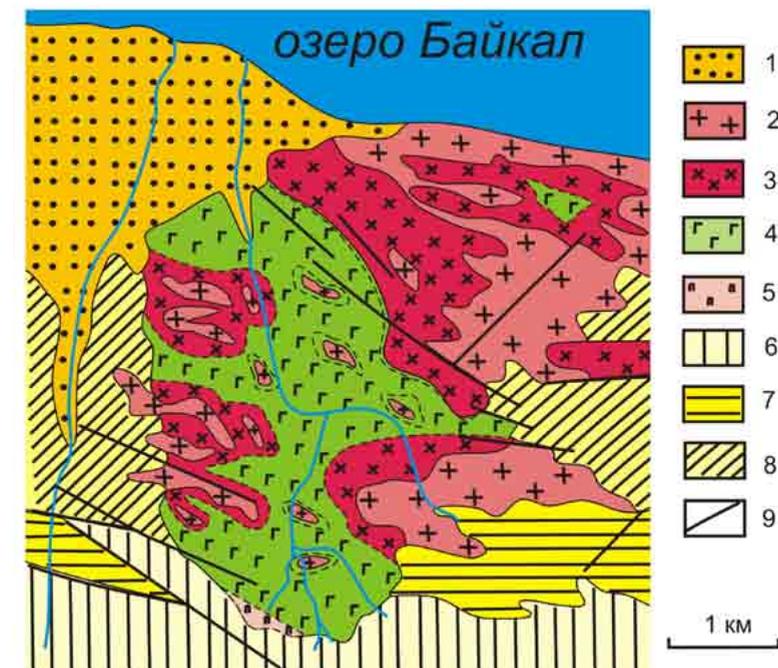


Рис. 1.13. Геологическая схема Осиновского массива:

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты; 3 – гранитизированные габбро; 4 – габброиды; 5 – ультрабазиты; 6–8 – метаморфические породы слюдянского кристаллического комплекса: харагольская свита (6), безымянская свита (7), култукская свита (8); 9 – разрывы

Fig. 1.13. Geological scheme of Osinovsky massif:

1 – Quaternary sediments; 2 – granites; 3 – granitized gabbro; 4 – gabbroids; 5 – ultrabasic rocks; 6–8 – metamorphic rocks of the Sludyanka crystalline complex: Kharagol series (6), Bezmyanka series (7), Kultuk series (8); 9 – fractures

1.3.5.3. Массивы Большереченский, Метешихинский и Острая Сопка

Большереченский, Метешихинский массивы и массив Острая Сопка находятся в приустьевой части р. Селенги. Первые два из них являются аналогами Осиновского и Озерского массива; породы же массива Острая Сопка по химизму и наличию в них сульфидно-никелевой минерализации аналогичны породам Довыренского массива из Северного Прибайкалья. Нам представляется, что по условиям образования массив Острая Сопка относится, как и Довыренский, к магматическим образованиям активных окраин континентов [Ультрабазит-базитовые..., 1999].

1.3.5.4. Снежинский массив

На юго-западном побережье оз. Байкал встречаются небольшие массивы щелочных габброидов, ассоциирующихся с сиенитами, святоноситами и беербахитами, которые расположены в бассейнах рек Быстрая (Быстринский массив), Левая Безымянная (Безымянский массив) и Снежная (Снежинский массив) (рис. 1.14). Сведения о составе пород первых двух массивов приведены в известных работах, а данные о Снеженском массиве можно найти лишь в геологосъемочных отчетах и в публикации авторов настоящей заметки [Грудинин и др. ..., 2004]. По этим данным, Снежинский массив сложен основными породами нормального ряда: габбро, норитами, габброноритами. Между тем, в этом массиве выявлены монцониты, сиениты и гранодиориты. По спектру разновидностей пород от рудных высокотитанистых габбро и габброноритов до сиенитов Снежинский массив сопоставляется с Быстринским и Безымянским массивами.

Массив расположен в левобережной части р. Снежная, в бассейне ее левого притока Ара-Буректай. Протяженность его в субширотном направлении не превышает 10 км при поперечнике 3,5–4 км. В габброидах внутренней части массива отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих гранатосодержащих гнейсов безымянской свиты слюдянского кри-

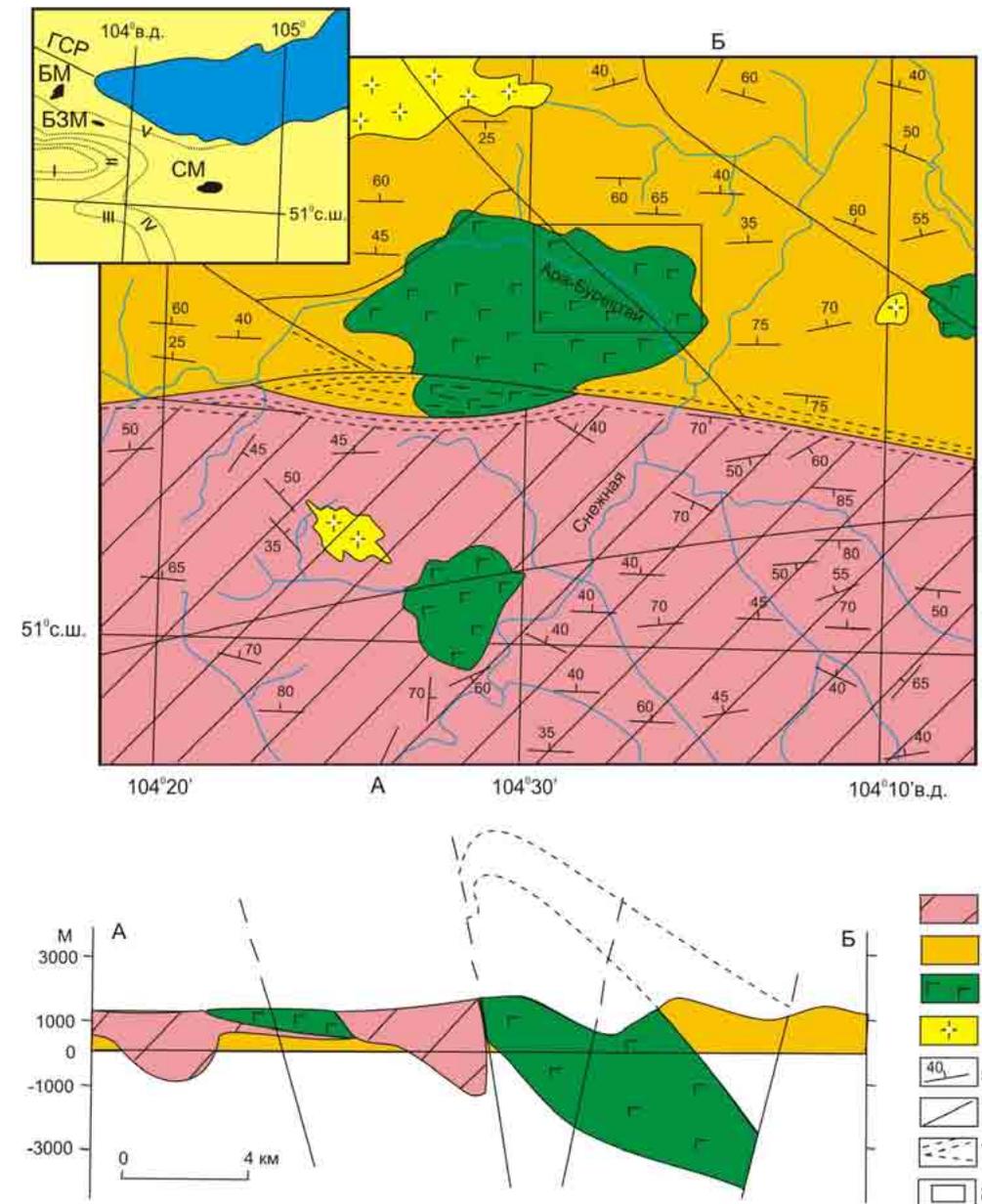
Рис. 1.14. Схема размещения Снежинского и более мелких массивов габбро-сиенитового состава в бассейне р. Снежная:

Метаморфические породы: 1 – харагольской, 2 – безымянской свит; 3, 4 – алеозойские: 3 – габброиды и сиениты, 4 – граниты; 5 – элементы залегания пород; 6 – разломы; 7 – зоны развития тектонитов; 8 – участок детального опробования; А–Б – разрез. На врезке – положение габбро-сиенитовых массивов: БМ – Быстринского, БЗМ – Безымянского, СМ – Снежинского; линия Главного Саянского разлома (ГСР) и изограды регионального метаморфизма (по А. А. Шафееву): I – граната, II – тауrolита, андалузита и кордиерита, III – силлиманита, IV – калиевого полевого шпата, V – гиперстена.

Fig. 1.14. Location of Snezhninsky and smaller massifs of gabbro-syenite composition in the Snezhnaya River basin:

Metamorphic rocks: 1 – Kharagol and 2 – Bezymyanka series; 3–4 – Paleozoic rocks: 3 – gabbroids and syenites, 4 – granites; 5 – elements of rock occurrences; 6 – faults; 7 – zones of tectonites; 8 – sampling site; AB – cross-section. Inlet displays position of gabbro-syenite massifs: BM – Bystrinsky, BZM – Bezymyanny, SM – Snezhninsky; Main Sayan fault (MSF) and isograds of regional metamorphism (re. Shafeyev): I – garnet, II – staurolite, andalusite and cordierite, III – sillimanite, IV – potassium feldspar, V – hypersthene.

сталлического комплекса. Юго-восточная часть массива сложена габбро-норитами, преимущественно лейкократовыми, меланократовыми. Здесь же встречаются рудные габбро и небольшие линзы вебстеритов с содержанием плагиоклаза до 10 %. Для центральной части массива характерны монцониты, пронизанные секущими телами гранодиоритов и сиенитов. Жилы сиенитов обнаружены и в экзоконтактовой зоне массива.



Значительная часть габброноритов почти не изменена. В таких породах содержится плагиоклаза (40–50 %), клино- и ортопироксены (до 30 %), биотит (20–25 %), а также апатит (2–3 %) и рудный минерал. Плагиоклаз обычно представлен лабрадором. В монцонитах присутствует альбит и калишпат. Нередко в локальных зонах дробления выявляются участки перекристаллизации габброидов с новообразованиями кварца, альбита и калишпата (микропертита). В этом случае габбронориты переходят в монцонитоподобные породы. Как правило, в таких случаях выявляется значительное количество апатита, и встречаются мелкие кристаллы циркона. В гранодиоритах присутствуют среднекислый плагиоклаз, бурый амфибол, биотит, кварц, апатит и циркон. Сиениты (святоноситы) состоят в основном из среднего слегка серицитизированного плагиоклаза, политизированного калишпата и микропертита.

Почти всегда в них отмечаются крупные выделения кварца (до 10 %), биотита (до 15 %) и граната (10 %). В кристаллах последнего нередко наблюдаются мелкие вроски кварца и альбита. В акцессорных количествах присутствуют также апатит, циркон и рудный минерал.

1.3.6. Щелочные породы. Тажеранский массив

Этот массив, открытый в 1964 г. геологом Ю. П. Остапенко, 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 азопроита – найдены такие редкие минералы, как кирштейнит, титанолюдовигит, окерманит, кальсилит, гейкилит, бултфонтейнит, харкерит, джерфшерит, троилит, пироксмангит, вюстит, маргарит и многие другие. Любителей камня массив привлекает и обилием цветных разновидностей обычных минералов, таких как голубой диопсид, ярко-розовый клиноцоизит, фиолетовый скаполит, синий и малиновый корунд, амазонит, голубой кальцит, шпинели – черная, зеленая, желтая, лиловая, синяя, красная, бесцветная.

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 (рис. 1.15).

История становления Тажеранского массива такова. В верхнем протерозое в сланцево-карбонатную толщу, метаморфизованную в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, внедрились габброиды, создавшие куполовидную структуру. В палеозое, после значительной эрозии участка, в нее интродировали щелочные и нефелиновые сиениты, кристаллизовавшиеся в малоглубинных (не более 3 км) условиях. Вскоре по трещинам ин-

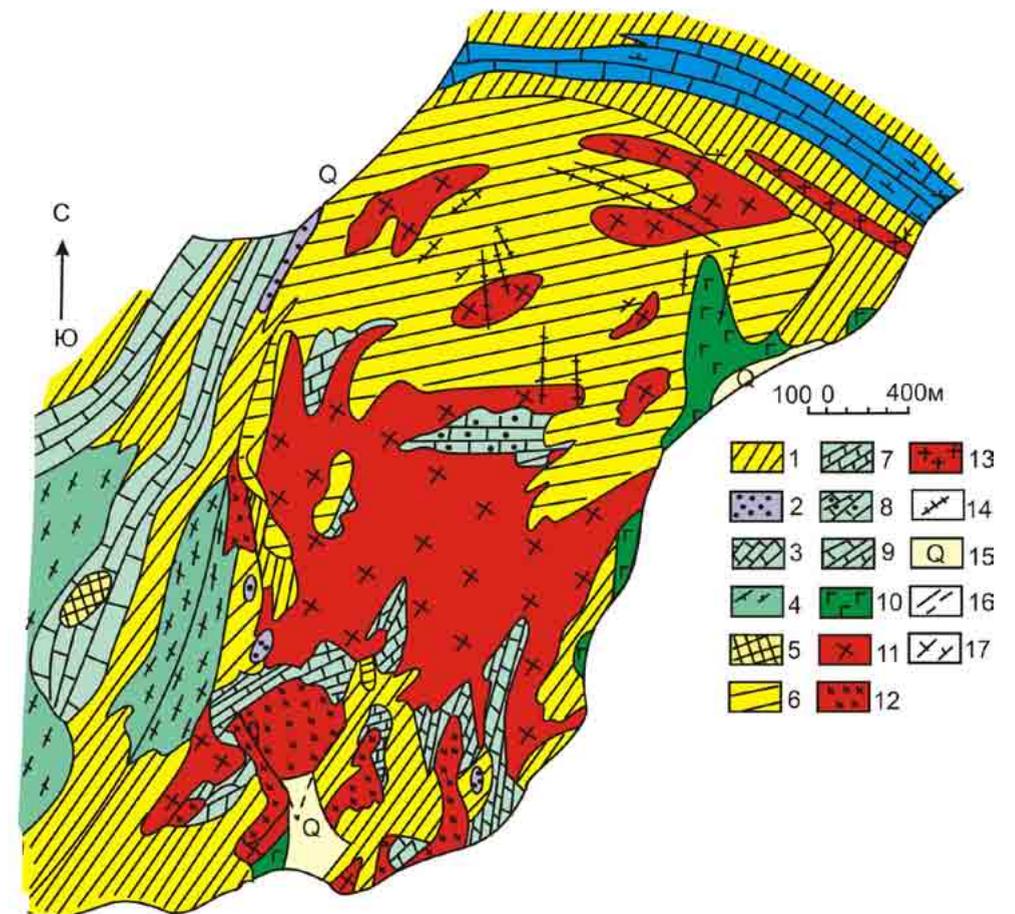


Рис. 1.15. Схематическая петрографическая карта Тажеранского массива (составил А. А. Конев):

1 – кристаллические сланцы; 2 – кварциты; 3 – мраморы; 4 – гнейсы (ольхонская серия); 5 – гранатовые скарны; 6 – роговики габбрового состава; 7 – эпопериклазовые бруситовые мраморы; 8 – кальцитовые мраморы с прослоями бруситовых мраморов; 9 – волластонит-мелилитонные скарны; 10 – габбро, габбропироксениты, рудные апатитовые пироксениты; 11 – щелочные сиениты; 12 – нефелиновые сиениты; 13 – тела гранитных пегматитов; 14 – дайки гранитных пегматитов; 15 – современные рыхлые отложения; 16 – зоны разломов, прослеженные и предполагаемые; 17 – элементы залегания пород

Fig. 1.15. Petrographic map of the Tazheran massif (Compiled by A. A. Konev):

1 – crystalline schists; 2 – quartzites; 3 – marbles; 4 – gneisses (Olkhon series); 5 – garnet scarns; 6 – hornfels of gabbro composition; 7 – epopericlase brucite marbles; 8 – calcite marbles with interlayered with brusite marbles; 9 – wollastonite-meliliton scarns; 10 – gabbro, gabbro pyroxenites, ore apatite pyroxenites; 11 – alkaline syenites; 12 – nepheline syenites; 13 – bodies of granite pegmatites; 14 – dikes of granite pegmatites; 15 – recent loose sediments; 16 – zones of faults, traced and supposed; 17 – elements of rock occurrence

трудировали многочисленные жилы гранитных 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 оливинное габбро, габбронориты, рудные пироксениты. Структура варьирует от типичной трахитоидной до гнейсовидной. В их сложении принимают участие плагиоклаз, авгит, бронзит, бурая роговая обманка, форстерит, титаномагнетит, а также примеси биотита, титанита, 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 – калинатроивым 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). В них же встречаются кристаллы нефелина, иризирующего полевого шпата, 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.

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

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

Титанферрофассаитовые породы – черные, как вороново крыло, оригинальные породы, образованные по роговикам габбрового состава в контакте последних с магнезиальными породами. В роговики привнесено немного кальция и магния, а все минералы преобразованы в один пироксен – титанферрофассаит. Иногда этот пироксен имеет более низкую 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 А. А. Конецкой. Оказалось, что пласты этих обогащенных марганцем пород обрамляют массив с юго-запада и содержатся в виде провесов его кровли. В составе этой формации отмечаются пласты из пироксмангита, кордиеритовые и силлиманитовые сланцы, породы, обогащенные турмалином, апатитом, графитом, даннеморитом, спессартином, кварцем, рутилом, сульфидами. Характерно развитие черных гапергенных минералов марганца типа гетита, ярозита, натроярозита, гипса, опала, аллофана и других продуктов выветривания сульфидов. Наличие вюстита (иоцита), графита и сульфидов свидетельствует о весьма восстановительных условиях формирования формации.

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 в них 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 представляют интерес для коллекционеров.

В пределах Тажеранского массива наблюдаются два морфологических типа магнезиальных скарнов: контактовый и жильный. 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 50,0 см, а диаметр «труб» – от 20,0 см до 1,5 м при протяженности в десятки метров. Эти тела возникли над вертикальными силами или «языками» нефелин-сиенитовых тел, которые обеспечили большой приток сквозь магматических растворов. В тыловых частях они смыкаются с обычными контактовыми 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. Иногда эти скарны имеют полосчато-ритмичное, «бурундучное» сложение вследствие чередования слоев кальцита и форстерита со шпинелью.

Некоторые из этих скарнов имеют наложенную перовскитовую и кальцитовую минерализацию. Перовскиты размером до 1,5 см кубической и октаэдрической форм отмечались в ряде участков, но сейчас они редки. Замечательные кристаллы кальцитрита 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 огранённые кристаллы фассаита, форстерита и шпинели – плеонаста. Однако и мелкие кристаллы шпинелей, перовскита, кальцитрита представляют собой великолепное зрелище под бинокулом, 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, форстерит-клиногумитовые. Жильные и трубообразные тела скарнов отличаются от контактовых гораздо меньшей железистостью минералов и меньшей общей глиноземистостью, так как железо и глинозём были относительно малоподвижными компонентами. Пироксен в жилах представлен не глиноземистым фассаитом, а диопсидом, шпинель в них безжелезистая, но титанистая.

1.3.7. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита

Это крупнейший в Центральной Азии и один из самых крупных в мире батолитов представляет собой тело неправильной формы, вытянутое в северо-восточном направлении почти на 750 км при ширине до 350 км. Общая площадь относимых к нему гранитных массивов, объединяемых возрастными, пространственными и фациальными признаками, составляет более 150 тыс. км². Западная граница батолита проходит вдоль побережья Байкала почти от северной оконечности Байкала до низовьев р. Селенги, формируя крутые, труднопроходимые берега.

Батолит имеет очень сложные очертания, что обусловлено наличием крупных «залитов» вмещающих пород и провесов кровли, а также присутствием крупных массивов более молодых интрузивов и мезозойских депрессий, выполненных осадочными и вулканогенными породами. Многочисленные провесы кровли, достигающие сотен и нескольких тысяч квадратных километров, сосредоточены главным образом в центральной части плутона, что указывает на меньшую степень его эродированности в этом районе.

Гранитоиды, относимые к батолиту, на огромной площади его распространения интродуцируют породы, сложенные архейско-раннепротерозойскими толщами – так называемые Байкальская, Амалатская, Муйская глыбы, поля развития рифейских метаморфических и магматических пород, а также раннепалеозойские толщи, сформировавшиеся в островных дугах, шельфовых областях пассивной континентальной окраины, эпиконтинентальных морях. Вероятно, формирование гранитоидов, слагающих батолит, было одним из главных геологических событий, связанных с проявлением существенно кислого магматизма в Северо-Восточном Прибайкалье.

Впервые Ангаро-Витимский батолит был выделен Л. И. Салопом [Салоп, 1967] по результатам обобщения обширного фактического материала как своего, так и собранного геологами-съёмщиками 50–60-х гг. В частности, этим исследователем были использованы материалы А. Н. Булгакова, М. А. Гладышева, К. Жалсобона, П. Ф. Зайцева, Е. Е. Зеленского, А. А. Малышева, П. В. Осокина, В. П. Руднева, Н. А. Фишева, П. Ч. Шобогорова, С. Д. Шер, Л. А. Шуберта и др. Дальнейшее развитие представлений о формировании Ангаро-Витимского батолита связано с работами Б. А. Литвиновского [Ангаро-Витимский..., 1992]. Однако не меньший вклад в решение вопросов, касающихся строения отдельных его частей, возраста и геодинамических условий формирования, внесли такие исследователи, как Ф. Г. Рейф, В. Г. Беличенко, Ю. В. Комаров, П. М. Хренов, И. В. Гордиенко, В. В. Залуцкий, А. Л. Александров и др., а также геологи-съёмщики, продолжавшие картографические работы на территории, занятой батолитом: Л. Е. Иванов, В. И. Давыдов, В. А. Сорокин, П. Ф. Зайцев, В. Н. Гусев, В. В. Васильченко, Г. Л. Митрофанов, Ю. Л. Агеев, Б. В. Яблоновский, В. Н. Скотников, А. К. Кондратенко, В. В. Корж, Л. В. Ревякин и др.

В середине XX в. в составе этого батолита были выделены отдельные комплексы, такие как баргузинский, витимканский, чивыркуйский и др., возраст которых считался позднепротерозойским. Б. А. Литвиновским с соавторами были уточнены границы Ангаро-Витимского батолита, показано его очень сложное внутреннее строение и установлено, что возраст слагающих его пород не древнее раннего палеозоя. В пределах занятой батолитом территории, ими наряду с раннепалеозойским баргузинским комплексом, выделяется более молодой среднепалеозойский зазинский интрузивный комплекс, выходы пород которого также образуют крупные плутоны в южной части батолита. Детальные изучения и геологическое картирование в пределах отдельных участков батолита позволили Б. А. Литвиновскому и ряду других исследователей установить, что формирование пород баргузинского комплекса происходило в два этапа. На раннем этапе образовались массивы монцонитов, кварцевых монцонитов и гранодиоритов повышенной щелочности. Породы второго главного этапа слагают до 90 % объема комплекса и представлены в основном известково-щелочными разновидностями: тоналитами, гранодиоритами и гранитами. Среди них по структурно-текстурным особенностям и характеру взаимоотношений с вмещающими метаморфическими комплексами были выделены автохтонные и аллохтонные разновидности. Автохтонные гранитоиды формировались преимущественно на месте и связаны с вмещающими породами постепенными переходами через зоны мигматитов в последних. Аллохтонные имеют секущие интрузивные контакты с вмещающими породами, а зоны экзоконтактов в них представлены рогамиками, скарнами и несут характерные признаки внедрения магматического расплава во вмещающие толщи. Интрузии гранитов более позднего зазинского комплекса, развитые преимущественно среди гранитов главного этапа Ангаро-Витимского батолита, сложены гранитами и кварцевыми сиенитами раннего этапа, которые затем сменяются вдоль разрывных нарушений небольшими массивами биотитовых и лейкократовых гранитов.

Изучение северной части батолита, расположенной в Байкало-Патомском нагорье, выполнено Т. М. Страховой [Страхова, 1993]. По ряду признаков их также разделяли на ряд комплексов: конкудеро-мамаканский, мамско-оронский, тельмамский и др., в основе чего лежала большая площадь их распространения, вариации состава и структурно-текстурных признаков. Автором было показано, что все рассматриваемые гранитоиды были образованы в один палеозойский тектономагматический этап в результате сопряженных метаморфических, тектонических и метасоматических процессов.

Полученные в последнее время геологические и петролого-геохимические данные свидетельствуют о достаточно сложной и, по-видимому, длительной истории формирования Ангаро-Витимского батолита, источниками исходных магм для которого служили разновозрастные и гетерогенные по составу коровые протолиты и осуществлялись процессы взаимодействия палингенных коровых и базитовых мантийных магм с их частичной дифференциацией. Было показано, что возникновение батолита не связано с процессами каледонской коллизии, как считалось раньше.

Исходя из имеющихся датировок, полученных Rb—Sr и U—Pb методами, можно считать установленным позднепалеозойский возраст (340—280 млн лет) Ангаро-Витимского батолита [Геология Байкало-Патомского..., 1992], в рамках которого предположительно выделяется ранний этап его становления (340—320 млн лет) и поздний (310—280 млн лет), который по объему и разнообразию магматических пород существенно превосходил ранний. Этот крупнейший плутон образовался в позднем карбоне, что подтверждается работами А. А. Цыганкова с коллегами [Геохронологические..., 2004]. Ими установлен U—Pb возраст автохтонных гранитогнейсов Зеленогровского массива ($325 \pm 2,8$ млн лет), кварцевых сиенитов Хангинтуйского плутона ($302 \pm 3,7$ млн лет), а также прорывающих их зазинских лейкократовых гранитов ($294,4 \pm 2,3$ млн лет), монцититов Хасуртинского ($283,7 \pm 5,3$ млн лет) и Романовского ($287 \pm 2,4$ млн лет) массивов.

На раннем этапе становления батолита преимущественным развитием пользовались умеренно кислые гранитоиды, в том числе и их автохтонные фации, тогда как на более поздней стадии отмечалось большое разнообразие геохимических типов магматических пород. На заключительном этапе наряду с известково-щелочными гранитоидами формировались породы повышенной щелочности, включая как монцогранитоиды и субщелочные лейкократовые граниты, так и сопровождающие их щелочные базиты [Антипин, Макрыгина, 2008].

1.3.8. Авгититы и камптониты

Такие породы еще в середине прошлого столетия были обнаружены А. С. Ескиным на северо-западном берегу острова Большого Ушканьего, вблизи полуострова Святой Нос, в средней части Байкала [Ескин, 1958]. Позднее этот же исследователь со своими коллегами, заново изучив ранее обследованные обнажения, пишет: «Макроскопически среди этих магматических образо-

ваний выделяются три разновидности: 1) темно-серые до черных массивные, 2) зеленовато-серые плотные, иногда миндалекаменные, 3) лиловато-бурые миндалекаменные» [Ескин и др., 1978, с. 926]. Далее эти авторы отмечают, что «... на северо-западном берегу о. Большой Ушканый обнаружено два жерла древнего вулкана, дайка и остатки лавового потока» [Ескин и др., 1978, с. 929].

По данным этих исследователей, такие породы состоят из авгита, оливина, биотита, рудного минерала, а также значительного количества (до 30—40 %) бурого стекла. Химизм авгититов отвечает ультраосновным породам нормального ряда, однако в них калий чаще всего преобладает над натрием, при относительно высоком содержании глинозема (12—15 %). В породах также содержится много железа (в среднем 12 % FeO и Fe₂O₃), при относительно низком оксиде магния (8—10 %).

Несколько позднее Г. П. Багдасарьяном с соавторами [Багдасарьян, Поляков, Рощина, 1983] был определен калий-аргоновым методом и возраст этих пород — 144 млн лет, что отвечает среднему мезозою. Есть основания полагать, что формирование этих пород скорее всего знаменует предрифтовый период или начало образования Байкальского рифта.

Недавно, в зимний период 2007 г., группа российских исследователей в скальных береговых обнажениях Приольхонья (Западное Прибайкалье) обнаружила близкие по химическому составу к описанным выше авгититам дайки камптонитов. Эти дайки секут «...все магматические образования: габброиды озерского комплекса и более поздние по отношению к ним долериты, граниты и пегматиты. Таким образом, камптониты являются самыми молодыми магматическими образованиями в Приольхонье» [Камптониты..., 2007, с. 52]. Не исключено, что указанные выше дайки камптонитов, имеющие близкий химический состав с авгититами Ушканьих островов, имеют и близкие с ним условия образования. Возможно, появление авгититов и камптонитов связано с одним из этапов формирования Байкальской впадины.

1.3.9. Базальты

На основе анализа палеогеоморфологических условий накопления лав вдоль рифтовой долины, палинологических спектров из осадочных линз и K—Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования базальтов установлено неоднократное возобновление вулканической деятельности, начиная с рубежа мезозоя и кайнозоя, кончая плейстоценом [Логачев, 1974; Тектоника..., 1973; Рассказов, 1993; Кайнозойский..., 2000, 2010] (рис. 1.16).

Базальты долеритового сложения переходных слоев мела—палеоцена, вскрытые бурением в основании осадочно-вулканогенного разреза на Ахаликском угольном месторождении (Еловский отрог), претерпели глубокое хемогенное преобразование и частично превращены в бурую бесструктурную массу, составляющую кору выветривания аллитного типа [Волколаков, Хлыстов, 1967]. Сравнительно неизменный вулканический покров оливин-толеитового состава, расположенный в верховьях р. Ахалик на выровненном водоразделе Еловского отрога, охарактеризован позднеэоценовой K—Ar датировкой $35,6 \pm 0,5$ млн лет.

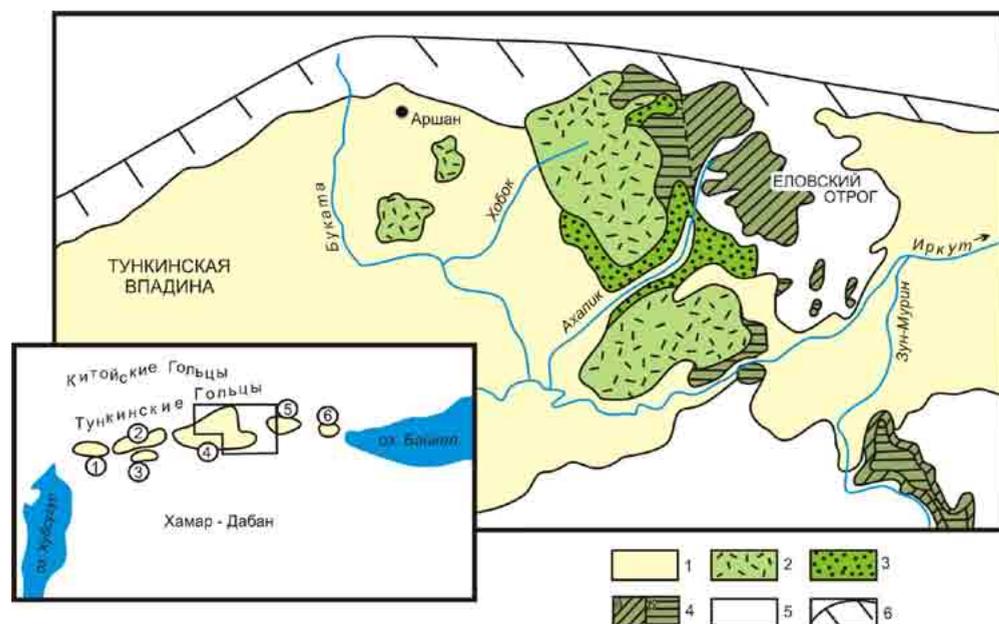


Рис. 1.16. Распределение разновозрастных базальтов в Тункинской впадине и на Еловском отроге:

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные базальты; 3 – неогеновые осадочные отложения; 4 – миоценовые базальты: нижняя (а) и верхняя (б) толщи; 5 – породы кристаллического фундамента; 6 – сбросо-сдвиговой уступ Тункинских гольцов (штрихи указывают направление движения крыльев разлома). Цифрами в кружках на врезке обозначены суходольные впадины: 1 – Мондинская, 2 – Хойтогольская, 3 – Туранская, 4 – Тункинская, 5 – Торская, 6 – Быстринская

Fig. 1.16. Basalts in the Tunka basin and Elovsky spur:

1 – Quaternary sediments; 2 – Pliocene-Quaternary basalts; 3 – Neogene sediments; 4 – Miocene basalts: the lower (a) and upper (b) strata; 5 – basement; 6 – normal-strike-slip ledge of the Tunka range (hatchures indicate a direction of motion). In insert, numbers in circles show land basins: 1 – Mondy, 2 – Khoitogol, 3 – Turan, 4 – Tunka, 5 – Tory, 6 – Bystraya

Позднекайнозойское развитие вулканической деятельности в Тункинской долине разделяется на 3 этапа: раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. При изучении разрезов установлена смена состава базальтов от менее щелочного к более щелочному на каждом из этих этапов.

Лавовая толща раннего миоцена изучена в южной части хр. Камар. Здесь, в верховьях р. Подкамарная (район метеостанции Хамар-Дабан), в отвесном обрыве насчитывается 15 отдельных потоков (рис. 1.17). Нижнюю и среднюю части разреза составляют лавы оливиновых толеитов, переслаивающиеся с валунными галечниками. Мощность отдельных потоков от 1 до 30 м. В средней части последовательности находятся линзы грубообломочных отложений мощностью до 30 м, сложенные слабо окатанными валунами. Раз-

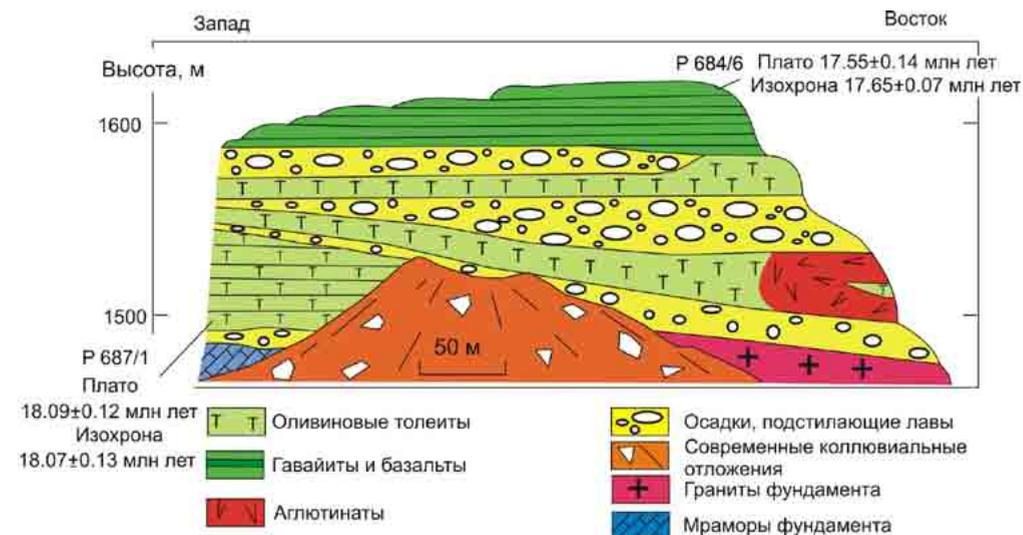


Рис. 1.17. Обнажение осадочно-вулканогенной толщи хр. Камар в районе метеостанции Хамар-Дабан

Fig. 1.17. The outcrop of a volcanogenic-sedimentary stratum near the Kamar-Daban weather forecast station

рез венчается пачкой маломощных (1–3 м) потоков базанитов и гавайитов. Сходная последовательность оливиновых толеитов и перекрывающих их базанитов и гавайитов установлена и несколько севернее охарактеризованного разреза метеостанции, ближе к центральной части хр. Камар. С верхней пачкой сопоставляется по составу крупный базальтовый некк, обнаженный в восточном склоне центральной части хребта. Породы некка насыщены глубинными включениями. Еще один базальтовый некк, но уже без глубинных включений, обнажен западнее пос. Култук, на Чертовой горе. Этот некк сопоставляется по составу с оливин-толеитовыми лавами нижней части разреза метеостанции. Датирование лав разреза методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ показало возраст плато оливин-толеитовой части толщи $18,09 \pm 0,12$ млн лет и гавайит-базанитовой – $17,55 \pm 0,17$ млн лет [Late Cenozoic..., 2003].

Базальты среднего-позднего миоцена отделены от раннемиоценовых фазой поднятия и эрозионного расчленения хр. Хамар-Дабан. На хр. Камар глубина вреза в подошву нижнемиоценовых лав составила около 200 м. В северной части этого хребта эрозионная поверхность была перекрыта лавами оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов, выше которых следовала пачка гавайитов с прослоями оливиновых толеитов. Для лав верхней пачки получена К–Аг датировка $11,7 \pm 0,3$ млн лет (рис. 1.18).

Подобным образом на рубеже раннего и среднего миоцена расчленению подвергался Еловский отрог и сопредельная территория хр. Хамар-Дабан. Глубина эрозионного вреза относительно «вершинной» поверхности отрога, перекрытой верхнеэоценовым покровом, составила не менее 100 м, по-

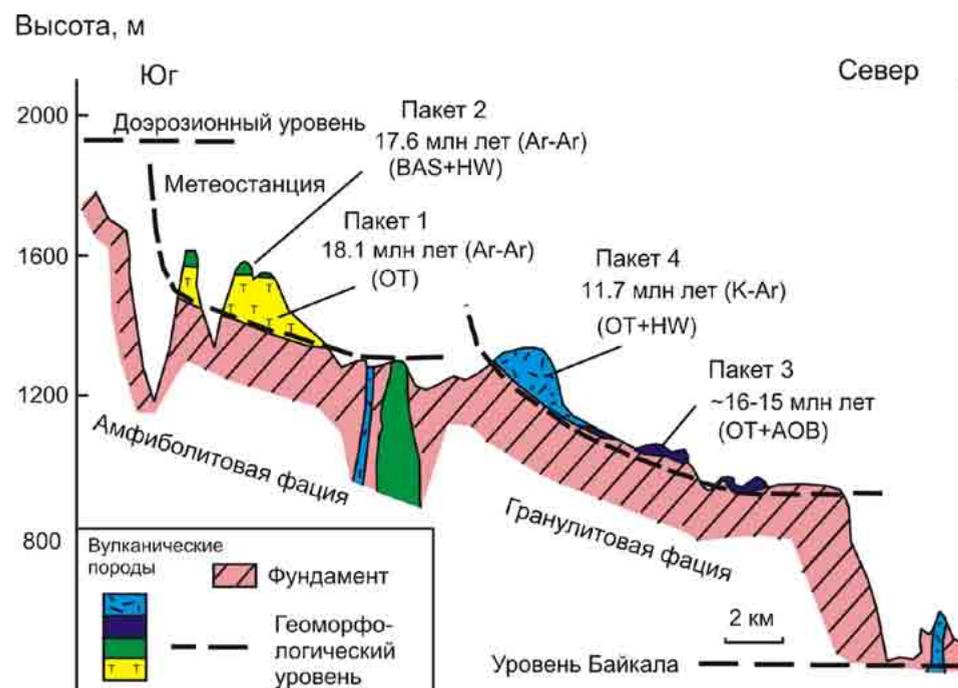


Рис. 1.18. Четыре базальтовых пакета и их положение в рельефе на хребте Камар: BAS – базаниты, HW – гавайиты, OT – оливиновые толеиты, AOB – щелочные оливиновые базальты

Fig. 1.18. Four basalt packages and their position in a relief on the Khamar Ridge: BAS – basanites, HW – hawaiites, OT – olivine tholeiites, AOB – alkali olivine basalts

сле чего палеодолина оказалась заполненной лавами оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов, подобных по составу послеерозионным лавам северной части хр. Камар. Видимая мощность «долинных» базальтовых накоплений – 70 м. Современная долина р. Ахалик вскрыла вулканическую толщу в месте ее причленения к крутому (30–45°) борту древней долины. Базальты из основания «долинной» лавовой пачки показали возраст $15,0 \pm 0,6$ млн лет. Близкая датировка $15,6 \pm 0,4$ млн лет получена для самого нижнего из четырех базальтовых слоев вулканического останца левого борта р. Иркут в 4 км ниже по течению от пос. Еловка. Здесь базальтовые потоки также лежат непосредственно на породах фундамента. Их ложе поднято на 70 м выше современного тальвега р. Иркут. Последовательность потоков снизу вверх: щелочной оливиновый базальт, гавайит, два потока оливиновых толеитов.

Лавы возрастом 15,0–15,6 млн лет Еловского отрога идентичны по составу лавам нижней части разреза вулканической толщи долины р. Зун-Мурин в районе «Козьей Шейки» и составляют вместе с ними единую послеерозионную генерацию. Глубина погребенной под базальтами среднемиоценовой палеодолины относительно «вершинной» поверхности превышает здесь 500 м.

Общий анализ разрезов Тункинской впадины и ее окрестностей показывает, что лавовые пачки возрастом 15–16 млн лет представлены оливиновыми толеитами с прослоями щелочных оливиновых базальтов и гавайитов, а в более молодых пачках миоценовых лав распространены главным образом щелочные оливиновые базальты, гавайиты и базаниты. Различаются пачки, сложенные гавайитами и щелочными оливиновыми базальтами с прослоями базанитов, содержащими глубинные включения мантийных ксенолитов и мегакристаллов, и пачки гавайитов, щелочных оливиновых базальтов, оливиновых толеитов без таких включений. Лавы, лишенные глубинного материала, находятся на 70–80-метровой цокольной террасе по обоим бортам долины Иркуты выше по течению от деревни Еловка и в центральной части Еловского отрога. Возраст гавайитов левого борта Иркуты $13,0 \pm 0,4$ млн лет.

Мантийные включения содержатся в базанитах «Козьей Шейки», гавайитах нижней и верхней частей лавовой последовательности левого борта долины р. Хобок в его нижнем течении. В правом борту этой же долины обнажены фрагменты магмовыводящего канала с агглютинатами и шлаками. Базальтовые потоки наклонены от него к Тункинской впадине под углом 5–7°.

Разрез правого борта долины р. Хобок показателен для иллюстрации соотношений лав второй половины среднего миоцена (12–14 млн лет), верхнего миоцена (11–8 млн лет) и плиоцена–плейстоцена (<5,0–1,2 млн лет). В 30-метровом уступе над урезом реки обнажаются переслаивающиеся потоки измененных выветриванием оливиновых толеитов и гавайитов второй половины среднего миоцена. Выше уступа склон залесен и выположен. На этом уровне в разрезе находится мощный (десять метров) горизонт обломочных отложений, отделяющий верхнемиоценовые базальты от среднемиоценовых. Верхнемиоценовая лавовая генерация представлена гавайитами и базанитами и перекрыта слоями гавайитов и базанитов плиоцен–плейстоценового возраста. Для вышележащих базанитов и гавайитов с глубинными включениями получен интервал К–Аг датировок 10,1–8,4 млн лет.

В гольцовой части Тункинского хребта распространены дайки оливин-толеитового, гавайитового и базанитового состава с К–Аг датировками в интервале 14–10 млн лет [Ружич, Шерман, Тарасевич, 1972].

Излияния базальтовых лав позднего миоцена способствовали планиции рельефа хр. Хамар-Дабан и Тункинской долины, но к началу плиоцен–четвертичных извержений рельеф оказался вновь существенно расчлененным глубинной эрозией. Плиоцен–четвертичные базальты отделены от миоценовых в осадочном наполнении Тункинской впадины 450-метровой толщей грубообломочных отложений, не содержащих базальтовых прослоев. Толщина расположенных выше по разрезу плиоценовых отложений, переслаивающихся с базальтами, составляет около 300 м. Затем формировалась 200-метровая грубообломочная толща (коррелирующаяся с ановской свитой), которую венчают шлаковые конусы и гавайитовые лавы, покрывающие заболоченное днище северо-восточной части впадины. Вулканические породы охарактеризованы К–Аг датировками около 1,6 млн лет.

В северной части Еловского отрога плиоцен-плейстоценовые лавы образовали тонкий покров, нарастив вверх миоценовую вулканогенно-осадочную толщу. Верхнеплиоцен-четвертичные лавы отделены от миоценовых линзой галечников. Непосредственно выше осадков находится поток пепельно-серых массивных гавайитов с габброидными включениями, а выше него — поток черных пористых базанитов. Поток гавайитов сопоставляется по составу с обнаженными выше по рельефу породами некка и прижерловыми пирокластическими отложениями.

В северной части Еловского отрога, в верховьях р. Хобок, находится обнажение 200-метровой верхнеплиоценовой грубообломочной аносоской свиты [Логачев, 1956]. Калий–аргоновое датирование двух базанитовых потоков, перекрывающих эти отложения, показали значения возраста $2,4 \pm 0,4$ и $1,7 \pm 0,3$ млн лет. Нижний пепельно-серый поток с габброидными включениями сопоставляется с таким же потоком, перекрывающим линзу галечников в нижнем течении р. Хобок. В южной части Еловского отрога, на водоразделе Ахалика и Иркута, карьером вскрыта жерловая фация вулканического аппарата. В черных массивных стекловатых гавайитах и шлаках содержатся ксенолиты пегматоидных плагиогранитов, зеленых скарноподобных клинопироксенитов и мегакристаллы андезина. Последние два типа включений распространены в плиоцен–плейстоценовых лавах, покрывающих западный склон отрога. Для лав этой территории получен интервал K–Ar датировок 2,4–0,8 млн лет.

1.4. ТЕКТОНИКА ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

Имеющиеся к настоящему времени сведения о геологии Байкала указывают на то, что в его строении участвуют разновозрастные образования, охватывающие широкий временной диапазон от архея до современности, т. е. его каменная летопись составляет не менее 3,5 млрд лет. Особенности тектонического развития региона предопределили некоторую асимметрию в строении Байкала: к западному борту его тяготеют образования от архея до современности, а к восточному — преимущественно фанерозойские. Это вызвано тем, что западная часть относится к структурам Сибирского кратона, а восточная представляет собой коллаж разновозрастных террейнов, входящих в фанерозойскую Саяно-Байкальскую складчатую область. Зона сопряжения этих геотектонических элементов выделяется как структурный шов, фрагменты которого предопределили место заложение Байкальской впадины.

1.4.1. Структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона

Архейские комплексы (3,5–2,5 млрд лет) обнажаются в пределах Шарыжалгайского выступа. Они представлены породами метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Среди них наибольшим распространением пользуются гиперстен-плагиоклазовые,

биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые гнейсы с пластами амфиболовых и биотит-силлиманитовых сланцев с линзами мраморов и кварцитов. Внутренняя структура Шарыжалгайского выступа сложна, поскольку была сформирована в результате неоднократных этапов тектогенеза, проявившихся в течение длительного периода развития. Главный структурный мотив выступа характеризуется анти- и синформами разного масштаба, которые возникли в результате наложения разноплановых складчатых форм на изоклинальные складки ранних этапов. Подобные деформационные преобразования сопровождалось формированием зон рассланцевания и будинаж-структур (рис. 1.19). Все разнообразие структурных форм можно наблюдать в прекрасных скальных обнажениях вдоль Кругобайкальской железной до-

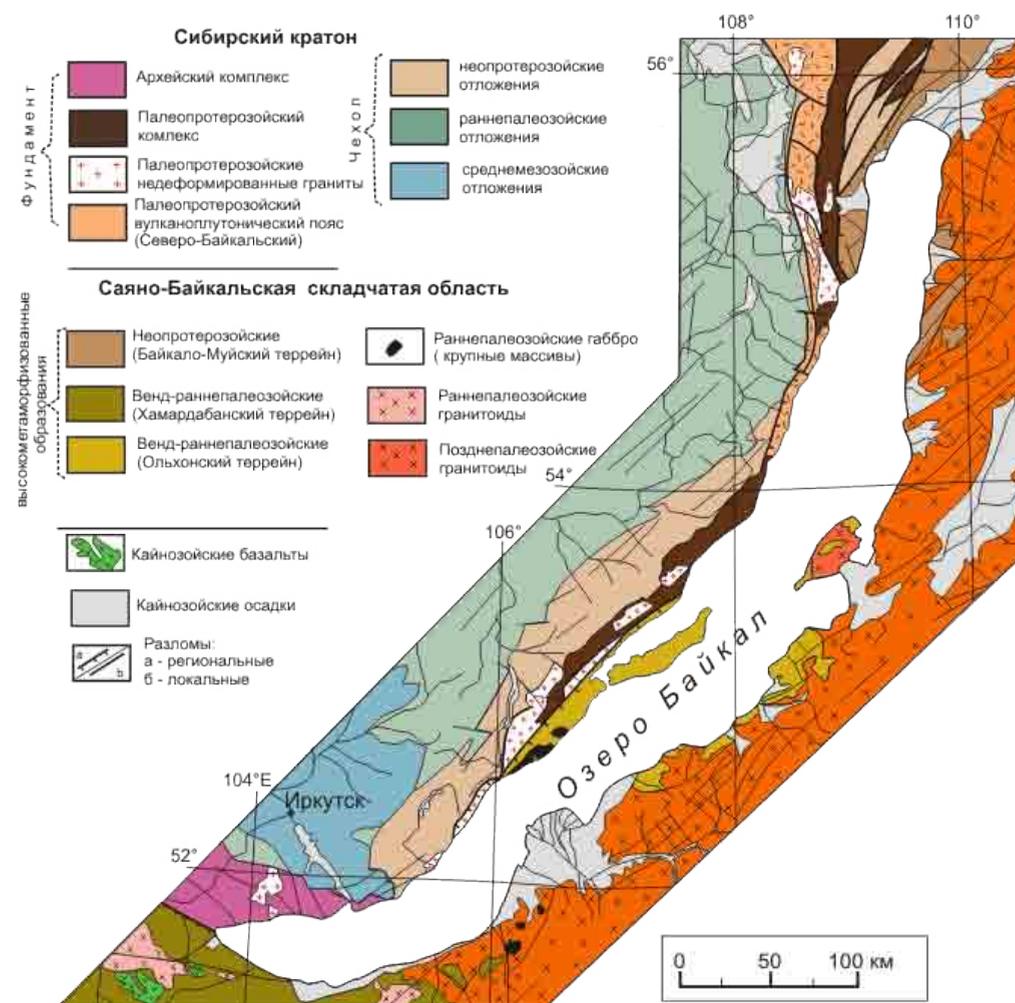


Рис. 1.19. Схема тектоники побережья оз. Байкал

Fig. 1.19. Baikal coast tectonics

роги. Ввиду сложности структуры и высокотемпературных преобразований исходных пород, стратиграфическую последовательность в пределах выступа восстановить не представляется возможным. В связи с этим приходится оперировать понятием террейн, для которого намечаются лишь только фрагменты тектоно-стратиграфических разрезов. Структура Шарыжалгайского выступа состоит из Иркутного и Окинского террейнов и объединяющих их Урикско-Китойская коллизионной зоны.

В структуре Иркутного гранулит-гнейсового террейна установлены гиперстеновые плагиогнейсы с возрастом 3,4 млрд лет. Они включены в метаморфические образования, по составу соответствующие биотитовым гнейсам часто содержащими ортопироксен. Формирование этих пород, судя по петрогеохимическим реконструкциям, могло происходить в островодужных условиях. Модельный возраст их $T(DM) = 2,9-3,0$ млрд лет. Сочетание таких разновозрастных образований в контурах террейна могут указывать на аккреционные процессы при формировании коры.

Иркутный террейн с запада ограничен Урикско-Китойская коллизионной зоной субмеридионального простирания. Среди составляющих ее блоков отмечаются раннеархейские гранулиты с возрастом 3,3–3,4 млрд лет. В пределах коллизионной зоны и в Иркутном террейне распространены натрий-калиевые гранитоиды китойского комплекса, несущие признаки коллизионных гранитов с возрастом $2\ 534,6 \pm 7$ млн лет. Они сшивают разновозрастные террейны и коллизионную зону. Проявление их по времени совпадает с глобальными событиями в истории Земли, приведшие к формированию суперконтинента Пангеи.

На архейскую структуру выступа наложены палеопротерозойские тектоно-метаморфические процессы, что отражено в структурно-метаморфических преобразованиях пород, изотопных датировках и становлении постколлизионных гранитоидов с возрастом 1 861 млн лет. В последующем в консолидированную кору Шарыжалгайского выступа внедрялись дайки базитов с возрастными 758 ± 4 млн лет и 275 ± 4 млн лет. Первые отражают распад суперконтинента Родиния, а вторые – события, связанные с развитием активной континентальной окраины в позднем палеозое.

1.4.1.1. Палеопротерозойские комплексы

Палеопротерозойские комплексы вскрываются узкой полосой на северо-западном побережье Байкала. Нижний структурный ярус сложен образованиями сарминской серии, сложенной метаморфизованными алевролитами и песчаниками с прослоями кислых и основных туфов, а также кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами. Среди этих образований отмечается полойные тела метадиабазов и реже метариодацитов. Цирконы из метариодацитов по возрасту варьируют от 1,9 до 2,3 млрд лет. Эти данные указывают на то, что возраст сарминской серии не моложе этих образований. Сарминская серия зонально метаморфизована от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Однако на мысе Калтыгей отмечаются гранулиты с возрастом 1,88 млрд лет. Складчатая структура сарминской серии характеризуется ли-

нейными асимметричными складками с вергентностью осевых поверхностей на северо-запад. Отмечаются признаки наложенной поперечной складчатости. Породы сарминской серии прорваны синметаморфическими гранитоидами кочериковского комплекса с возрастом $1\ 910 \pm 30$ млн лет (U–Pb метод).

Вся последовательность событий в палеопротерозойский этап завершилась формированием коллизионного орогена. Эти события являются отражением глобальных процессов, приведших к возникновению Сибирского кратона [Эволюция ..., 2006]. Последний в свою очередь был интегрирован в суперконтинент Пангея–I.

Верхний структурный ярус объединяет осадочно-вулканогенные образования акитканской серии и комагматичные вулканитам серии ирельский интрузивный комплекс. В целом они составляют Прибайкальский вулканоплутонический пояс, для которого свойственно преобладание кислых вулканитов при подчиненной роли пород среднего и основного состава, сочетание эффузивно-силовых и интрузивных фаций, наличие континентальных терригенных образований и нескладчатый тип строения. Кровля яруса ограничивается базальными слоями байкальской серии верхнего рифея, залегающими с угловым несогласием. Современными исследованиями установлено, что формирование пояса происходило в постколлизионных условиях в короткий промежуток времени, варьирующий с учетом погрешности от 30 до 50 млн лет. Возраст пород пояса, определенный U–Pb методом по циркону, попадает в интервал от 1,82 до 1,87 млрд лет.

По времени формирования, пространственному положению и петрохимическим особенностям в Прибайкальский вулканоплутонический пояс включаются гранитоиды приморского комплекса. Они прослеживаются от пос. Листвянка до урочища Кочерики и интродуцируют метаморфические образования сарминской серии. Гранитоиды представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми разновидностями и по текстурно-петрохимическим особенностям соответствуют гранитам рапакиви с крупными овоидными выделениями полевого шпата. Их возраст оценивается в $1\ 859 \pm 16$ млн лет.

1.4.1.2. Неопротерозойские и раннепалеозойские комплексы

В Западном Прибайкалье неопротерозойские образования представлены осадочной серией пород и частично комплексом даек основного состава. Проявления базитов отмечается в поле распространения палеопротерозойских образований в Байкальском и Акитканском хребтах, а также на побережье Байкала (урочище Кочерики). Возраст их определяется значениями 740–790 млн лет [Гладкочуб и др., 2007]. Они перекрываются позднерифейскими образованиями байкальской серии, осадки которой формировались в обстановке шельфа. Взгляды на возраст базальных слоев байкальской серии дискуссионны и разброс их варьируют от среднего рифея до позднего венда. Единичные находки диамиктитов в низах байкальской серии указывают на проявление гляциальных процессов, проявившихся в это время на южной окраине Сибирского кратона. Они могут быть парализованы со стертовским оледенением севера Восточно-Европейской платформы.

Стратиграфически выше располагаются осадочные образования мотской серии венда. Молласоидный тип отложений низов этой серии указывает на обстановки орогенного типа и на снос материала с южных островных поднятий, что увязывается с коллизионными событиями в начале венда. Вторая половина венда характеризуется карбонатно-терригенным осадконакоплением. Быстрое заполнение и нивелирование рельефа привело к режиму относительно мелководного бассейна, занявшего площадь Сибирского кратона и прилегающих территорий в раннем кембрии.

Раннепалеозойские отложения в Прибайкальской части выполняют Ангаро-Ленский прогиб, где их мощность достигает 3 км. Для нижнего кембрия свойственно накопление известняков, доломитов, мергелей и эвапоритов. На них со стратиграфическим несогласием, залегают карбонатно-терригенные, часто красноцветные, образования, охватывающие стратиграфический интервал от среднего кембрия по ордовик включительно.

Образования байкальской серии и вышележащие осадочные комплексы вовлечены в сложные неравномерно проявленные деформации, характеризующиеся развитием складчато-надвиговых структур с ярко выраженной северо-западной вергентностью. Такой парагенез структур можно наблюдать по долинам рек Голоустной и Куртун. При этом здесь хорошо видно, что интенсивность складчатости убывает на северо-запад по мере удаления от контура Байкала. Эти деформации связаны с кледонскими орогеническими событиями.

В отложениях байкальской серии установлено 25 форм строматолитов, 40 микрофилитов и 78 видов микрофосилий.

Сумма данных по неопротерозойским образованиям позволяет полагать, что появление даек основного состава отражает время распада суперконтинента Родиния и формирования на юге Сибирского кратона бассейна седиментации с чертами свойственными пассивной континентальной окраины. В последующем этот бассейн был преобразован в форландовый, а затем в раннем венде – в предгорный в связи с аккреционно-коллизионными событиями, проявившимися вдоль южной окраины Сибирского кратона. Раннепалеозойская история неопротерозойских образований связана с кледонским этапом развития Палеоазиатского океана.

1.4.2. Структурно-вещественные комплексы Саяно-Байкальской складчатой области

1.4.2.1. Неопротерозойские комплексы

В северной части Прибайкалья к неопротерозою относятся образования нерундуканской толщи, возраст амфиболитов которой 1,05 млрд лет. Ранее нюрндуканскую толщу относили к палеопротерозойским образованиям. Она сложена амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллосланцами и гнейсами с будинами серпентинитов и редкими линзами мраморов. Метаморфизм пород варьирует от эпидот-амфиболитовой до

гранулитовой фации и определяется возрастными рамками от 577 ± 50 до 617 ± 5 млн лет. Деформации в пределах толщи характеризуются сложными покровно-складчато-сдвиговыми парагенезис. По геохимическим особенностям породы основного состава толщи соответствуют базальтам островных дуг. Возраст прорывающих их габброидов синколлизионного типа варьирует от 618 до 627 млн лет. Метаморфические образования и синколлизионные габброиды района со структурным несогласием перекрыты неметаморфизованными венд-кембрийскими отложениями, что указывает на предвендскую фазу сжатия, которой подверглась островодужная ассоциация. Согласно геодинамическим построениям рассмотренный район является составной частью Байкало-Муйского островодужного террейна, который был аккрецирован к Сибирскому кратону в конце неопротерозоя.

1.4.2.2. Венд-раннепалеозойские комплексы

Синтез геохронологических данных по метаморфическим и магматическим образованиям Слюдянского и Ольхонского районов, ранее относившихся к раннему докембрию, показал, что они укладываются в венд-ордовикский интервал. Возникновение этих образований трактуется как результат взаимодействия Сибирской континентальной плиты и многочисленных террейнов, причлененных к плите в процессе раннепалеозойской коллизии. В пределах Байкала располагаются Ольхонский и Хамардабанский террейны.

Ольхонский террейн объединяет три тектонические пластины, сложенные метаморфическими комплексами, состоящими из различных гнейсов, кристаллических сланцев основного состава и амфиболитов, мраморов, силикатно-карбонатных пород с включениями кварцитов. Для пород террейна характерно резкое изменение метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации, при этом гранулитовая фация располагается в непосредственной близости к коллизионному шву. Возраст метаморфизма варьирует в пределах 480–500 млн лет. Породы центральной пластины по петрохимическим признакам близки грауваккам задуговых бассейнов, а северной и южной – образованиям зрелых островных дуг. Они прорваны субщелочными габброидами с возрастом 530 ± 23 млн лет, а также синметаморфическими гранитогнейсами и гранитами с возрастом 460–475 млн лет. Возраст сиенитов и нефелиновых сиенитов Тажеранского массива, считавшегося ранее позднепалеозойским, датируется значениями 473 млн лет. Метаморфиты сложно деформированы и образуют покровные, купольные и сдвиговые структурные парагенезы. Формирование их связано с двумя аккреционно-коллизионными эпизодами, проявившимися в раннем палеозое [Розен, Федоровский, 2001]. Сначала произошло столкновение типа дуга – террейн (покровный и купольный парагенезы), затем – косая коллизия типа террейн – континент (сдвиговый парагенезис). Наблюдаемый в современном срезе структурный каркас территории составляют многочисленные субвертикальные сдвиговые пластины, которые в значительной степени затушевывают структурные парагенезы ранних этапов развития. Протяженность

сдвиговых пластин достигает 50 км при незначительной ширине в плане (от 0,5 до 1,0 км). Сдвиговые пластины вовлечены в пликативные дислокации и участвуют в строении Z- и S-образных сигмоид. Складчатые деформации последнего эпизода хорошо просматриваются в береговых обнажениях Приольхонья между бухтами Орс и Змеиная, где они представлены крупными складками с крутыми погружениями шарниров.

Метаморфические комплексы, распространенные на восточном берегу Байкала, по всем признакам близки к образованиям Ольхонского террейна.

Хамардабанский террейн, включающий образования слюдянской, хангарульской и хамардабанской серий, характеризуется единой метаморфической зональностью. При этом гранулитовый метаморфизм тяготеет к зоне коллизионного шва, также как и в Ольхонском террейне. Возраст метаморфизма 488–474 млн лет. Слюдянская серия, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации, характеризуется ритмичным переслаиванием мраморов и кварцитов, кристаллосланцев основного состава и разнообразных гнейсов. Судя по геохимическим чертам основных сланцев и граувакк, можно полагать, что образования серии накапливались в задуговом бассейне за счет сноса с кратона и островной дуги. Залегающая выше хангарульская серия сложена флишеидной амагматичной толщей. Химизм входящих в них метаграувакк позволяет полагать, что источником сноса была островная дуга, расположенная южнее в Джидинском террейне. Приведенные сведения указывают на то, что Хамардабанский террейн может соответствовать задуговому бассейну. Трансформация задугового бассейна и островной дуги в коллизионно-аккреционный ороген произошла в раннем ордовике, на что указывает возраст коллизионных гранитов 490–476 млн лет, который совпадает с возрастом метаморфизма пород террейна.

В целом для Хамардабанского террейна характерны линейные складчатые структуры субширотного простираения. Однако в слюдянской его части отмечаются более сложные складчатые деформации. Последние обусловлены повторным складкообразованием с возникновением перекрестной складчатости, в которой просвечивают фрагменты структур как субширотной, так и новообразованной северо-восточной ориентировки [Слюдянский ..., 1981].

1.4.2.3. Позднепалеозойские комплексы

По восточному побережью Байкала практически от устья р. Селенги до его северного замыкания распространены гранитоиды, составляющие Ангаро-Витимский батолит. Ранее эти гранитоиды в большей своей части относили к неопротерозойским. Однако к настоящему времени получены убедительные доказательства позднепалеозойского возраста гранитоидов. На побережье Байкала отмечаются выходы гранитоидов баргузинского и заинского комплексов. Баргузинский комплекс сложен гнейсовидными гранитами, массивными биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми монзонитами. Становление их произошло 340–320 млн назад (U–Pb метод). Заинский комплекс состоит из субщелочных гранитов и лейкогранитов, кварцевых сиенитов с возрастными от 310 до 280 млн лет (U–Pb метод).

Петрогеохимическое изучение разных геохимических типов гранитоидов этих комплексов позволяет полагать, что проявление магматизма может быть связано с субдукцией океанической плиты Монголо-Охотского океана под активную континентальную окраину Сибирского континента.

1.4.2.4. Мезозойские комплексы

Мезозой представлен юрской системой и имеет незначительное распространение. Он отмечается только в южной части Байкала: исток р. Ангары и приустьевая часть р. Селенги. По литолого-фациальным признакам отложения юры соответствуют озёрно-речным угленосным образованиям внутриконтинентального типа. Юрские отложения района истока р. Ангары являются частью Иркутского предгорного прогиба, имеющего асимметричное строение с более крутым юго-западным бортом. Прогиб выполнен нижне-среднеюрской терригенной толщей, залегающей несогласно на образованиях раннего палеозоя и неопротерозоя через базальные конгломераты и либо через кору выветривания. Толще присущи внутриформационные размывы, подводноползневые дислокации, фациальная пестрота и невыдержанность горизонтов. Максимальная мощность юрских отложений достигает 600 м. Породы в пределах прогиба имеют полого волнистое залегание. Южное замыкание прогиба характеризуется сочетанием двух структурных направлений: северо-восточного (байкальского) и северо-западного (саянского). Здесь же юрские конгломераты и архейско-палеопротерозойские образования по поверхности Ангарского надвига приведены в соприкосновение. Вблизи поверхности надвига конгломераты раздроблены, милонитизированы и испытывают подвороты в направлении перемещения. На удалении в слоистых породах отмечаются послонные срывы и мелкая складчатость продольного изгиба. Амплитуда перемещения по надвигу достигает 5 км.

Формирование среднемезозойских образований связано с закрытием Монголо-Охотского океана к концу триаса, что способствовало возникновению коллизионных геодинамических условий. Процессы коллизии привели к возникновению Монголо-Охотского орогена, охватившего не только примыкающие к коллизионному шву складчатые зоны, но и юг Сибирского кратона. Орогенез сопровождался формированием межгорных и предгорных впадин, выполненных континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами юрско-раннемелового времени. Разрастание орогена осуществлялось с юго-запада на северо-восток.

С раннего мела ситуация в развитии горного сооружения приобретает иную направленность. С этого момента начинают преобладать геодинамические условия растяжения, которые привели к возникновению комплексов метаморфических ядер и коэлементарных с ним впадин, выполненных раннемеловыми образованиями [Скляров и др., 1997]. Подобные впадины картируются в непосредственной близости от Байкала в приустьевой части р. Селенги. В это же время южная окраина Сибирского кратона с Иркутским предгорным прогибом вовлекается в деформационный процесс, сопровождающийся надвигообразованием (Ангарский надвиг).

1.4.2.5. Кайнозойские комплексы

Общее структурное положение Байкальской впадины определяется в первую очередь ее связью с зоной сочленения двух крупнейших неоднородностей Восточной Сибири (литосферных мезоплит), имеющих контрастные термомеханические свойства – докембрийского Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса.

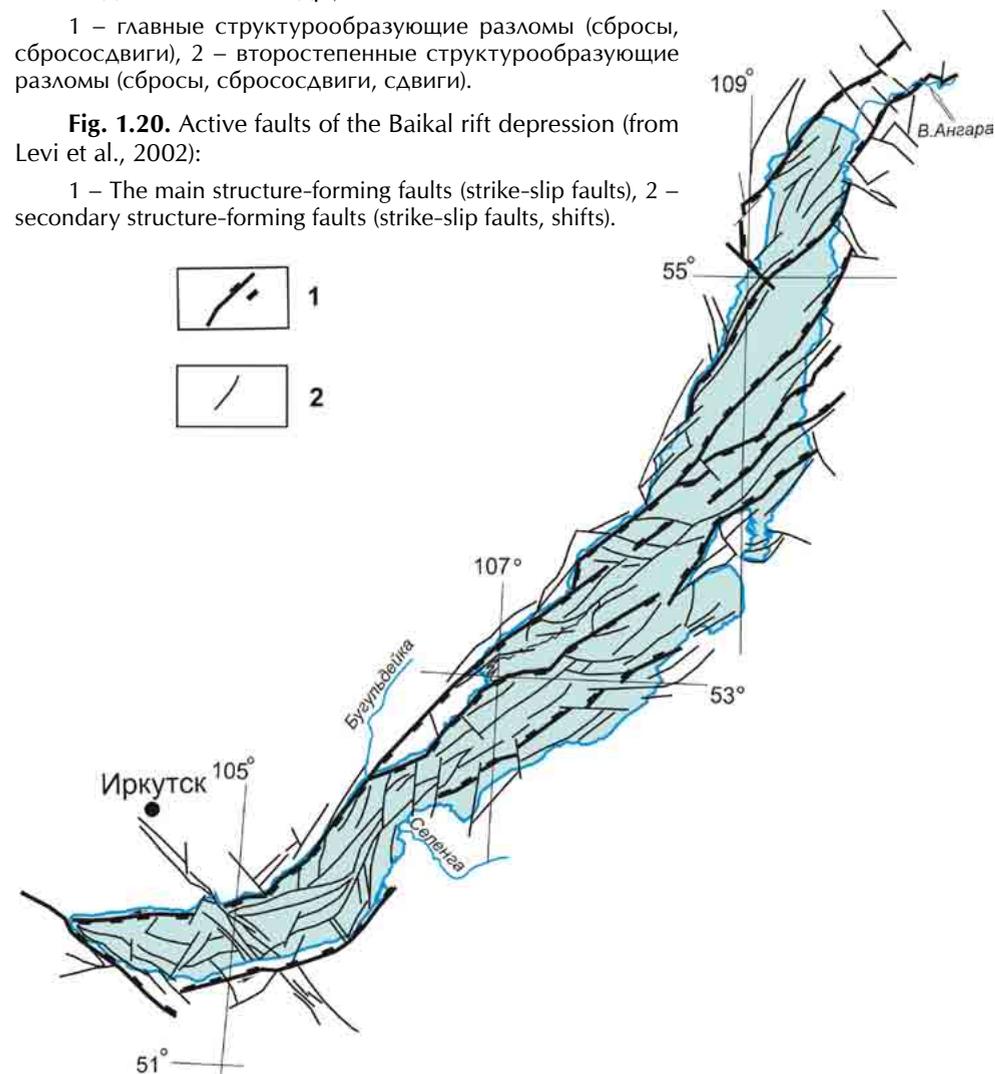
Становление и эволюция впадины к настоящему времени изучена детально и охарактеризована в большом количестве публикаций, но особенно подробно это сделано в монографии В. Д. Маца с соавторами [2001]. В разви-

Рис. 1.20. Активные разломы Байкальской рифтовой впадины (по Леви и др., 2002):

1 – главные структурообразующие разломы (сбросы, сбрососдвиги), 2 – второстепенные структурообразующие разломы (сбросы, сбрососдвиги, сдвиги).

Fig. 1.20. Active faults of the Baikal rift depression (from Levi et al., 2002):

1 – The main structure-forming faults (strike-slip faults), 2 – secondary structure-forming faults (strike-slip faults, shifts).



тии впадины выделяется две стадии: протобайкальская (35,0–3,5 млн лет) и необайкальская (3,5–0 млн лет).

Формированию кайнозойской структуры и накоплению осадков предшествовала эпоха пенепленизации с корами выветривания продолжительностью около 40 млн лет, охватывающая временной интервал конец мела – палеоген. Структура Байкальской впадины состоит из двух соизмеримых по площади впадин, разделенных диагональной перемычкой, включающей остров Ольхон – подводный Академический хребет – Ушканий архипелаг.

Становление морфоструктуры Байкальской рифтовой зоны началось с конца олигоцена, что выразилось в расчленении пенеплена и накоплении осадочных толщ мощностью до 1 200 м (танхойская и ановская свита) в Южно-Байкальской впадине. Формирование Северо-Байкальской впадины началось со среднего миоцена и сопровождалось маломощным осадконакоплением. В необайкальскую стадию продолжается углубление и разрастание впадин; возрастает расчлененность рельефа, на что указывает увеличение объема грубообломочного материала; осуществляется перестройка речных долин в Западном Прибайкалье; возникают условия для горно-долинного оледенения в северной части Байкала. Заключительный этап стадии (поздний плейстоцен – голоцен) знаменуется значительными поднятиями, предельной расчлененностью рельефа, формированием максимальных глубин Байкала. Основными структурообразующими элементами Байкальской впадины являются разрывные нарушения (рис. 1.20). Среди них особенно впечатляют, фрагменты Приморского и Главного Саянского разломов, хорошо просматриваемые на любых космических снимках.

За всю историю развития Байкальской впадины в ее пределах накопилось осадков не менее 8 км, а суммарная величина вертикальных перемещений достигла 11 км. Предполагается, что возникновение Байкальской рифтовой системы обусловлено вовлечением в кайнозойские геодинамические процессы значительных объемов материала верхней мантии, вызванное взаимным воздействием Индо-Евразийской коллизии и погружением Тихоокеанской плиты под Азиатский континент.

1.5. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Озеро Байкал занимает центральную часть Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая представляет собой крупнейшую изолированную внутриконтинентальную структуру со специфическими чертами внутреннего строения и особенностями развивающихся геодинамических процессов. Формирование современного облика рифтовых структур началось, по мнению Н. А. Логачева [Логачев, 2003], в миоцен-плиоцене в результате существенного увеличения скорости тектонических движений. Высокая их интенсивность, контрастность и дифференцированность сохраняются и в настоящее время, о чем свидетельствует активность сейсмических процессов. Многочисленные землетрясения достаточно равномерно занимают всю территорию БРЗ и проявляют явную тенденцию к группированию в линейные зоны,

вытянутые вдоль рифтовых структур (рис. 1.21). В то же время здесь четко выделяются сейсмически активные сегменты, отделенные друг от друга участками устойчивого во времени сейсмического затишья или существенно пониженной сейсмической активности.

История сейсмологических наблюдений в Восточной Сибири началась с конца XIX в. и тесно связана с развитием сети сейсмических станций. К моменту появления сильнейших землетрясений – Мондинского 1950 г. (магнитуда 7.0) и Муйского 1957 г. (магнитуда 7.6) [Новый каталог..., 1977] в регионе остро ощущался недостаток сейсмических станций, что, в конечном итоге, привело к потере ценнейшей информации об афтершоковых процессах в их очаговых областях.

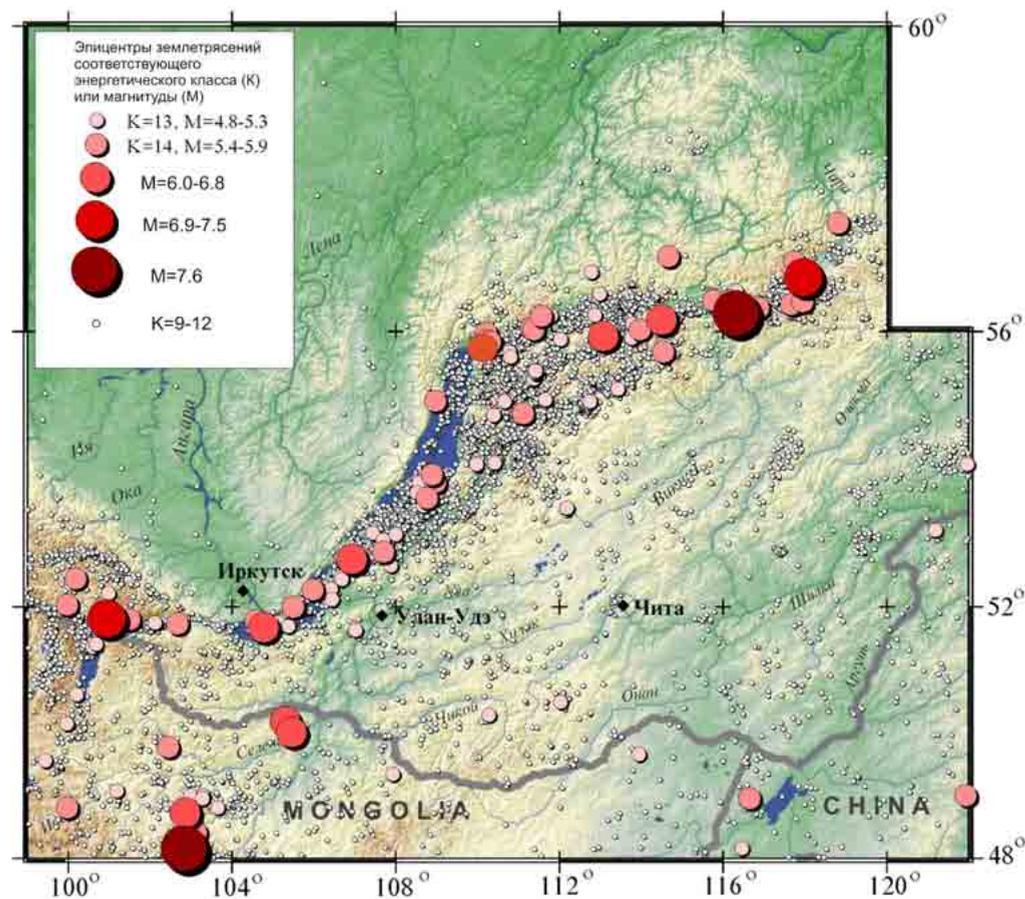


Рис. 1.21. Карта эпицентров землетрясений Прибайкалья и Забайкалья с $K > 9$ за период 1950–2003 гг. [[http:// www.seis-bykl.ru](http://www.seis-bykl.ru)]

Fig. 1.21. Map of earthquakes foci of Pre-Baikal and Trans-Baikal areas with $K > 9$ through span 1950–2003 [<http:// www.seis-bykl.ru>]

К моменту возникновения в центре оз. Байкал сильнейшего Среднебайкальского землетрясения (магнитуда 6.8) 1959 г. (рис. 1.22), для наблюдений за его многочисленными афтершоками, хоть и с опозданием на два месяца, но были открыты четыре временные станции в поселках Оймур, Заречье, Шара-Тагот и Тырган. Это был первый опыт инструментального изучения серии афтершоков в Прибайкалье и с этого момента в регионе начался новый этап в развитии сейсмологических наблюдений.

Реальная возможность оценки параметров сейсмичности в регионе появилась в начале 60-х гг. [Голенецкий, 1977]. В это время в Прибайкалье действовало около 20 станций с гальванометрической регистрацией землетрясений, позволяющих записывать около 2–3 тыс. сейсмических событий ежегодно. Практически одновременно развивались сети станций на сосед-

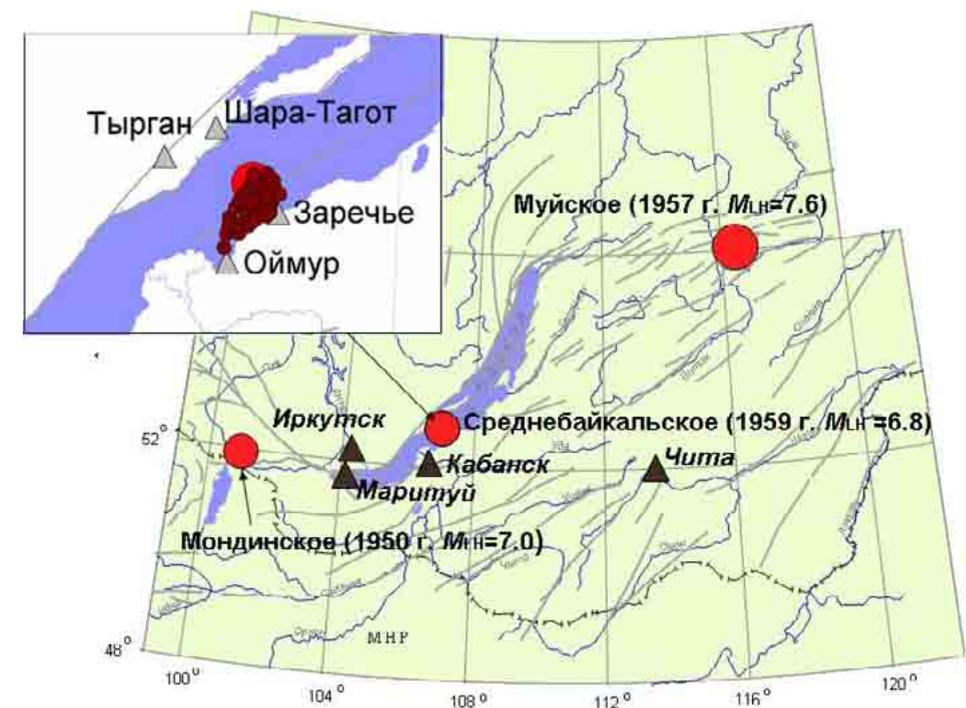


Рис. 1.22. Схема расположения постоянных и временных сейсмических станций Прибайкалья в 1950–1959 гг. и эпицентры сильных ($M \geq 6.8$) землетрясений:

Черными треугольниками обозначены стационарные сейсмические станции; красными кружками – эпицентры сильных землетрясений. На врезке показаны временные станции и эпицентры афтершоков Среднебайкальского землетрясения 1959 г.

Fig. 1.22. Location of permanent and temporary seismic stations of Pre-Baikal through 1950–1959 and foci of large ($M \geq 6.8$) earthquakes:

Black triangles designate stationary seismic stations; red circles depict foci of large earthquakes. Inset shows temporary stations and aftershock foci of Middle Baikal earthquake of 1959.

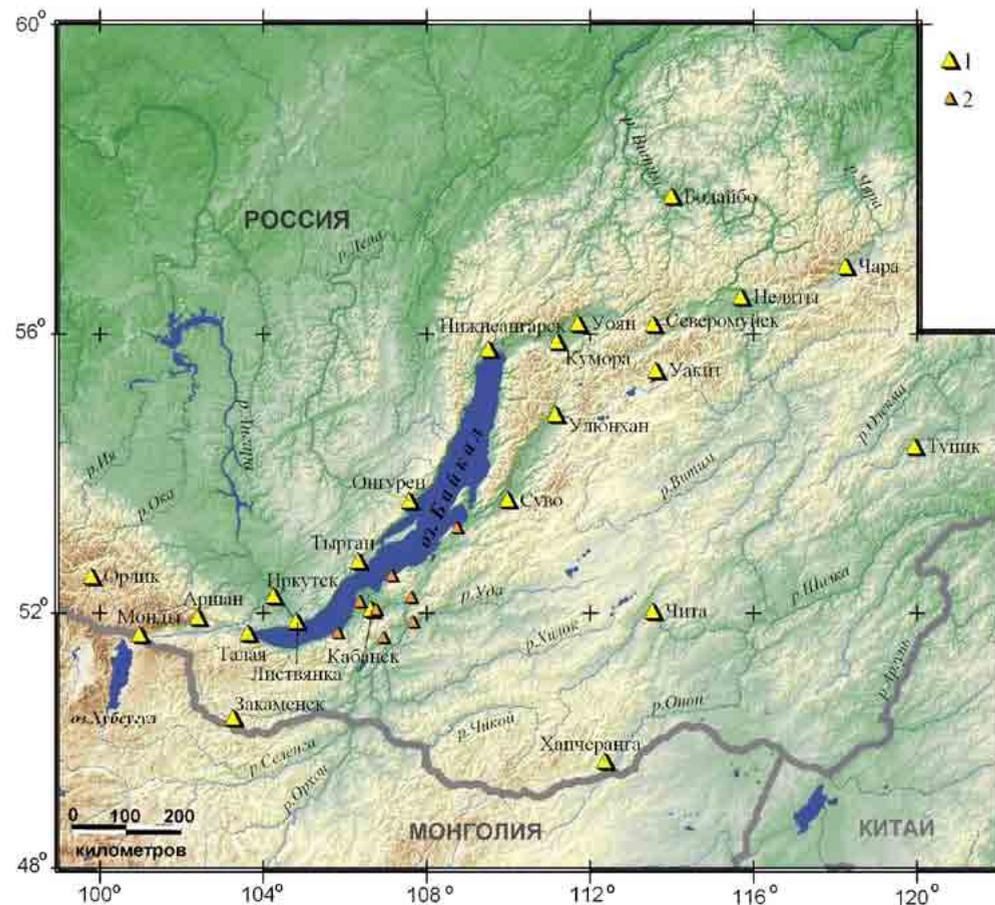


Рис. 1.23. Сейсмические станции Прибайкалья и Забайкалья на период цифровой регистрации землетрясений:

1 – региональные цифровые станции БФ ГС СО РАН; 2 – локальные цифровые станции Геологического института БНЦ СО РАН

Fig. 1.23. Seismic stations of Pre-Baikal and Trans-Baikal areas for the period of numerical earthquake recording:

1 – regional numerical stations, BD GS SB RAS; 2 – local numerical stations of the Institute of Geology, BSC SB RAS

них территориях Алтае-Саянской зоны, Якутии и Монголии, что способствовало получению доброкачественного сейсмологического материала.

К настоящему времени в Прибайкалье и Забайкалье, совместно с Бурятским геологическим институтом (г. Улан-Удэ), установлено около 30 цифровых сейсмических станций (рис. 1.23). Благодаря этому количество зарегистрированных землетрясений за последние годы увеличилось до 10 тыс./год.

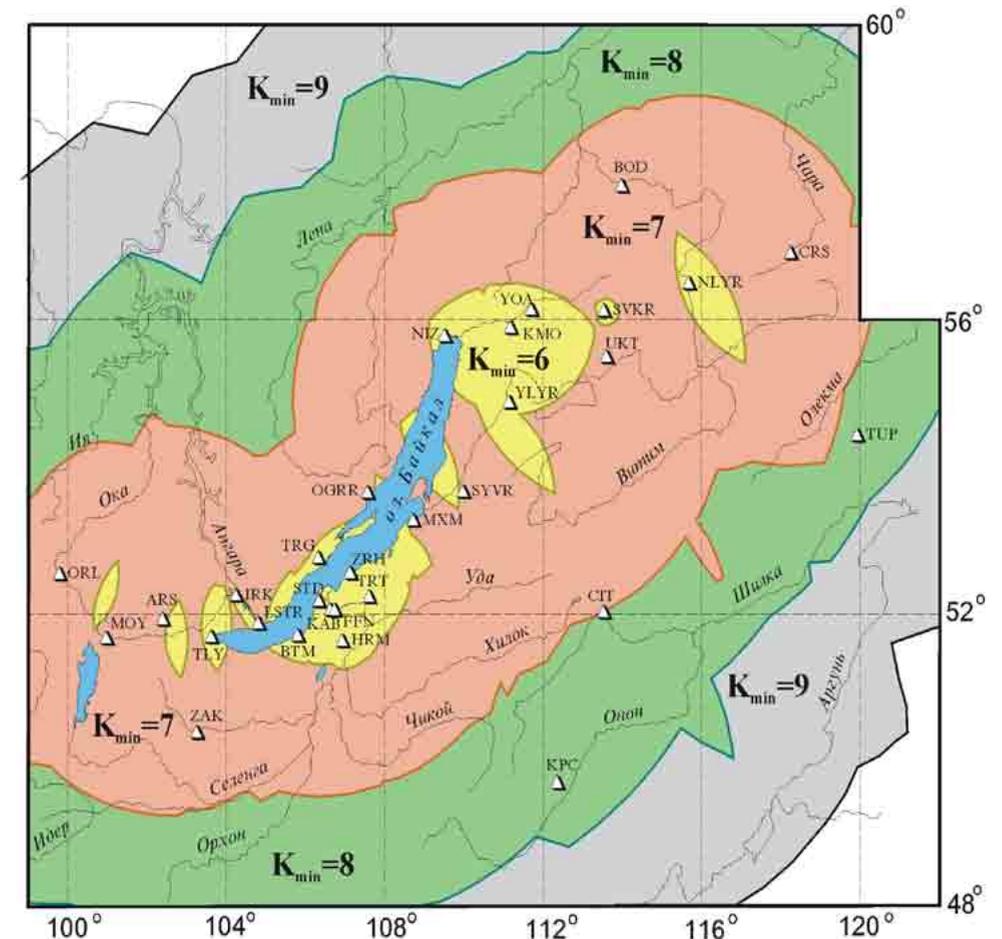


Рис. 1.24. Карты энергетической представительности землетрясений K_{min} (в изолиниях и в цвете) по состоянию сети сейсмических станций Прибайкалья на 2002–2003 гг.

Fig. 1.24. Maps of the earthquake intensity K_{min} (as isolines and in color). The data recorded through years 2002–2003

На рис. 1.24 показаны карты представительности землетрясений, которые построены на основе конкретных данных о реальной дальности их регистрации [Масальский, Чечельницкий, Гилёва, 2007].

Формы проявления сейсмичности в Прибайкалье достаточно разнообразны. Так, одиночные сильные землетрясения происходят обычно там же, где и слабые толчки, но в одних случаях они сопровождаются афтершоками, в других нет. В центральных и северо-восточных районах Байкальского рифта наблюдается большое количество роев землетрясений. Многолетние наблюдения показали, что с течением времени места наибольшей плотности эпицентров землетрясений продолжают насыщаться сейсмическими собы-

тиями в большей степени, чем окружающая территория. В целом в рифтовой зоне отмечается высокая стабильность и чрезвычайно сложная мозаичная структура эпицентрального поля [Выделение условных..., 2003].

Развитие представлений о природе сейсмичности Прибайкалья неразрывно связано с изучением глубинного распределения и возможной приуроченности землетрясений к тем или иным структурным нарушениям. Оценки глубин гипоцентров землетрясений Прибайкалья, выполненные разными авторами [Голенецкий, 1990; Radziminovitch et al., 2005; Суворов, Тубанов, 2008; и др.], показали, что основная масса сейсмических событий располагается в средней части земной коры (10–25 км), а средняя скорость продольных сейсмических волн в различных районах рифтовой зоны составляет 6,1–6,3 км/с.

Высокая сейсмическая активность Байкальской рифтовой зоны является следствием интенсивных тектонических движений, а механизмы очагов землетрясений дают представление о современном напряженно-деформированном состоянии земной коры. В практике сейсмологических исследований наибольшее распространение получило теоретическое представление очага тектонического землетрясения в виде разрыва сплошности материала Земли по некоторой (плоской) площадке под действием сдвиговых напряжений. Относительное взаимное перемещение примыкающих к берегам разрыва горных масс сопровождается излучением сейсмических волн в окружающее пространство и высвобождением некоторой части потенциальной энергии упругой деформации горных пород.

Механизм очага землетрясения определяется на основе знаков первых вступлений объемных сейсмических волн (плюс – волна сжатия, минус – волна разрежения), которые рассматриваются на поверхности фокальной сферы единичного радиуса с центром в очаге землетрясения. При изучении волновой картины упругих объемных волн чаще всего используется теоретическая силовая модель источника в виде двойного диполя (комбинация двух диполей) с моментом или без момента [Введенская, 1969]. Графически механизм очага отображают на плоскости в стереографической проекции фокальной сферы с использованием сетки Вульфа (либо Шмидта). Нодальные плоскости, отделяющие квадранты сжатия от квадрантов разрежения, являются плоскостями подвижек. Главные оси напряжений (в квадранте сжатия – ось растяжения Т, в квадранте разрежения – ось сжатия Р) расположены под углами в 45° к нодальным плоскостям.

Массовое изучение фокальных механизмов в Прибайкалье и Забайкалье началось во второй половине 60-х гг., с развитием сети сейсмических станций. Благодаря работам Л. А. Мишариной в обработку сейсмограмм был внедрен композитный (групповой) способ оценки фокальных механизмов [Мишарина, 1967], что позволило иметь информацию о механизмах очагов более чем 3 тыс. землетрясений широкого энергетического диапазона. Главные особенности современного напряженно-деформированного состояния земной коры Прибайкалья и Забайкалья хорошо известны и неоднократно обсуждались в литературе [Мишарина, 1967, 1972; Напряжения и подвижки..., 1993; Мельникова, Радзиминович, 1998]. Установлено, что для рассматриваемой

территории наиболее устойчива ориентация осей растягивающих напряжений. В подавляющем большинстве случаев эти оси субгоризонтальны или наклонны и ориентированы в северо-западном направлении (рис. 1.25). Оси сжимающих напряжений чаще всего субвертикальны или наклонны и направлены на северо-восток. Сочетание близгоризонтальных растягивающих и близвертикальных сжимающих напряжений отражает «рифтовый» тип напряженно-деформированного состояния среды, который господствует в центральном сегменте БРЗ. На флангах рифта, в сопредельных районах Якутии и Монголии, исчезает доминирующее значение растяжения. Здесь в очагах большинства сейсмических толчков наблюдаются различные комбинации наклонных, субгоризонтальных или субвертикальных осей напряжений сжатия и растяжения, что выражается в многообразии типов подвижек [Напряжения и подвижки..., 1993].

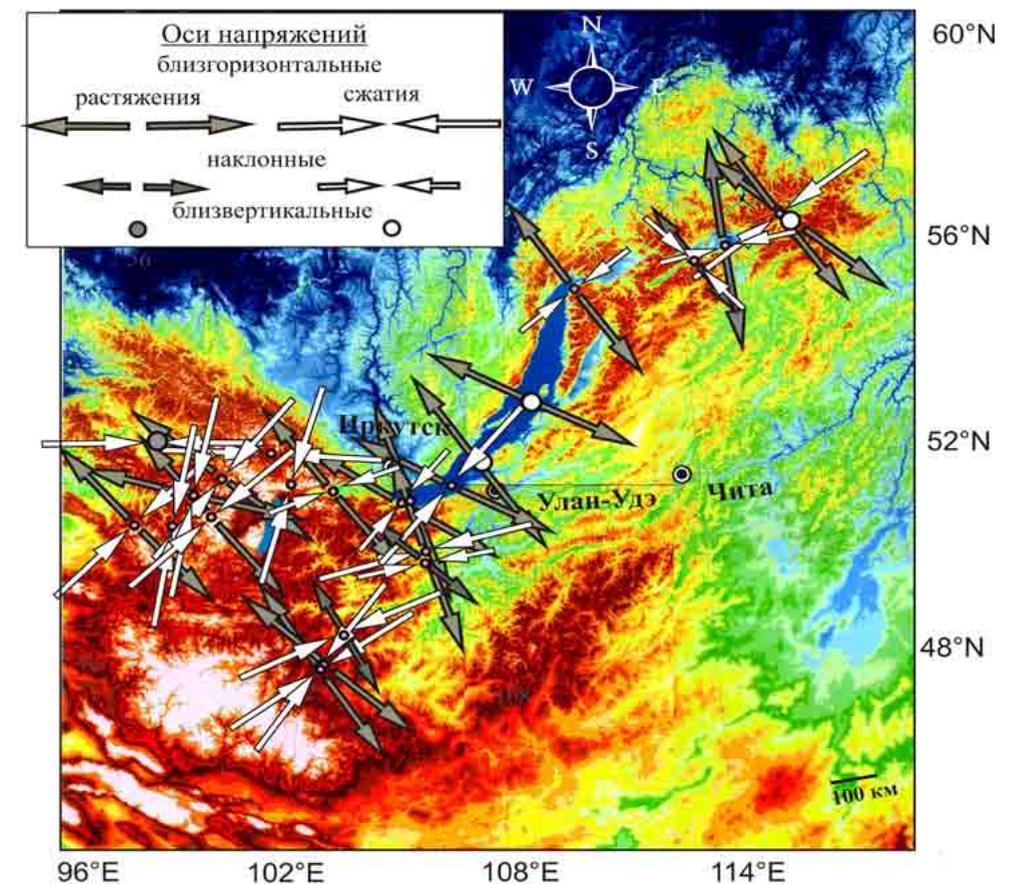


Рис. 1.25. Главные оси напряжений в очагах землетрясений ($M \geq 5,4$) Байкальской рифтовой зоны и Северной Монголии, произошедших за период 1950–1999 гг.

Fig. 1.25. The main stress axes in seismic foci ($M \geq 5,4$) of the Baikal rift zone and Northern Mongolia in time span 1950–1999

Регион Прибайкалья и Забайкалья относится к одному из сейсмоопасных районов России. Здесь происходили в прошлом и, вероятно, возможны в будущем землетрясения с интенсивностью до 10–11 баллов по шкале MSK-64 и магнитудой, превышающей 7.6. Современная сейсмичность в регионе отражает соответствующий уровень структурной организации литосферы и разномасштабное, иерархически соподчиненное блоковое строение земной коры. Об этом свидетельствуют различные формы проявления сейсмической активности (сильные и слабые землетрясения, рои или землетрясения с афтершоками) и повторяемость землетрясений.

Подавляющее большинство землетрясений в Прибайкалье и Забайкалье регистрируется в Байкальской рифтовой зоне на глубинах 10–25 км, при этом их очаги формируются в поле преобладающего близгоризонтального растяжения. В общих чертах механизмы очагов землетрясений различных магнитуд свидетельствуют о преемственности характера напряженно-деформированного состояния земной коры в современный этап развития от предшествующего, обусловившего формирование рифтовой зоны.

1.6. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В береговой части Байкала и его окрестностей встречается много минеральных и термальных источников, имеющих крайне важное бальнеологическое значение, среди которых нельзя не отметить такие, как Горячинск, Аршан, Хакусы и др.

Зеленый мыс расположен на берегу залива на правобережье Иркутского водохранилища. Здесь 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 достигла 20,5 °С. В настоящее время скважина поставлена на крановый режим. Вблизи побережья Байкала, в дер. Ангарские Хутора, ПГО «Иркутскгеология» пробурена скважина, из которой изливается хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, слабосоленая вода с минерализацией 2 г/л, с повышенным для питьевых вод содержанием фтора (10–12 мг/л), насыщенная метаном. Известных аналогов эта вода не имеет.

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 кустарниками. 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. По составу вода сульфатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,3 г/л.

Курорт Горячинск – старейшая здравница Восточной Сибири, расположен на восточном берегу Байкала, в 10 км севернее устья р. Турка. 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 составляет всего 3–4 мг/л.

Воды источников, поднимаясь на поверхность, образуют небольшой ручей, а ниже по распадку сооружен искусственный пруд.

Эксплуатационные запасы Горячинского месторождения минеральных лечебных вод составляют 1 167 м³/сут. (13,5 л/с).

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 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. В воде обнаружены высокие содержания фтора – 20–22 мг/л, поэтому пить ее постоянно не рекомендуется. Содержание кремниевой кислоты 130 мг/л. Используется для приема ванн туристами и жителями окрестных поселений.

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 гг. XIX в.

Для курорта Аршан, помимо укрепляющего воздействия его воды на организм, удачного расположения в чистой горной местности с хвойным лесом и благодатным климатом, показаны лечения заболеваний желудочно-кишечного тракта, печени, желчного пузыря, функциональных заболеваний нервной системы.

Запасы углекислых минеральных лечебных вод составляет 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.

1.7. НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Разнообразие форм рельефа, определяющих геоморфологию береговой части Байкала, всегда изумляло не только исследователей, но и всех жителей нашей планеты, кто хоть однажды побывал на этих восхитительных берегах. Процессы разрушения прибрежной части озера, переноса разрушенного материала и его накопление наиболее ярко выражены в очертании озера, в образовании многочисленных аккумулятивных и цокольных террас, лагун и других геоморфологических элементов. Научное описание геоморфологии дна Байкала и наиболее характерные формы рельефа его берегов при-

ведены, в частности, в работах Б. Ф. Лута, Н. А. Флоренсова, В. Д. Маца, Г. Ф. Уфимцева и многих других исследователей [Лут, 1964; Флоренсов, 1964; Кайнозой..., 2001]. Описание этого раздела приведено по монографии «Геологические памятники Байкала», а наиболее значимые геоморфологические объекты даются в третьей части этой книги.

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 продолжаются 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 междувадной 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 междувадной 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 Маломорско-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 испарывает 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 разнотемпературных 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, рассекающими тектонический уступ до осевой части Приморского хребта. Три (и более) такие секции составляют звено и разделяются глубокими и широкими поперечными долинами, часто рассекающими 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 простиранию 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 главная 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 поверхности локальных озерных террас.

Севернее устья р. Тья значительную часть краевой ступени составляет Нюрундукан-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 фасеты. Затем он проникает в зону вершинного ската над фасетами и распространяется по бортам долин. В последующем базальные фасеты 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 скуле мыса имеется крупный глыбовый обвал, а противоположный склон полуостровного холмогорья рассечен системами трещин, выраженных неглубокими рвами.

Аналогичная ситуация наблюдается на п-ове Улан-Хада, где непротяженные раздвиги 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. Душкачан и на южной окраине г. Нижнеангарска. 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 подводных 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 скуле мыса Зелёный (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 абразией выработаны неглубокие клиновидные понижения. В результате отшлифованная прибоем 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. Такими 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 петлевидными косами и другими формами, имеющими двустороннее питание. Наиболее выразительны террасы, сформировавшиеся в «волновой тени» мысов Средний Кедровый и Ядыртуй <...>

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 поставляют 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. Сплывы и сели на ряде участков стали причиной разрушения или завала полотна железной дороги.

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 сохраняются 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 пре-

вращаются из снежных в снежочаменные, 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 семерибальном 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 снежочаменных лавин [Геологические..., 1993, с. 13–19].

1.8. ПРОЯВЛЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Признаки нефти и газа (УВ) на Байкале известны с начала XVIII в. Их впервые обнаружили местные рыбаки и охотники. В литературе эти сведения связаны с именами известных исследователей Сибири, таких как Миссершмидт, Гмелин, Паллас, Георг, Патрэн, Семивский, Спасский, Шукин, Меглицкий и др. Целенаправленные исследования в прибрежной части Байкала с 1877 по 1880 гг. проводил И. Д. Черский. Им была составлена первая геологическая карта, с отмеченными на ней выходами озокерита, нефти и газа. Первые буровые работы на нефть и газ проведены с 1903 по 1909 гг. под руководством В. Д. Рязанова в районе Чивыркуйского перешейка (5 скважин) и между деревней Сухой и устьем р. Стволовая (2 скважины). В результате была установлена залежь озокерита, а также отмечены проявления нефти в песках и гнейсах. В 1924 г. А. В. Арсентьев составил схему выходов УВ и газа на Байкале.

В гидрологическом отношении озеро Байкал состоит из трех котловин-впадин – Южной, Средней и Северной. Южнобайкальская впадина – самая крупная в Байкальском рифте (фактически его ядро, по Н. А. Логачеву, 2001), выполнена значительной толщей разновозрастных осадков.

Толщина осадочных отложений впадины минимальна в бортовых зонах, однако в некоторых местах бортовой части толщина осадочного чехла достигает 2 км [Технология..., 1996; Тензочувствительные объекты..., 1999], что может быть связано с покровно-надвиговыми структурами [Булгатов, 1999; Ламакин, 1968; Сизых, Лобанов, 1996].

В акватории Байкала, в пределах авандельты (Бугульдейско-Селенгинская перемычка), а также Южной и Средней котловин, осадки достигают максимальной мощности. По оценкам геофизиков [Надвиги в южной..., 2001; Изучение Байкальской..., 1995; Кулаков, 1999] суммарная толщина слабо литифицированных осадков составляет в этом районе 7,5–10,0 км. Высказывается предположение, что еще ниже залегает толща пород (около 5 км), по своим геофизическим характеристикам отвечающая карбонатным рифей-венд-нижнекембрийским отложениям юга Сибирской платформы. Глубже фиксируется кристаллический фундамент. Таким образом,

территория байкальской котловины в течение длительного геологического времени (по Н. А. Логачеву – 55–60 млн лет) находилась в состоянии интенсивного погружения, что в свою очередь способствовало накоплению мощной, многокилометровой толщи осадков.

Накопление максимальных мощностей глинистых пород приурочено к наиболее погруженным частям, где предполагается развитие нефтегазогенерационных комплексов. Основное направление миграции углеводородов приурочено к дельтам (палеодельтам) крупнейших рек, где можно ожидать формирование скоплений УВ. Поскольку латеральная миграция УВ всегда направлена в сторону регионального подъема слоев, то формирование скоплений газа следует ожидать в зонах миграционных барьеров, роль которых могут играть литологические, гидрогеологические и тектонические ловушки.

В пределах осадочной толщи впадины развиты разрывные нарушения, которые не обязательно являются результатом тектонических подвижек, а, возможно, возникли в связи с неравномерным уплотнением разных по литологии осадков и оползневыми явлениями (турбидитами).

На Байкале известны проявления углеводородных газов двух типов: поверхностные и подводные. К поверхностным относятся газы, которые достигают поверхности воды и могут наблюдаться летом в виде всплывающих пузырей, а в зимнее время – в виде пропарин во льду. В последнее время стали известны глубинные выходы углеводородного газа из осадков Байкала в водную толщу, которые растворяются в байкальской воде и чаще всего не достигают поверхности [Распределение..., 2005] (рис. 1.22, 1.23).



Рис. 1.22. Газовый факел из ледяного купола (ночной снимок)

Fig. 1.22. Gas flare from ice cupola (night time photo)



Рис. 1.23. Типичные пропарины у с. Посольск

Fig. 1.23. Typical proparinas (ice holes) near Posolsk village

Пропарины располагаются обычно вдоль береговой линии практически по всему Байкалу и представляют собой большие отверстия во льду, их конфигурация либо изометричная, либо линейно-вытянутая.

Дебиты малых грифонов замерялись инструментально, больших – визуально. Они колеблются от одного до 1000 м³/сут. Предварительный подсчет суммарного дебита газовых грифонов на прибрежной авандельте р. Селенги показал, что на этой площади ежегодно выделяется в атмосферу около 20 млн м³ горючего газа [Исаев, 2001].

Для выяснения строения рельефа дна в районе самого значительного газового грифона на Байкале (точка наблюдения № 26) в течение трех весенних сезонов (2003–2005 гг.) авторами проводились наблюдения и замеры (рис. 1.24).

В районе грифона перепад глубин составлял 14–16 м [Исаев, Ширибон, 2003]. Впоследствии эти данные подтвердились эхолотированием дна озера, проведенным сотрудниками ЛИИ СО РАН.

На изученной площади средний состав всех исследованных газов составляет: He – 0,002 %, H₂ – 0,039 %, O₂ – 6,3 %, N₂ – 59,64 %, CO₂ – 0,75 %, CH₄ – 33,3 %. По площади развития пропарин распределение состава горючих газов сравнительно равномерно: концентрации метана колеблются в метановом типе от 48,8 % до 96,5 % в эмпирических пробах и от 44,90 % до 99,96 % в пересчитанных на безвоздушную форму.

На Байкале известны три выхода нефти. Первый недалеко от ст. Танхой, второй у мыса Толстый, напротив рек Стволовая, Зеленовская, Загза, Сухая,



Рис. 1.24. Профиль рельефа дна через пропарину № 26 с севера на юг
 Fig. 1.24. Profiling of bottom relief through ice hole № 26 from north to south

третий – у мыса Горевой Утес, юго-западнее Баргузинского залива. Кроме этого, в литературе появлялись сведения о проявлениях нефти, озокеритов, байкеритов и прочих битумов около мыса Облом, в Больших Котах, в Баргузинском заливе, заливе Губа Таланка, северной части Чивыркуйского залива и в Малом Море. Чаше всего нефте- и битумопроявления обнаруживают весной (в конце апреля), когда они появляются на поверхности льда.

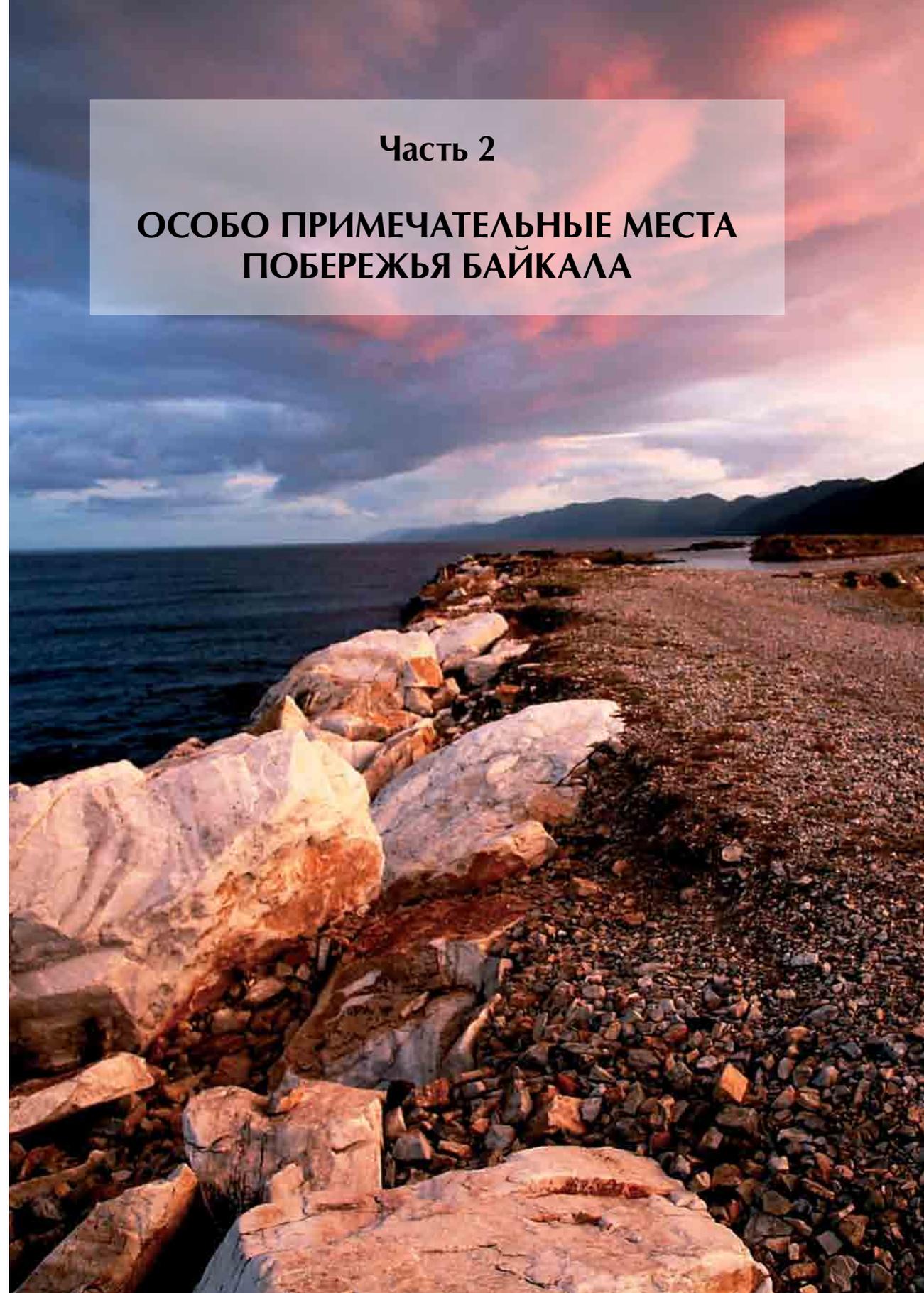
Первая наиболее детальная сводка по нефтям и битумам Байкала приведена в книге В. Г. Пуцилло и др. «Нефти и битумы Сибири» в главе «Нефти, битумы и битуминозные породы района оз. Байкал» [1958].

В журнале «Советская геология» за 1989 г. опубликована статья А. Э. Конторовича, Д. И. Дробота и Р. Н. Пресновой, посвященная результатам изучения байкальской нефти. По данным этой статьи, пробы нефти отобраны в двух местах: со льда напротив пади Стволовой (март 1982) и с поверхности воды в районе пади Зеленовской в 1,5–2,0 км от берега (июль 1983). Нефть характеризуется следующими параметрами: плотность – 0,982 г/см³, сернистость – 0,33 %, содержание твердых парафинов 2,67 % от массы нефти. В компонентном составе на долю УВ приходится 38,06–50,65 %, смол 34,56–43,75 %, асфальтенов 10,45 – 27,38 %. Элементный состав %: С = 87,85; Н = 11,26; S = 0,33; N+O = 0,56. Авторы делают вывод о кайнозойском либо девонском возрасте нефти.

Самые последние данные по байкальской нефти и битумоидам из современных осадков приведены в статье А. Э. Конторовича и др. [2007]. Пробы взяты у мыса Толстый (Бол. и Мал. Зеленовские). В составе нефти преобладают углеводороды. Отмечается, что полученные образцы изотопно тяжелые ($\delta^{13}\text{C}$ нафтеновой фракции равно $-26,5\text{‰}$, ароматической – $-26,9$ и -25‰). На основании полученных данных авторы делают вывод о том, что нефть и битумоиды – это продукты разных фаз генерации из однотипного источника, которым является органическое вещество кайнозойских осадков Байкала.

Часть 2

ОСОБО ПРИМЕЧАТЕЛЬНЫЕ МЕСТА ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА



Во второй части нашей книги приводится краткая физико-географическая характеристика самых известных мест, о которых просто невозможно не сказать, которые, помимо их общей значимости, ещё глубже раскрывают тайны геологии побережья Байкала.

В своих путевых заметках известный исследователь Восточной Сибири Владимир Афанасьевич Обручев, памятник которому поставили иркутские геологи на улице Российской как великому исследователю сибирских недр, написал: «Увидеть Байкал и умереть!». Среди огромного количества публикаций, путеводителей, альбомов последних лет, посвященных Байкалу, следует отметить книгу В. Г. Распутина «Земля у Байкала» [2008]. Замечательный подарок сделал иркутянам наш земляк, известный писатель Валентин Григорьевич Распутин, выпустив в свет неординарную, прекрасно иллюстрированную книгу-альбом о Прибайкалье и о Байкале, в частности. Очень много полезного и поучительного найдет читатель и в туристском путеводителе по берегам озера и его горного обрамления журналиста-иркутянина Валентина Петровича Брянского [2001]. Знакомство с этими и другими поэтическими «зарисовками» Байкала, как например, известного иркутского эколога и краеведа Семена Климовича Устинова [1998], распаляет у читателя интерес и вызывает желание непременно побывать на его священных берегах.

Рассказать обо всех удивительных местах побережья Байкала просто невозможно по той простой причине, что какой бы уголок не посетить — все они по-своему замечательные, вызывают восхищение и захватывают путника с первой же минуты целиком и полностью. Все с чем приходится встречаться на Байкале является одновременно неожиданным и сокровенным, величественным и в то же время обыденным. Не случайно люди с давних времен облюбовали для своего проживания побережье Байкала. Об этом свидетельствуют многочисленные археологические находки орудий труда и быта древнего человека, встречаемые в самых разных местах от южной до северной его береговой части.

2.1. ИСТОК АНГАРЫ

Район истока Ангары, единственной реки, вытекающей из озера Байкал, является крайне живописным и представляет собой место круглогодичного паломничества многочисленных как отечественных, так и зарубежных туристов. Несмотря на жестокие сибирские морозы, в незамерзающем истоке Ангары круглый год проживают многочисленные стаи диких уток. Здесь беспрерывно и зимой и летом люди наслаждаются красотами одного из известных в мире естественных водоемов и как бы «развивающейся» среди сибирской тайги в северо-западном направлении голубой или белой (в зависимости от времени года) лентой Ангары. И, конечно же, все, посещающие это просторное и живописное место, непременно хотят видеть известный

«Шаман-камень», находящийся в истоке Ангары (рис. 2.1). И при этом каждый обязательно вспомнит легенду о том, как разгневанный Байкал бросил вслед убегающей дочери Красавицы Ангары к Богатырю Енисею, обломок скалы, превратившейся в Шаман-камень.

Останки древнего человека найдены в рыхлых отложениях правобережной части истока р. Ангары. Здесь, вблизи с. Никола, они «...заклучают 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 подделки — наконечники стрел, нуклеусы, пластинки, скребки, отщепы, обломки шлифованных изделий из зеленого нефрита, осколки гладкостенной либо орнаментированной керамики» [Геологические..., 1993, с. 69].

Всем посетившим эту часть Байкала непременно стоит ознакомиться с экологическим музеем Лимнологического института СО РАН, здание которого расположено здесь же на живописном берегу озера. В этом уникальном музее, с редчайшими экспонатами и аквариумами, посетители, авторы не сколько не сомневаются, с огромным интересом и удовольствием ознакомятся с разнообразным животным и растительным миром, обитающим в Байкале. И, конечно же, особенно интересно будет виртуально побывать в специальных камерах на разных глубинах священного озера. Рекомендуем пройти по терренкуру от санатория «Байкал» на ближайшую гору, откуда открывается прекрасный вид на озеро и его обрамление. При взгляде на юго-

Рис. 2.1. Исток Ангары

Fig. 2.1. The Angara River mouth



восточный берег открывается прекрасная панорама на величественный хребет Хамар-Дабан, а на северо-западе видны изгибы «убегающей» Ангары.

Смеем утверждать, что более всего будет интересно и познавательно на этом небольшом «пяточке» геологам. Упомянутый выше Шаман-камень сложен древнейшими мигматитовыми гнейсами архея и, по-видимому, «лежит» на относительно молодых юрских песчаниках. Это – один из геологических ребусов. Район истока реки Ангары интересен и минерологам, и петрографам, и тектонистам, и геоморфологам. Наиболее значимые геологические достопримечательности по этой части Байкала читатель найдет в последующих разделах этой книги.

2.2. КРУГОБАЙКАЛЬСКАЯ ЖЕЛЕЗНАЯ ДОРОГА

«Слышал я, – писал Н. А. Флоренсов в книге «Тропы моей памяти», – что в начале нашего века перед Первой мировой войной в Париже собрался всемирный транспортный конгресс. Во вступительной речи президент конгресса сказал, что история транспорта знает три чуда. Первое – плавание Колумба на трех каравеллах через Атлантический океан. Второе – сооружение Суэцкого канала. Третье – постройка Кругобайкальской железной дороги» [Флоренсов, 2009, с. 91]. Вот коротко – что такое Кругобайкальская железная дорога (рис. 2.2, 2.3).

Рис. 2.2. Один из многих туннелей Кругобайкальской железной дороги

Fig. 2.2. One of numerous tunnels on the Circum-Baikal railway

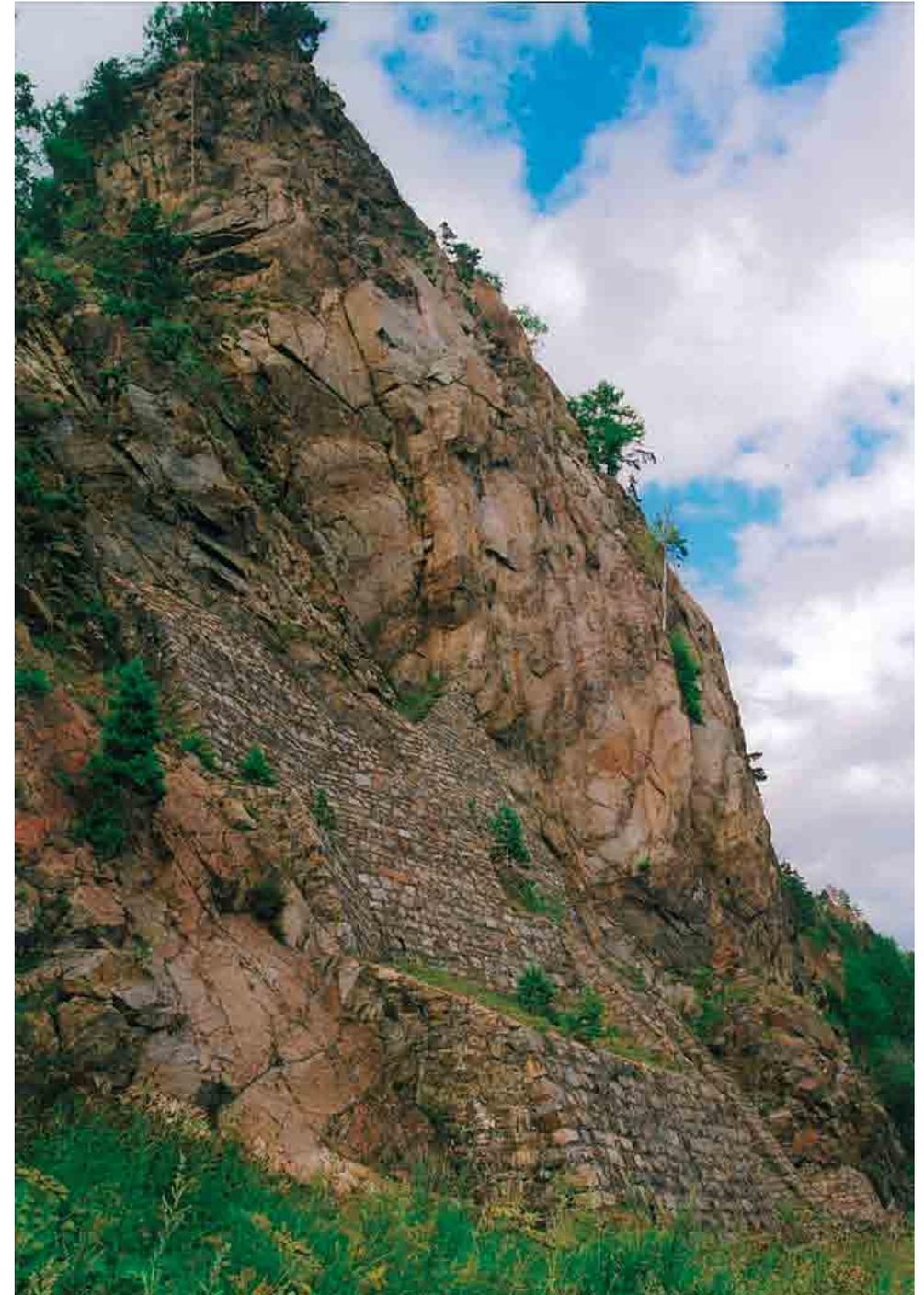


Рис. 2.3. Укрепления склона на Кругобайкальской железной дороге

Fig. 2.3. Fortifications of slope along the Circum-Baikal railway

В наше время отрезок этой железной дороги от станции Байкал, расположенной на левом берегу истока р. Ангары, до крупного селения Култук, находящегося в юго-западной оконечности озера Байкал, туристы ласково называют Кругобайкалка. Так же назвал свой очерк и В. Г. Распутин в книге «Земля у Байкала». «Ни один участок Транссиба не вызывал у проектировщиков столько сомнений и споров, ни для одного не было заготовлено столько вариантов, чтобы обойти скалистый путь по берегу Байкала стороной... Потом этот участок по затратам, блеску исполнения и по срединному между западным и восточным концами Великого пути положению назван будет «золотой пряжкой Транссиба». И решиться не могли, и оступиться не было сил: нарочно ищи, чтобы «позолотить» под конец более чем десятилетней страды Сибирскую магистраль, — ничего красивей, праздничней и величественней не найдешь <...>

И не один участок не вызвал в дальнейшем, когда Кругобайкалка ушла в запас, такого поклонения, интереса туристского, художественного и научного, такой богатой библиотеки обо всех этапах и деталях строительства, о диве дивном, в какое превратилась она в своем естественном и инженерном двуединстве, как будто всегда такой и была» [Распутин, 2008, с. 132].

В весенне-летнюю пору склоны Кругобайкалки представляют собой гигантскую клумбу из самых разнообразных цветов, в том числе, из желтой и красной лилии, а также огромных кустов цветущего амурского багульника

Рис. 2.4. Естественные «клумбы» цветов вдоль Кругобайкальской железной дороги

Fig. 2.4. Natural «flowerbeds» along the Circum-Baikal railway



(рис. 2.4). В летнюю пору здесь, даже на обочине железнодорожного пути, можно полакомиться ягодами душистой земляники, а в глубине леса — не сложно найти голубику, смородину, чернику и другие дары сибирской тайги. А затем, где-нибудь на берегу с наслаждением отдохнуть, любясь окружающей красотой. В осеннюю пору здесь почти всегда ласково греет солнышко, а на берегу Байкала можно побаловаться рыбалкой на хариуса или омуля.

В настоящее время Кругобайкалка одно из любимейших и посещаемых мест на Байкале. И, действительно, сюда можно приехать из Иркутска на электричке и, раскинув палатку, обосноваться на берегу Байкала; сюда можно приплыть из Листвянки на катере и топай себе по «железке», осматривая дивные красоты природы и дела рук человеческих. Необходимо особо подчеркнуть, что это одно из немногих мест, может быть, на Земле, где с огромными трудностями выполненные для нужд человека мосты и туннели, разного рода выемки и укрепления «конкурируют» по изяществу исполнения с природными красотами этих мест. Гармония всего созданного на Кругобайкалке природой и человеком еще в начале XX столетия настолько велика, что проходящий здесь время от времени поезд не создает человеку какого-либо дискомфорта, а лишь напомнит о бренности нашего бытия. К сожалению, такой замечательный опыт великого строительства не помешал людям в недалеком будущем исполнении их амбициозных решений (целая серия затоплений под строительство Ангарского каскада водохранилищ).

2.3. ЮГО-ЗАПАДНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ БАЙКАЛА И ШАМАНСКИЙ МЫС

В юго-западной оконечности озера водная гладь Байкала как бы выклинивается. Здесь, с северо-запада к Байкалу почти вплотную подходят отроги Восточного Саяна, а с юго-востока крутые склоны Хамар-Дабана, между ними протекает и впадает в озеро небольшая р. Култучная, на берегах которой, в ее приустьевой части, находится довольно крупное селение Култук (рис. 2.5).

На юго-западной окраине этого селения, в левом борту речки наблюдаются скальные выходы Главного Саянского разлома. Этот разлом является, если можно так назвать, геологической границей между известным Шарыжалгайским выступом цоколя Сибирской платформы, сложенным архейскими породами (с северо-запада) и более поздними метаморфическими толщами, представленными Слюдянским кристаллическим комплексом (с юго-востока), являющимся частью Центрально-Азиатского мобильного пояса. Разлом же в северо-восточном направлении простирается вглубь Байкала.

В этой части Байкала можно наблюдать техногенное повышение его уровня, связанное с заполнением Иркутского водохранилища. На представленной фотографии хорошо видны затопленные столбы, ранее здесь проходившей шоссейной дороги (рис. 2.6).

Шаманский мыс находится в юго-восточной части Байкала и является границей между г. Слюдянка и пос. Култук. Мыс почти в меридиональном



Рис. 2.5. Поселок Култук

Fig. 2.5. Kultuk village

Рис. 2.6. Юго-западная оконечность Байкала

Fig. 2.6. South-western extremity of Baikal



Рис. 2.7. Шаманский мыс

Fig. 2.7. Shaman cape

направлении протягивается более чем на один километр в акваторию озера, при ширине не более ста метров, и создает сказочно неповторимый ландшафт этой территории (рис. 2.7). Скорей всего эта очередная геологическая «загадка» Байкала, как и многие другие заливы, бухты и выступы прибрежной его части. С Шаманского мыса открывается прекрасный вид на панораму юго-западной оконечности озера.

2.4. ДЕЛЬТА Р. СЕЛЕНГИ

На самую большую реку, впадающую в Байкал и достигающую более 1 тыс. км в длину, большая часть которой протекает за пределами нашей страны – в Монголии, приходится приблизительно половина речных стоков озера. Дельта ее занимает площадь 680 км², при ширине вдоль озера около 70 км и углубляется в материк не менее чем на 50 км. Водосборный бассейн р. Селенги занимает 447 тыс. км². Самая обводненная, непосредственно примыкающая к озеру часть дельты занимает довольно обширную площадь, в большинстве случаев с мелкими и крупными водотоками, небольшими ста-

рицами и болотами, а также с многочисленными торфяниками и преимущественно мелкой древесной растительностью. Такие участки дельты, как правило, изобилуют различными мелкими животными и насекомыми, а небольшие водоемы и водотоки — рыбной молодью. Все это привлекает сюда перелетную водоплавающую дичь для отдыха и гнездования. Не случайно эта территория является известным орнитологическим заповедником в России (Птицы..., 2001).

Однако самая большая польза для Байкала в существовании такой обширной и живописной дельты р. Селенги заключается в другом. По нашему мнению, дельта этой реки является естественным фильтром воды, поступающей непосредственно в Байкал. Тем более что в долине реки выше по течению находится множество крупных промышленных центров, в частности такие города, как Улан-Удэ и Селенгинск, а также немало других предприятий, сброс вредных отходов от которых поступает в р. Селенгу.

Техногенное влияние на береговую линию Байкала в районе приустьевой части Селенги, связанное с образованием Иркутского водохранилища, можно наблюдать в районе «посольской косы», являющейся юго-западной границей дельты р. Селенги. Северо-восточной границей дельты является известный на Байкале залив «Провал», образование которого связано с новейшими сейсмическими процессами. Новейшие (неотектонические) движения приустьевой части Селенги отражены и в Инкинском оползне, о чем будет сказано в части 3.4.

На прилегающей непосредственно к дельте территории находятся многочисленные поселения. Эта местность, с внешней стороны дельты, достаточ-



Рис. 2.8. Барханы приустьевой части р. Селенги

Fig. 2.8. Sand dunes of the Selenga River mouth



Рис. 2.9. Посольский Спасо-Преображенский монастырь

Fig. 2.9. The Posolsk cloister of Saviour-Transfiguration

но сухая и возвышается над дельтой на несколько метров, хорошо продувается, иногда со значительными эоловыми и речными наносами песка, вплоть до образования небольших бархан (рис. 2.8). Надо сказать, что человек эту приустьевую часть р. Селенги облюбовал для проживания еще с доисторических времен. О чем свидетельствуют находки древних украшений, черепков посуды и другой утвари в рыхлых террасовых отложениях р. Селенги.

В новейшее время, в 1681 г. здесь был основан Посольский Спасо-Преображенский монастырь, являющийся украшением здешних мест и в наши дни (рис. 2.9). «Монастырь был основан по указу царя Фёдора Алексеевича «для обращения живущих там идолопоклонников в христианскую веру» на том месте, где в 1650 г. был убит царский посол Тобольский сын боярский Ерофей Заболотский. У западной стены монастыря небольшая часовня и в ней на вертикальной плите надгробия длинная эпитафия. Посол был здесь убит вместе с сыном и семьёю казаками по приказу хана, одного из местных феодалов» [Флоренсов, 2009, с. 89]. «Трудно поверить, — пишет далее Николай Александрович, — но теперь почти ничего не осталось от часовни — могилы посла».

2.5. ПОЛУОСТРОВ СВЯТОЙ НОС

Такая замечательная форма рельефа, как полуостров Святой Нос, в центральной части восточного побережья Байкала разделяет озеро на две равные части — южную и северную и скорей всего генетически связана с происхождением Байкальской рифтовой системы. Дополнительным подтверждением такого происхождения данного объекта является Баргузинская впадина, расположенная между Баргузинским и Икатским хребтами, восточнее от полуострова, а также группа Ушканьих островов, находящихся вблизи полуострова с северо-западной стороны.

Полуостров Святой Нос является северо-восточным продолжением самого большого острова на Байкале — острова Ольхон. Длина полуострова более 50 км, при максимальной ширине около 20 км, самая высокая его отметка относительно уровня моря составляет 1 877 м.

Наиболее высокогорная гольцовая часть полуострова представляет собой ряд относительно небольших древних пенебленизированных более или менее ровных участков, представляющих собой почти тундровый ландшафт, с перемежающимися открытыми полянами брусничника и непролазными куртинами кедрового стланика. Этот ландшафт практически идентичен центральной высокогорной части Баргузинского хребта (рис. 2.10). В ясную солнечную погоду с высоты полуострова открывается величественный вид на безбрежную гладь Байкала. С юго-запада полуостров омывает Баргузин-



Рис. 2.10. Дорога на Святой Нос

Fig. 2.10. Road to Svyatoy Nos Peninsula

ский, а северо-востока Чивыркуйский изумительные по красоте заливы. Особенно привлекателен и живописен последний, со своими многочисленными бухточками и заливами. Между этими заливами существует небольшой перешеек под названием «Мягкая Карга», связывающий полуостров Святой Нос с материком. Считается, что этот перешеек первоначально «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 озерцами, болотами. Валы образованы выбросами на берег штормовыми волнами песка и гальки. Их общее время формирования от 3 до 15 тыс. лет» [Геологические..., 1993, с. 107]. Следует только добавить, что эти процессы на перешейке продолжают и в настоящее время.

По словам одного московского орнитолога, в высокогорную часть полуострова Святой Нос в весенне-летнее время он специально приезжает сюда слушать «песни» местного «соловья» — небольшую птицу из семейства соловьиных, почему-то названную «рогатым соловьем». Вся эта территория, особенно в летнее время, является одним из любимых мест туристов на восточном берегу Байкала. Береговая линия полуострова характеризуется множеством великолепных заливов, бухточек, небольших распадков и минеральных источников. Первозданная природа! Что еще нужно для хорошего отдыха человеку?! Следует также сказать, что по имени этого полуострова названа горная порода — святоноситы, включенная в мировую классификацию.

Хотелось бы отметить, что географическое положение и геологическое строение полуострова и прилегающие к нему территории позволило исследователям [Геоэкологические..., 2010] этот интереснейший участок в прибрежной части Байкала выделить в научно-учебный полигон для проведения экологического мониторинга, а также использовать и как рекреационную зону.

2.6. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ БАЙКАЛА

В северо-восточной оконечности в озеро Байкал впадает одна из его крупных рек — Верхняя Ангара, длина которой составляет около 450 км. Река как бы северо-восточное продолжение озера (рис. 2.11). Геологической достопримечательностью северо-восточной оконечности является долина этой реки, которая представляет собой часть Байкальской рифтовой системы, продолжающейся на северо-восток в виде Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадин.

В пос. Нижнеангарске приустьевая часть этой реки представляет собой необычайно светлую местность продолжающейся в северо-восточном направлении акватории Байкала. Вблизи это — широкая дельта, с множеством мелких стариц и островов. Берег Байкала в этой части представляет собой прекрасный пляж, ограниченный в виде неширокого приустьевого бара. К концу лета вода в этой части Байкала, а особенно во внутренних приустьевых старицах, становится очень теплой и купание в ней доставляет ни с чем

не сравнимое удовольствие и наслаждение. В отличие от низовья, верховье р. Верхней Ангары имеет довольно порожистый характер, что указывает на многочисленные тектонические подвижки в этой части земной коры. Порожистый характер имеет и р. Кичера, впадающая в Верхнюю Ангару, в ее приустьевой части справа.

Среднее течение Верхней Ангары представляет собой широченную, в несколько десятков километров и почти на сто километров длины, так называемую Верхнеангарскую котловину, возвышающуюся над поверхностью озера Байкал на несколько десятков метров. Все это указывает также на бывшие тектонические движения в этом участке земной коры.

На возвышенных участках этой котловины еще совсем недавно располагались населенные пункты, такие как Кумора, Уоян, Ченча, Делакоры, большинство из которых в настоящее время являются нежилыми.

2.7. ЛУДАРЬСКАЯ ПЕЩЕРА

На мысе Лударь у пос. Байкальск находится прибойно-волновая ниша — Бол. Лударьская пещера размером 7×3×7 м (рис. 2.12). 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

Рис. 2.11. Северо-восточная оконечность Байкала

Fig. 2.11. North-eastern extremity of Baikal

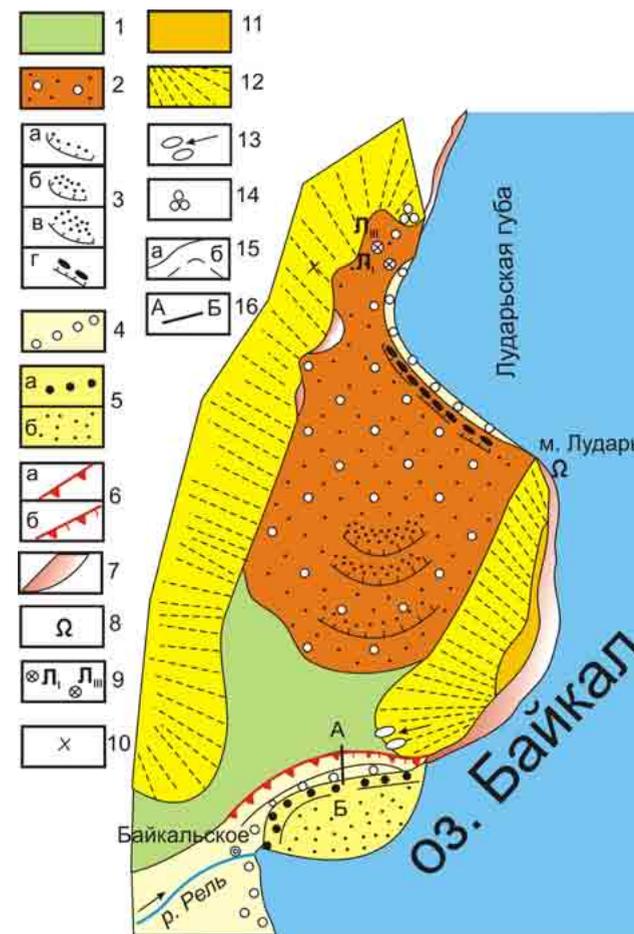


Рис. 2.12. Геоморфологическая схема окрестностей пос. Байкальское:

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 – эpipалеолитические 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

Fig. 2.12. Geomorphological map of the Baikalskoye village:

1 – surface of accumulative terrace 19–22 m; 2 – drained bottom of Pleistocene bay; 3 – scarps of abrasion terraces (a – 16–18, b – 10–12, c – 5–6, d – 2–2,5 m); 4 – recent beach; 5 – in-shore shoal (a – rubble shoal, b – sand bank); 6 – brow (a – accumulative terrace, b – mixed terrace); 7 – abrasion benches; 8 – grotto of Bolshaya Ludar cave; 9 – epipaleolithic sites; 10 – stone implements discoveries; 11 – fragment of leveled initial relief at the Ludar mountain top; 12 – mountain slopes composed of Proterozoic crystalline rocks; 13 – blocks slipped down the terrace surface; 14 – exotic large pebbles and boulders; 15 – geomorphological boundaries (a – well pronounced, b – supposed); 16 – Pleistocene section of the Ludar terrace

наслоения лежат на слое растительного детрита, перекрывающем основание из гранитоидов, отполированных волноприбойной деятельностью.

Верхний слой (до 30 см) — тёмно-серая, почти черная масса, насыщенная золой и древесными угольками, образующими тонкие линзы. Здесь собраны керамические остатки курыканского времени (V–X в. 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 $1\ 710 \pm 150$ 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 $7\text{--}8\text{ см}^2$, 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. Трубчатые кости млекопитающих иногда покрыты зеленоватым налетом окиси меди. По углям кострища из основания слоя получена радиоуглеродная дата в $4\ 000 \pm 80$ 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 $7\ 890 \pm 235$ лет, а из подошвы — $7\ 890 \pm 175$ лет.

В общей массе 38 видов диатомей встречен планктонный экзотичный вид стефанодискуса, входящий в комплекс приповерхностного слоя донных 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 $2,6\text{--}2,8$ 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 интервале $5\text{--}8$ тыс. лет тому назад произошло относительно быстрое поднятие берега на $1,2\text{--}1,3$ 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 $0,3\text{--}0,5$ м, отгораживающие подковообразные участки площадью $3\text{--}4\text{ м}^2$. Они, вероятно, представляют места свершения культовых обрядов доисторическим человеком.

2.8. ОСТРОВ ОЛЬХОН И ПРИОЛЬХОНЬЕ

Что может быть еще в природе экзотичное и прекрасное, как сам Байкал? Конечно же, это остров Ольхон с его ни с чем не сравнимой, суровой, и в то же время захватывающей, если можно так сказать, какой-то космической красотой. Это и почти неоглядная степь, и сибирская тайга, а временами даже пустыни. И все это на площади в 70 км длины и около 20 км ширины. Хотя площадь самого большого острова на Байкале по сибирским меркам как будто бы и невелика, но она значительно больше таких государств в Европе, как Андорра и Лихтенштейн. Здесь есть даже море — Малое. Но для геологов, пожалуй, наибольший интерес представляют коренные выходы горных пород, начиная от Ольхонских Ворот на юго-западе, кончая мысом Хобой, на северо-востоке острова. Как Ольхонские Ворота, так и мыс Хобой, как, впрочем, и многие другие объекты, такие как мысы Кобылья Голова (рис. 2.13) и Хадарта, остров Баракчин и залив Мухор и многие другие, являются одновременно и эстетическими, и геологическими достопримечательностями, и, конечно же, самыми благоприятными местами для летнего отдыха и туризма для людей любого возраста (рис. 2.14).

От северо-восточной оконечности этого изумительного острова, вплоть до Ушканьих островов, простирается всем известный подводный Академический хребет. Описание наиболее интересных и значимых геологических объектов этой прибрежной части Байкала читатель найдет в других разделах



Рис. 2.13. Вид на Малое море со стороны пролива Ольхонские Ворота и на мыс Кобылья Голова и Сарминское ущелье

Fig. 2.13. View of the Maloye (Small) sea from the Olkhon Gates strait and the Kobylyaya Golova cape and the Sarma gorge

настоящей книги, а также в других работах [Геологические..., 1993; Сизых, Бухаров, Юденко, 2008]. Непременно следует упомянуть и о великолепном фотоальбоме, посвященном этому острову, красочно оформленным издательством «Мартин» и выпущенным в Иркутске в 2005 г. [Ольхон..., 2005].

Кроме острова Ольхона на Байкале насчитывается около двух десятков других островов, но значительно меньших размеров. Наиболее интересными, на наш взгляд, являются следующие острова: Баракчин (в Малом Море), Ушканьи (возле северо-восточной оконечности полуострова Святой Нос), а также Богучанский (в северо-восточной оконечности Байкала, в районе г. Северобайкальска).

Юго-западным продолжением острова Ольхон является Приольхонье, с тем же пенеplenезированным рельефом и полупустынно-степным ландшафтом (рис. 2.15), переходящим в сухие лиственнично-сосновые, а к северо-западу в таежные леса. Побережье этой части Байкала также украшают многочисленные и живописные бухты и утесы, небольшие заливы и почти сплошные скальные выходы разнообразнейших горных пород, охраняющие водную гладь Байкала от колючих северо-западных ветров.

Прибрежную часть этой территории, между р. Ангой и Ольхонскими Воротами, издавна называют Тажеранские степи. Замечательная особенность этих мест — наличие в них бессточных минерализованных озер. В Тажеранской степи, примерно в трех км на юго-запад от Ольхонских Ворот, находится известная пещера «Мечта», краса и гордость иркутских спелеологов.

В северо-восточной части этой территории, на берегу залива Мухор, как отмечают В. В. Свинин, М. А. Савельев и А. М. Сизиков, «...имеется много-

Рис. 2.14. Вид с горы Харгой на Залив Мухор и Харгойское озеро

Fig. 2.14. View from the Khargoy Mount on the Mukhor Cape and Khargoy Lake



Рис. 2.15. Остров Ольхон, Малое море

Fig. 2.15. The Olkhon Island, Maloye (Small) sea

слойная археологическая стоянка с остатками культуры от финального мезолита до позднего железного века...» [Геологические..., 1993, с. 90]. Конечно же, эта часть Байкала также богата разнообразными и значимыми геологическими объектами.

2.9. 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 вв. до н. э.), курыкан-

ские погребения (V–X вв. н. э.), древнебурятские могилы и жертвенные места (XI–XV вв.).

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 развеваемой 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 берестяных 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.

2.10. АРХЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТОЯНКА МЫСА КУРЛЫ

Курлинский разрез охватывает серию береговых обнажений 2-й 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.

Палинологические спектры некоторых слоев обеднены. Можно говорить лишь о смене лесотундровых ландшафтов таежными светлохвойными.

На участке, ближнем к порту Курлы, где наблюдается прислонение 2-й террасы к 3-й, из желтовато-коричневых дресвяно-щебнистых супесей и светло-серых песков извлечены многочисленные костные остатки кабаньей лошади, северного оленя, волка, россомахи – представителей позднепалеолитического 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, микроскребки, 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 – 13 160±960, 14 500±360 и 15 200±1 250 лет, а для нижнего одна – 24 060±5 700 лет, которая кажется удивительной.

Комплекс данных свидетельствует о позднеплейстоценовом возрасте предгорного шлейфа курлинского разреза и сочленяющихся с ним озерных галечников 2-й террасы. Гумусированные и кирпично-красные супеси датируются голоценом и выполняют эрозионные врезы, опускающиеся на уровень 1-й (1–2 м) байкальской террасы.

2.11. БУХТА ПЕСЧАНАЯ

Бухта Песчаная находится на западном берегу Байкала, примерно, на середине между населенными пунктами Большое Голоустное, на юго-западе, и Бугульдейка, на северо-востоке. Это одно из самых живописнейших мест на Байкале (рис. 2.16). Однако добраться до этого райского уголка природы можно только водным транспортом. Невольно приходит мысль: самые сокровенные места Бог прячет подальше от людей...

Рис. 2.16. Общий вид бухты Песчаной

Fig. 2.16. General view of Peschanaya bay

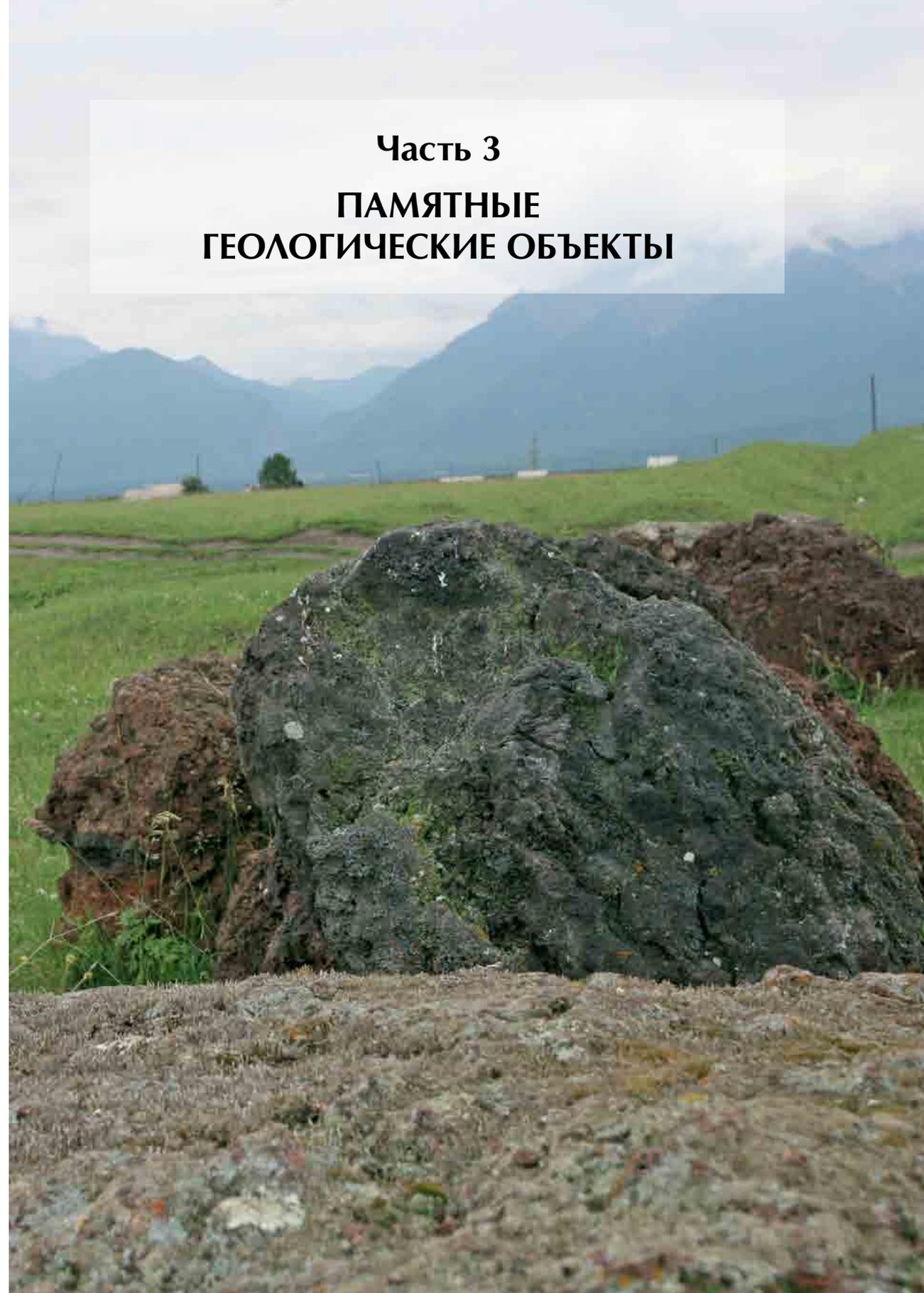


И, тем не менее, настоящие ценители байкальских «упрятанных» мест давно распознали этот прекрасный уголок природы и с удовольствием проводят свой досуг в этой замечательной бухте, с великолепным песчаным пляжем, отсюда и название бухты, огражденной с северо-востока и юго-запада величественными скальными выходами горных пород. Об этом будет сказано в другом месте.

Нельзя не сказать несколько слов о находящемся на берегу Байкала селении Большое Голоустное. Селение и прилегающая к нему довольно обширная ровная площадка расположены в приустьевой части одноименной реки на довольно высокой террасе и окружены горными склонами Приморского хребта, защищая его от северных ветров.

Часть 3

ПАМЯТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ



Со времени выхода в свет книги «Геологические памятники Байкала» прошло более полутора десятка лет. За это время по этому региону опубликовано множество другой литературы, посвященной экологии, краеведению, туризму, не говоря уже о разнообразных научных изданиях по наиболее актуальным проблемам геологии. Появились сведения о новых, как нам представляется, не менее интересных геологических объектах. Учитывая это обстоятельство, мы сочли целесообразным сделать наибольший акцент на геологических достопримечательностях и, следовательно, уделить внимание объектам, которые связаны с процессами магматизма, метаморфизма и тектоники (рис. 3.1). Из данной части исключены археологические памятники, сведения о которых можно найти во второй части этой книги.

3.1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ПЕТРОЛОГИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ

3.1.1. Мраморное ожерелье Байкала

Метаморфогенно-осадочные толщи в окружении Байкала представлены амфиболитами, гнейсами, разнообразными сланцами, кварцитами, среди которых значительное место занимают кальцитовые и доломитовые мраморы, образующие тонкие прослои и довольно крупные горизонты и линзы, достигающие мощности десятков и сотен метров (до 900 м). Чаще всего карбонатные породы тесно перемежаются с гнейсами и амфиболитами, иногда же слагают мощные горизонты с прослоями гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. Цвет мраморов весьма разнообразен: от снежно-белого до голубого, розового, кремового, серого, темно-серого, есть разновидности пестрого состава, встречается и полосчатый мрамор. Древние образования сложно дислоцированы, чаще в узкие протяженные линейные складки. Складчатая структура подчеркивается горизонтами мраморов, выступающих в качестве маркеров. Особенно хорошо такие структуры картируются на острове Ольхон и прилегающих к нему районах.

Наиболее древние карбонатные породы в составе Шарыжалгайской серии архея обнажаются в районе Белой Выемки и порта Байкал.

Карбонатные породы в Западном Прибайкалье входят в состав ольхонской и ангинской серий, обнажающихся вдоль западного берега Байкала и по долине р. Анги. Образования, аналогичные ольхонской и ангинской сериям, не расчлененные, встречаются также и на восточном побережье Байкала.

В Южном Прибайкалье на склонах и осевой части хр. Хамар-Дабан карбонатные породы входят в состав слюдянской и хангарульской серий.

В Западном Прибайкалье в составе разреза голоуспенской и улунтуйской свит Байкальской серии (см. ч. 1) значительное место занимают доломитовые известняки или известковые доломиты, известняки кремовые, серые, темно-

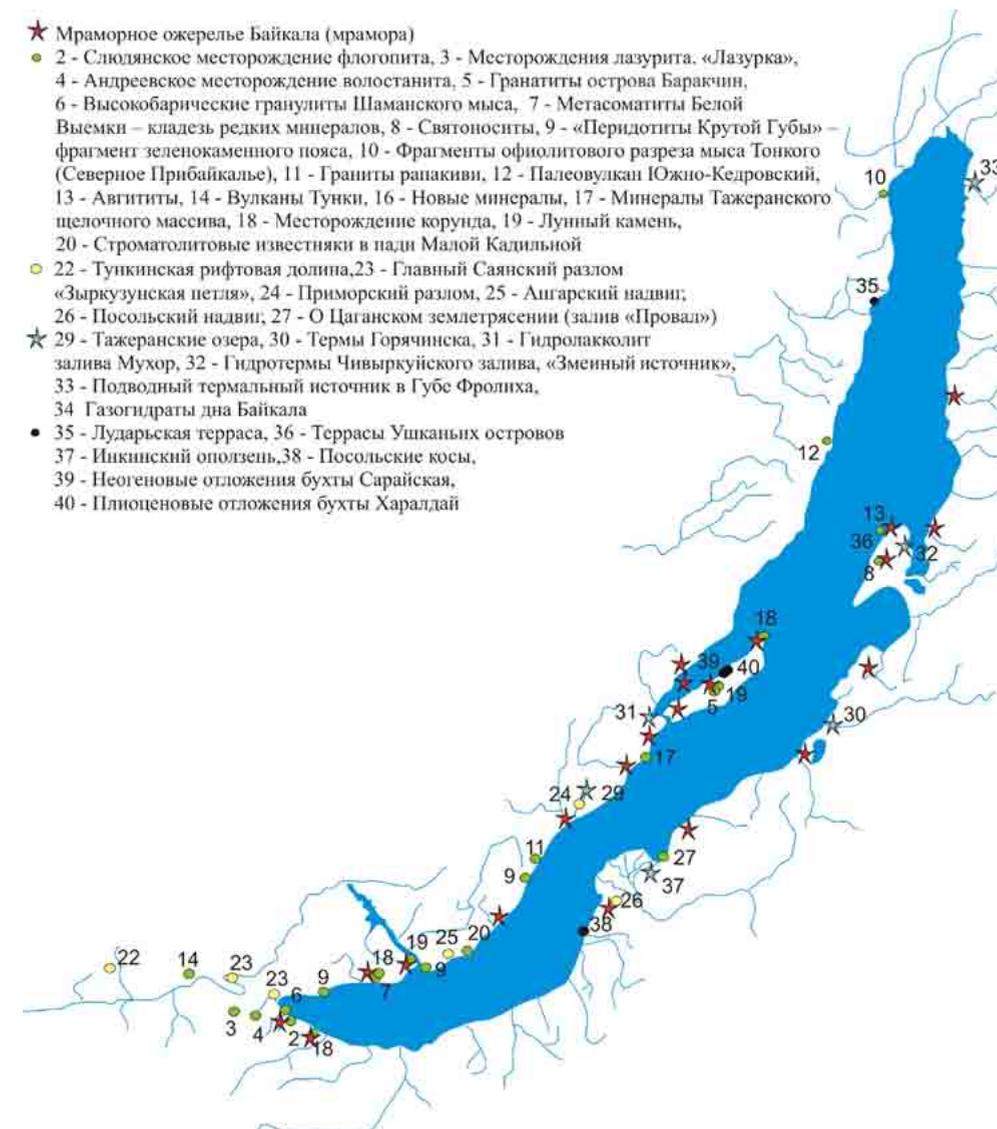


Рис. 3.1. Схема расположения памятных геологических объектов побережья Байкала

Fig. 3.1. Location of principal geological sites of the Baikal coast

серые и черные, часто оолитовые и водорослевые. Встречаются прослои карбонатов, сложенные целиком строматолитами.

В восточном Прибайкалье низы катерской и селенгинской серий сложены существенно теригенными и вулканогенно-теригенными образованиями, а завершают разрез преимущественно карбонатные породы.

Повсеместно, где имеются выходы карбонатных пород, они формируют своеобразный микро- и макрорельеф. На крутых склонах гор можно видеть так называемые останцы разных размеров и форм, иногда напоминающие замки, различные фигуры. Их можно видеть в долине р. Бол. Голоустная, в каньоне нижнего течения р. Куртун и других местах. Наряду с останцами наблюдаются многочисленные мелкие и крупные пещеры, образование которых связано с проявлением карста разного возраста. Некоторые из них использовались человеком с древних времен в качестве стоянок.

Четвертичный и современный карст выражен в виде многочисленных котловин, суходолов, пещер, карстовых источников и озер, карстовых полостей и других форм. Только в каньоне нижнего течения р. Куртун (правый приток р. Бугульдейки) зарегистрировано 12 пещер длиной от нескольких до 12 м. Наиболее крупная пещера под названием «Мечта» находится в 10 км южнее Ольхонских Ворот (против бывшего поселка Харикта) – излюбленное место посещения начинающих и опытных спелеологов [Вологодский, 1975]. Общая ее протяженность свыше 600 метров. Довольно крупная пещера выявлена вблизи бухты Ая – Усть-Ангинская, общая протяженность ее ходов превышает 150 м. Есть пещеры на о-ве Ольхон: около пос. Хужир, в районе Ольхонских Ворот, на мысе Саган-Хушун, на острове Эдор, в районе пос. Кутул, на мысе Саган-Заба и др. Размеры этих пещер не велики: длина их обычно не превышает 5–15 м, а ширина – 1–3 м. В некоторых пещерах найдены остатки культуры первобытного человека.

Развитие карста в значительной степени повлияло на физико-географическую обстановку некоторых территорий. В Приольхонье и на острове Ольхон с закарстованностью карбонатных массивов связано формирование степного ландшафта, безводье долин и глубокое залегание подземных вод. Здесь часто можно наблюдать своеобразное узкополосчатое распределение древесной и степной растительности: там, где на дневную поверхность выходят пласты гнейсов и амфиболитов, местами произрастает, хотя и в угнетенном состоянии, древесная растительность, представленная преимущественно лиственницей, а там, где выходят мраморы, встречается лишь степная растительность.

В местах, где известняки находятся у уреза воды, образуются гроты, в которых в зимнее время формируются ледяные сталактиты и сталагмиты, достойные восхищения. Их можно наблюдать на Ольхоне, в южной части Байкала на мысе Шаман и в других местах. На о. Бол. Ушканьем в прибрежной полосе в мраморах можно видеть выбитые волнами и отполированные углубления, напоминающие обычные ванны.

Карбонатными породами сложен мыс Бурхан (Шаманка) на острове Ольхон. В нем имеется сквозная пещера длиной 12 м, вблизи которой и непосредственно в ней совершались культовые обряды еще ранними кочевниками. (Мыс вместе с пещерой является древним культовым местом западных и восточных бурят, охраняется государством.)

Отполированная водами Байкала галька мраморов встречается по всему побережью, там, где есть их выходы. Особенно вызывает восхищение

снежно-белая галька, и мало кто устоит, чтобы не взять ее на память о Байкале. Иногда галька мраморов преобладает среди пород другого состава. На западном побережье в районе пос. Зама есть небольшое прибрежное озеро, отделенное от Байкала узкой косой, почти полностью сложенной плоской мраморной галькой белого цвета разного размера.

При высоких РТ условиях метаморфизма карбонатных пород, а также на контакте их с интрузивными породами образуется множество чаще всего силикатных минералов: это изумительной красоты кристаллы шпинели, граната, амфибола, турмалина, диопсида и его разновидностей, плагиоклаза, флогопита, апатита, лазурита, скаполита, волластонита. Всего более 100 минералов и их разновидностей. Урочище Улан-Харгана, мыс Хобой, падь Узур, мыс Хадарта, остров Баракчин, Белая Выемка, карьер месторождения «Перевал» – это далеко не все места, где можно увидеть эти замечательные творения природы.

Карбонатные породы человек издавна широко использует в своей жизнедеятельности. Они служат обычным строительным материалом, а также в качестве цементного сырья и облицовочного камня. Низкомагнезиальные мрамора являются сырьем для химической промышленности. Вокруг Байкала известен ряд месторождений мраморов как эксплуатируемых в настоящее время, так и разведанных.

Основное назначение природного мрамора – облицовка поверхностей строительных конструкций плитами для защиты от разрушения в процессе эксплуатации и придания им декоративности. Используются они также для кладки цокольных поясов зданий, стенок набережных, устоев мостов и других сооружений, скульптурных композиций, мемориальных и других объектов. Мраморный щебень и крошка из облицовочных камней используется как декоративный наполнитель различных мозаичных изделий, отделочных деталей, наружной штукатурки. Отходы обработки перечисленных изделий, а также негабаритные и не востребованные блоки, переработанные на щебень и бутовый камень, используют для общестроительных работ. Одно из месторождений облицовочного камня представлено розовыми мраморами месторождения Буровщина в Слюдянском районе, другое – белыми и светло-серыми их разновидностями – на месторождении Бугульдейском в Приольхонье. Кроме того, в Слюдянском районе разрабатывается Динамитное месторождение мраморов для производства декоративной крошки.

Розовым мрамором месторождения «Буровщина» облицована одна из станций Московского метрополитена – «Баррикадная» (рис. 3.2), а из белого мрамора построено здание железнодорожного вокзала станции «Слюдянка», сохранилась водонапорная башня в Слюдянке.

Из всех байкальских месторождений только мраморы Бугульдейского месторождения являются пригодными для изготовления статуй. Этому отвечают такие их качества, как выдержанность и чистота химического состава, значительные размеры блоков, белоснежный цвет, отсутствие включений. Они легко полируются, приобретая идеально гладкую поверхность.



Рис. 3.2. Розовые мрамора месторождения «Буровщина», станция метро «Баррикадная» в Москве

Fig. 3.2. Pink marble from the «Burovshchina» deposit, metro station «Barrikadnaya» in Moscow

В настоящее время карьер находится в резерве. По специальным лицензиям добываются лишь небольшие объемы этого уникального статуарного мрамора. Добыча ведется ленточными пилами, что позволяет добывать его крупными блоками (рис. 3.3).

Карбонатные породы являются основным компонентом в производстве цемента. Цемент входит в десятку наиболее важных видов Мировой продукции. Портландцемент – основной материал строительной индустрии. В Иркутской области цементные мраморы добываются на Слюдянском месторождении (карьер «Перевал»), откуда дробленное фракционированное сырье железнодорожным транспортом доставляется в г. Ангарск на цементный завод АО «Ангарскцемент».

Мраморы месторождения используются также для производства строительного щебня, пригодны для выпуска известковой муки, декоративного щебня, мраморной крошки.

Но, кроме источника сырья для цементной промышленности, карьер «Перевал» является уникальным природным минералогическим музеем, объектом профессионального внимания, интереса и изучения геологов и коллекционеров-минералов.

Месторождение «Перевал», как и находящееся поблизости Комарское месторождение, по данным Л. З. Резницкого и Е. П. Васильева [Геологические ..., 1993], приурочено к своеобразной «структуре гигантского отслаивания», рост которой сопровождался нагнетанием пластичных мраморов в ее



Рис. 3.3. Бугульдейское месторождение мраморов

Fig. 3.3. The Buguldeika marble deposit

замковую область (рис. 3.4). Набор разновидностей мраморов в карьере «Перевал» довольно обширен, особенно в магнезиальных пластах: форстеритовые, флогопит-форстеритовые, шпинелевые, диопсид-кварцевые, графит-содержащие с разными соотношениями силикатов и карбонатов, кальцита и доломита. В низкомагнезиальных пластах преобладают почти мономинеральные кальцитовые мраморы. Широко распространены крупно- и даже гигантокристаллические разновидности, в которых монокристаллы кальцита достигают 10–15, а иногда 20–30 см.

Еще одна достопримечательность месторождения – голубой кальцит. Он нередок для слюдянской толщи в целом, но на «Перевале» впечатляет обилие во многих участках гигантокристаллических голубых мраморов. Чередование мощных голубых и белых полос формирует красивые текстуры, а также впечатляют гигантские порфиробласты голубого кальцита в белом мраморе. Интенсивность окраски бывает очень высокой – до сине-голубой. 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.

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 скарнах белый диопсид мраморов, концентрируется у контакта. По магнезиальным мраморам формируются разнообразные шпинель-форстеритовые, флогопит-диопсид-форстеритовые, флогопит-паргаситовые скарны и кальцифиры. Строение самих тел сложное.

Рис. 3.4. Месторождение «Перевал»

Fig. 3.4. The «Pereval» deposit



К этой же группе, по-видимому, примыкают и существенно главколитовые метасоматиты. Они формируют гнезда, жилообразные тела и линзы мощностью до 60–80 см. Центральная часть тел сложена главколитом, белым плагиоклазом и кальцитом в переменных соотношениях. В окружении – одна или несколько зон, чаще всего диопсид-флогопитовая, паргаситовая и слюдяная. Окраска главколита варьирует от бледно-сиреневого до почти фиолетового, образует как сплошные «сливные» массы, так и агрегаты правильных кристаллов.

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

В северо-восточной части карьера залегает специфический 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 диопсид и светло-серый, серый до темного кварц. Белый тремолит иногда образует крупнокристаллические лучистые скопления.

С группой кварц-диопсидовых пород связана спорадическая, исключительно интересная и необычная хром-ванадиевая минерализация. В карьере 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 халькогенные шпинели, простые окислы – рутилы и титаны. К числу самостоятельных минеральных видов, образующих ряды, относятся клинопироксены – диопсид – наталиит – космохлор, гранаты – голдманит – уваровит, шпинели – хромит – магнезиохромит (пикрохромит) – кулсонит, сульфощпинели – калининит – флоренсит, окислы хрома и ванадия – карелианит – эксколаит, турмалины – 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. 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 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 недавно, одновременно в двух местах – в жадеитовых породах Бирмы, связанных с ультраосновными магматитами, и на Слюдянке, в совершенно «непривычной» для него генетической обстановке. Калининит и флоренсовит относятся к сульфощпинелям,

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.

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, ювелирные.

Другой «перевальский» минерал – необычный розовый флогопит, образующий мелкие гнезда и прожилковидные скопления в мраморах совместно с бесцветным («серебрянка») и стально-серым флогопитом. Природа его окраски остается загадкой.

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

Что же явилось причиной накопления столь мощных горизонтов карбонатных пород на ранних этапах развития Земли, когда жизнь на земле если и была, то в крайне ограниченном состоянии?

На ранних этапах развития Земли в атмосфере преобладал углекислый газ, господствовала восстановительная обстановка процессов осадконакопления [Ронов, 1993; Хаин, Короновский, 2007]. Удаление углекислого газа из атмосферы и гидросферы происходило, главным образом, при образовании карбонатов – в результате химических реакций и биологических процессов.

В катархее и архее карбонатных пород немного. В нижнем протерозое, выросло количество C_2 , морская вода стала хлоридно-карбонатной и в ней образовалось карбонат-бикарбонатное равновесие, появились мощные слои карбонатных осадочных пород, прежде всего доломитов *химического* происхождения. В дальнейшем в карбонатных породах наблюдался некоторый рост доли кальцита, а также увеличение доли карбонатов *биологического* происхождения. В породах среднего протерозоя, а тем более раннего рифея, остатки жизнедеятельности водорослей – биогенные известняки, встречаются все чаще и чаще.

Поступление CO_2 в атмосферу связано, главным образом, с вулканической деятельностью. На основе изучения фанерозойских осадков был выведен основной закон карбонатакопления: «Масса карбонатных пород, отлагавшихся в осадочной оболочке Земли в ту или иную эпоху, была прямо пропорциональна: а) интенсивности вулканической деятельности и б) площади внутриконтинентальных морей» [Ронов, 1993]. В настоящее время накопление карбонатов в Мировом океане происходит почти исключительно биологическим путем.

3.1.2. Слюдянское месторождение флогопита

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 (рис. 3.5). Отработка слюды открытым способом продолжалась несколько лет, добыто сравнительно немного флогопита, но очень высокого качества (рис. 3.6). Впоследствии в 50-х гг. подземными выработками обнаружены новые залежи флогопита, но уже обычного для Слюдянки промышленного типа – лестничные жилы в гнейсах.

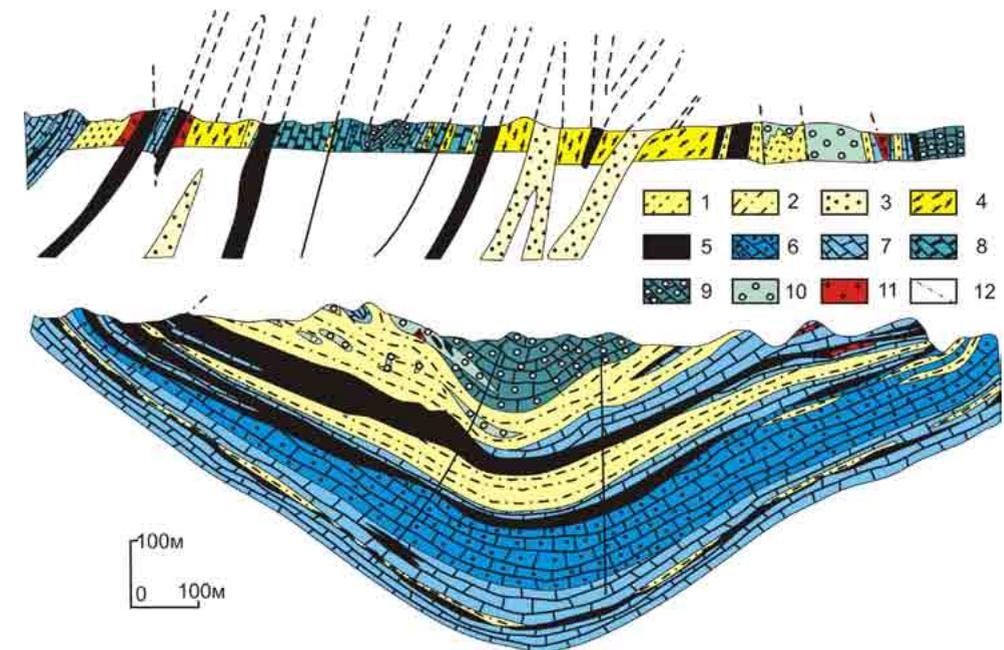


Рис. 3.5. Слюдянский опорный разрез:

1 – гнейсы биотитовые лейкократовые; 2 – гнейсы биотитовые, биотит-гиперстеновые; 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; 8 – мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые; 9 – мраморы кальцитовые с кварцем и белым диопсидом, породы кварц-диопсид-кальцитовые; 10 – породы кварц-диопсидовые; 11 – гранит-пегматитовые; 12 – разрывные нарушения

Fig. 3.5. Key section of the Sludyanka deposit:

1 – biotite leucocratic gneisses; 2 – biotite, biotite-hypersthene gneisses; 3 – biotite-hypersthene-garnet gneisses; 4 – hypersthene-biotite gneisses, enderbites with intercalations and boudins of amphibole-pyroxene crystalline shists; 5 – amphibole-pyroxene crystalline shists; 6 – pink calcite marbles with quartz and diopside; 7 – calcite marbles; 8 – dolomite, calcite-dolomite marbles; 9 – calcite marbles with quartz and white diopside, quartz-diopside-calcite rocks; 10 – quartz-diopside rocks; 11 – garnet-pegmatite rocks; 12 – rupture dislocations



Рис. 3.6. Слюдянский флогопит

Fig. 3.6. Phlogopite of the Sludyanka deposit

Вскрытая карьером Рудника 3 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.

«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. 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 (рис. 3.7). 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 зоны диопсидитов – одной из разновидностей магнезиальных скарнов магматической стадии. Особенность этих диопсидовых оторочек – резкая неоднородность состава клинопироксена, 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. Эндоконтактные изменения гранит-пегматитов выражены в десиликации, значительном обогащении клинопироксеном и сфеном (титанитом). В эндозоне обычны и мелкие агрегаты, как бы «недорастворенные» ксенолиты диопсидитов. Клино-



Рис. 3.7. Апатит и флогопит. Слюдянка, ЮЗ Прибайкалье, Россия. Образец: Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН. Фото: А. А. Евсеев

Fig. 3.7. Apatite and phlogopite. Sludyanka village, S-W Pre-Baikal area, Russia. Specimen: A.Ye. Fersman Mineralogical Museum RAS. Photo: A. A. Yevseyev

пироксены 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 карьерами 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 мицзонитам, 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.

Флогопитовое месторождение, отработанное карьером Рудника 2, – 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 гг. 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 полотне – 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 часты 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 же-

лезистым 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-жильные 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 гиалофана. 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 подроблена «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 фторопатитов 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 межбуждинную 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 метасоматиты. 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.

3.1.3. Месторождения лазурита. «Лазурка»

Так в геологическом обиходе называется Малобыстринское месторождение лазурита — наиболее крупное из обнаруженных в Южном Прибайкалье и единственное здесь место добычи этого прекрасного, овеянного легендами минерала (рис. 3.8).

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 культуре 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.



Рис. 3.8. Лазурит Малобыстринского месторождения

Fig. 3.8. Lazurite of the Malobystrinsky deposit

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 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 Ассирии-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 любимым 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. мастерской Петергофской гранитной фабрики Г. М. Пермикин, посланный на поиски «теневых» камней 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 3 тыс. 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. 3.9). Контакты с массивом тектонические и представлены зонами милонитов. Мраморный горизонт сложен кальцитовыми, доломит-кльцитовыми, доломитовыми мраморами и кальцифирами с частыми будинами алюмосиликатных пород: сиенитов и гранитов (преобладают), биотитовых гнейсов и амфиболитов. В целом тектоническая структура месторождения представляет синклиналь, осложненную поперечными складками. Широко проявлены разлинзование слоев мраморов, будиная прослоев и жил алюмосиликатных пород. Разрывные нарушения, представ-

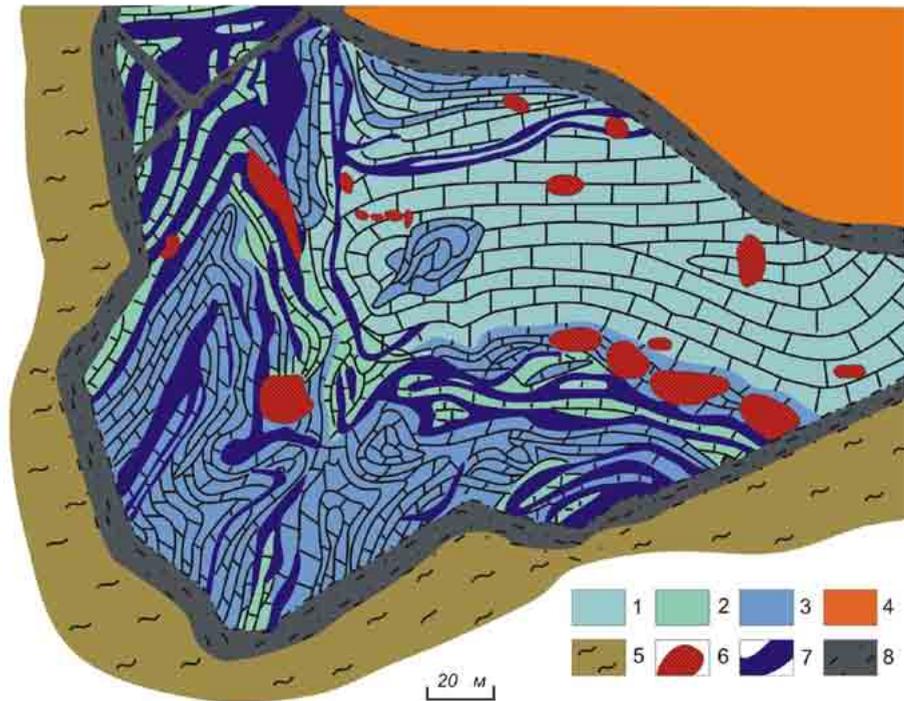


Рис. 3.9. Геологическая схема месторождения «Лазурка»:

1 – мраморы кальцитовые крупнокристаллические; 2 – мраморы кальцит-доломитовые белые; 3 – мраморы кальцит-доломитовые серые, полосчатые; 4 – сиениты; 5 – диопсидовые гнейсы и мраморы харогольской свиты; 6 – будинированные тела гранитоидного состава, в разной степени скарнированные; 7 – лазуритонесные зоны; 8 – зоны брекчирования

Fig. 3.9. Geological scheme of the “Lazurka” deposit:

1 – calcite coarse-crystalline marbles; 2 – white calcite-dolomite marbles; 3 – gray banded calcite-dolomite marbles; 4 – syenites; 5 – diopside gneisses and marbles of Kharogol series; 6 – boudinaged and scarned bodies of granitoid composition; 7 – lazurite-bearing zones; 8 – zones of brecciation

ленные зонами брекчирования и милонитизации, обычно более поздние, чем лазуритовая минерализация.

Лазуритонесные 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 алюмоси-

ликатными (преимущественно гранитными) породами. Это взаимодействие проходило при участии высокотемпературных (640–650 °С) 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, форстсритовыми и шпинель-форстсритовыми породами.

Лазуритовая минерализация формировалась в одну из ранних высокотемпературных стадий постмагматического этапа метасоматическим замещением обломков (будин) алюмосиликатных пород. Собственно лазуритовый камень – это агрегат тонкого срастания диопсида с лазуритом. 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 лазуритовых 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 лазуритонесных метасоматитов вмещающие мраморы испытывают существенные преобразования. Здесь образуется новая «син-лазуритовая» генерация кальцита, обладающая рядом особенностей.

Лазуритовые 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.

Лазурит обычно встречается в виде тонкозернистых масс в тесном срастании 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), зелено-

ватые, розовые или малиновые. Иногда окраска лазурита варьирует в одном образце и даже в зерне. Характерно, что химсостав лазурита стабилен и разноокрашенные разновидности практически не различаются. Наряду с обычным кубическим лазуритом обнаружен анизотропный лазурит триклинной сингонии. Внешне он почти не отличим, но имеет лучшую спайность, иногда слабо иризирует.

Содалит 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.

Афганит, очень широко представленный на лазуритовых 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.

Скаполит на лазуритовых месторождениях обычно представлен фиолетовой разновидностью, получившей местное название – главколит. На слюдянских месторождениях его кристаллы достигают размеров 0,6–0,8 м, а по распространенности он явно преобладает над лазуритом. Это обычно «долазуритовый» скаполит и в парагенезисе с лазуритом хорошо диагностируется по люминесценции при ультрафиолетовом облучении. Лиловато-фиолетовые главколиты, особенно замещенные по трещинам лазуритом, – 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 спутано-волоконистую 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.

3.1.4. Андреевское месторождение волластонита

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 породообразующих минералов – непостоянство составов в рудных телах и в пределах даже одного штуфа, агрегата или зерна. Наиболее отчетливо это проявляется у гранатов гроссуляр-андрадитового ряда. 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 инфильтрационные 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-инфильтрационному типу.

3.1.5. Гранатиты острова Баракчин

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. Здесь и на близлежащих островах Беленький, Замугой в скальных обнажениях широко представлены крутозалегающие пластовые тела (реже жилы) зональных метасоматитов мощностью от 0,5 до 60 м, сложенные крупно- и гигантозернистыми гранат-амфиболовыми, амфибол-гранат-плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми и гранатовыми породами. Эти образования приурочены к контактам относительно мощных пластов кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов с основными сланцами. Содержания породообразующих минералов – граната, амфибола, плагиоклаза, 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 плагиоклазом 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 гроссулар-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-плагиоклазовых пород, развитых по двупироксеновым сланцам. В его восточной части встречаются лишь жилы, а на юго-западном берегу имеются гигантозернистые амфибол-плагиоклазовые породы.

3.1.6. Высокобарические гранулиты Шаманского мыса

Коренные выходы горных пород этого мыса представлены разнообразными гнейсами, амфиболитами и мраморами Слюдянского кристаллического комплекса [Слюдянский..., 1981]. «В дорожной выемке, пересекающей живописнейший Шаманский мыс, – как пишет Ф. В. Кузнецова, – наблюдается чередование гранатовых и гранат-гиперстеновых гранулитов слюдянской се-

рии с сильно разрушенными биотит-гранатовыми гнейсами, содержащими реликтовые прослои и линзы гранат-гиперстен-силлиманитовых гранулитов, в различной степени кордиеритизированных. Интересная особенность пород – содержащийся в них высокомагнезиальный гранат со структурой распада на силлиманит и энстатит.

Гранат-гиперстен-энстатитовые гранулиты являются наиболее метаморфизованными в районе. Они относятся к сутамской субфации глубинности, условия метаморфизма которой следующие: $P_{\text{общ.}} = 9-10$ кбар, $T = 900-1000$ °С [Кузнецова, 1981].

3.1.7. Метасоматиты Белой Выемки – кладезь редких минералов

Белая Выемка – искусственное обнажение мраморов среди кристаллических сланцев, расположенное на 103–105 км КБЖД. Здесь обнажены апокарбонатные метасоматиты, присущие древним глубокометаморфизованным гранулит-гнейсовым комплексам мира с редкими и уникальными породами и минералами, известные пока только на Байкале.

Карбонатные породы Белой Выемки залегают в ядре пологой антиклинальной складки мощностью до 200 м среди сланцев, мигматитов, гранитоидов. Выше основного тела мраморов, в перекрывающих породах, встречаются многочисленные будины карбонатных пород мощностью до 10 м, с которыми также связано интенсивное скарнообразование и формирование метасоматитов. Основной пласт и мелкие пропластки карбонатных пород Белой Выемки практически нацело состоят из продуктов ультраметаморфических и постультраметаморфических преобразований мраморов.

Породы, сформированные по доломитовым мраморам, подразделяются на два типа: 1) ранние, находящиеся вне контактов с магматическими породами; 2) поздние, расположенные на их контактах. Эти типы соответствуют двум фациям (стадиям) единого этапа ультраметаморфических преобразований мраморов: мигматитовой, осуществляющейся под воздействием флюидов одновременно с мигматитами; и поздней, магматической – по механизму магматического замещения гранитоидами карбонатных пород. Скарны мигматитовой фации были сформированы в интервале возраста $1\ 865 \pm 4$ млн лет (U–Pb – метод по бадделеиту), а зональные тела магматической фации, сформированные на контактах сиенитов с доломитовыми мраморами в интервале $(1\ 855 \pm 5)$ млн лет U–Pb метод по циркону из сиенитов).

Характерная особенность гранитоидов Белой Выемки – широкое развитие их эндоконтактных фаций, представленных граносиенитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами. В скарнах Белой Выемки отмечаются прожилки магматических пород, отсутствуют следы постмагматических изменений, что свидетельствует о формировании метасоматитов в магматическую фацию до кристаллизации расплавов. Отнесение пород к постультраметаморфическому этапу основано на геологических взаимоотношениях – пересечение и замещение гранитоидов метасоматитами. На этом этапе

отмечается последовательность минералообразования с замещением более высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными, обусловленная изменением химизма растворов и падением температуры. Выделяется пять температурных – 1, 2, 3 среднетемпературные (1–3 СРТПК) и 1–2 низкотемпературные (1–2 НТПК) подклассов.

Породы 1 СРТПК широко распространены. Это перекристаллизованные скарны ультраметаморфического этапа, скаполитовые, микроклиновые, нефелин-калишпат-пироксеновые породы, шпинель и паргаситсодержащие метасоматиты. Для пород 2 СРТПК характерны разнообразные флогопит-, клиногумит-, содалит-, амфиболсодержащие метасоматиты. Метасоматиты 3 СРТПК представлены крупнокристаллическими флогопит- и (или) пироксен-кальцитовыми, актинолитовыми, гроссуляровыми, канкринитовыми породами. Среди пород 1 НТПК преобладают альбитовые, серпентиновые, клиноцоизитовые, тремолитовые и эпидотовые метасоматиты с молибденитом, галенитом, пиритом, пирротинном. Породы 2 НТПК развиты ограниченно и представлены кварцевыми, кварц-альбитовыми, серпентиновыми, цеолитовыми и асбестовыми породами.

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

Шпинель разнообразна по окраске: бесцветная, голубая, серая, синяя, сиреневая, рубиновая, красная, розовая, зеленая, черная, размером до 10–15 см. Наибольший интерес представляют образцы с розовой шпинелью и хромдиопсидом (рис. 3.10), с голубой шпинелью, анортитом, кальцитом, фассаитом и флогопитом (рис. 3.11). Пироксен имеет широкую цветовую гамму, часто прозрачен, образует стяжения или кристаллы размером от 0,5 мм до 20 см. Флогопит свойствен образованиям постультраметаморфического этапа. Бесцветные, кремовые, розовые кристаллы флогопита 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 калиевый полевой шпат или плагиоклаз.

Содалит, гакманит, гаюин, канкринит замещают нефелин и реже 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. Гакманит – малиновый и розовый, прозрачный, с зернами до 2 мм. Канкринит отмечен в виде вкрапленности, гнездах, прожилках, стяжениях неправильной формы размером до 10 см. Имеет жирный блеск, светло-коричневую окраску.

Паргасит замещает ранние магнезиальные скарны. Окраска его варьирует от водяно-прозрачной, белой, до коричневой и черной.

Другие особенности минерального состава метасоматитов: присутствие анортита вместе со шпинелью и фассаитом (рис. 3.11); сфена (до 5 см) –



Рис. 3.10. Розовая шпинель и хромдиопсид в шпинель-форстеритовом скарне

Fig. 3.10. Pink spinel and chrome-diopside in spinel-forsterite scarn.

коричневого в сиенитах и черного в скарнах; бадделеита в шпинель-форстеритовых скарнах с красной и розовой шпинелью; крупнокристаллических выделений кальцита (до 40 см) и форстерита (до 10 см) в участках перекристаллизации скарнов и кальцифиров.

Ниже приводится описание наиболее интересных точек Белой Выемки.

103,3–103,2 км – выходы сланцев, плагиогнейсов, мраморов среди черноэндербитов и гранитов. Выше карбонатного пласта наблюдаются субпараллельные флогопитоносные жилы. По черноэндербитам образуются зональные тела: скаполитовая порода – шпинель-пироксеновый скарн. Более поздними являются флогопит-пироксеновые и паргаситовые породы. Крупнокристаллические разновидности с флогопитом, пироксеном, паргаситом, скаполитом, кальцитом образуются при перекристаллизации мелкозернистых пород. В карбонатных будинах встречаются зональные магнезиальные скарны с кристаллами шпинели (до 5 см), диопсида, анортита, апосланцевые розовые шпинель-фассаитовые скарны.

103,7–103,6 км – контакт мраморов с толщей перекрывающих сланцев. На удалении от контакта присутствуют граниты, а вблизи мраморов – сиениты. Вдоль контакта распространены пластовые зональные магнезиальные скарны со строением: пироксен-плагиоклазовая порода – шпинель-пироксеновый скарн-шпинель-пироксен-форстеритовый скарн- шпинель-форстеритовый кальцифир-доломитовый мрамор.



Рис. 3.11. Зональный скарн мигматитовой фации ультраметаморфического этапа (слева направо), флогопитизированный (флогопит-коричневого цвета во всех зонах) на постультраметаморфическом этапе. Ранняя зональность ультраметаморфического этапа: шпинель-анортит-пироксеновая порода, анортит-шпинелевая порода, фассаитовая порода – шпинель-форстеритовый кальцифир. Уменьшено в 4 раза

Fig. 3.11. Zonal scarn of migmatite facies of ultrametamorphic stage (from left to right), which experienced phlogopitization (phlogopite is brown in all zones) at post-ultrametamorphic stage. Early zoning of ultrametamorphic stage: spinel-anorthite-pyroxene rock, anorthite-spinel rock, fassaite rock – spinel-forsterite calciphyre (diminished 4-fold)

104,5–103,95 км. Среди шпинель-форстеритовых и форстеритовых кальцифиров встречаются снежно-белые диопсидовые скарны. Здесь же отмечается блок двупироксеновых плагиосланцев с гнездообразными и жильными телами сиенитов. В плагиосланцах отмечена вкрапленность скаполита, нефелина, флогопита. В западной части обнажения крупнокристаллические породы с пироксеном, шпинелью, флогопитом, кальцитом и кварц-карбонатные жилы. Встречаются дайки кайнотипных оливиновых базальтов.

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 с прожилками сиенитов. На контактах сиенитов и карбонатных пород развиты нефелин-калишпат-пироксеновые метасоматиты. 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 зона

нефелиновых пород. Содалитовые породы развиваются по нефелиновым породам, сиенитам и позже замещаются скаполитом, канкринитом, корундом. На контактах скарнов и сиенитов отмечается флогопитизация.

104,35–104,4 км. Среди форстеритовых кальцифиров наблюдаются амфибол-пироксеновые сланцы и неизменные доломитовые мраморы, тела белых мономинеральных диопсидовых скарнов, содержащих гнездовую флогопитизацию.

104,6 км – среди шпинель-форстеритовых кальцифиров встречаются жильные и линзовидные тела скарнов со шпинелью красных и розовых оттенков, изумрудно-зеленым хромдиопсидом и бадделейтом.

104,7–104,9 км. В шпинель-форстеритовых кальцифирах наблюдается тело сиенитов. Контакты между сиенитами и сланцами постепенные, а между сиенитами и карбонатными породами всегда присутствует зона нефелиновых метасоматитов. В горизонтальных контактах развита зона нефелин-калишпат-пироксеновых пород, а в вертикальных зональные тела: пироксеновый сиенит – нефелин-калишпат-пироксеновая порода – нефелин-форстеритовая порода – шпинель-форстеритовый кальцифир. Включения сланцев среди сиенитов превращены в фассаитовые скарны и окружены оторочкой нефелиновых пород.

105 км. В сиенитах отмечаются прожилки нефелин-калишпат-пироксеновых пород I СРТПК постультраметаморфического этапа. Их окраска определяется составом исходных сиенитов: по мезолитовым сиенитам развиты розоватые, а по лейкократовым – зеленые.

3.1.8. Святоноситы

Святоноситы – андрадитовые сиениты – были открыты в 1913 г. на п-ове Святой Нос П. Эсколя [Eskola, 1921]. В участках развития этих образований существуют проблемы – что же называть святоноситами? Так как здесь отмечается широкий спектр андрадитсодержащих пород разной зернистости, структурно-текстурных особенностей, вариациями состава. Строго говоря, к святоноситам следует относить только лейкократовые массивные разновидности, сложенные калиевым полевым шпатом, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, плагиоклазом, пироксеном, иногда нефелином, которые имеют секущие интрузивные взаимоотношения с более ранними метасоматическими и метаморфическими породами. Но так как лейкократовые святоноситы тесно связаны с мезократовыми андрадит-пироксеновыми разновидностями с калиевым полевым шпатом, имеющие переходы к лейкократовым, то святоноситами называют и образования, которые не имеют явно интрузивной природы. Святоноситы – редкие породы, в мире известно около 50 мест их находок. Большая их часть находится в Байкальском регионе, где они известны в 17 массивах. В прибрежной части оз. Байкал они обнаружены:

1) в кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморах святоносской толщи (Марковский и Эскольский массивы – п-ов Святой Нос) и перевальной (карьер Перевал), харагольской и безымянской свит (Ю-3 Прибайкалье);

2) на контакте чарнокитоидов с мраморами – Мало-Быстринский массив (Ю-3 Прибайкалье);

3) среди габброидов – Лево-Безымянский, Бурутуйский массивы (Ю-3 Прибайкалье);

4) в нефелиновых сиенитах – Тажеранский массив.

В святоносской толще полуостров (Святой Нос) святоноситы образуют отдельные изолированные тела в мраморах в районе мыса Зелененький (Эскольский массив) и вдоль ручья Большой Марковский (Марковский массив).

Марковский и Эскольский массивы залегают согласно с вмещающей амфиболито-карбонатной толщей, а также друг с другом в виде изолированных тел в кальцитовых мраморах вне видимых контактов с магматическими породами широко распространенного здесь баргузинского комплекса. Непосредственно в контактах мраморов со святоноситами или сиенитами отмечаются соответственно гранат-пироксеновые или пироксеновые скарны. Присутствие гранат-пироксеновых скарнов в святоноситах, а пироксеновых – в сиенитах, с секущими их прожилками магматитов и наличие порфириобластовых выделений калиевого полевого шпата в скарнах, без следов постмагматических изменений, позволяет утверждать, что скарны образовались до кристаллизации магматических пород и их следует относить к редкому в природе типу известковых скарнов магматической стадии. Святоноситы отмечаются в ряду последовательно формирующихся пород, где выделяются следующие их разновидности: 1 – гранат-пироксеновые скарны; 2 – порфириовидные пироксеновые святоноситы с реликтами скарнов; 3 – порфириовидные пироксеновые святоноситы с гломеробластовой структурой; 4 – массивные пироксеновые святоноситы; 5 – аплитовидные пироксеновые или амфиболовые святоноситы. Порфириовидные святоноситы являются автохтонными фациями, а аплитовидные – аллохтонными. Вне зон распространения ранних известковых гранат-пироксеновых скарнов или в других массивах андадит-пироксеновых метасоматитов святоноситы не известны. Это однозначно свидетельствует о генетическом единстве ранних гранат-содержащих скарнов или метасоматитов со святоноситами. Отсюда и проблема – называть ли святоноситами их мезолитовые разности, не имеющие с толщей интрузивных взаимоотношений?

В районе Мало-Быстринского массива святоноситы отмечаются: 1) непосредственно на контактах сиенито-чарнокитоидов с кальцитовыми или доломит-кальцитовыми мраморами; 2) на некотором удалении от массива в изолированных телах среди мраморов вне видимых контактов, с какими-либо магматитами. Среди святоноситов выделяются разновидности: с порфириобластами калиевого полевого шпата и плагиоклаза, приуроченные к андрадит-пироксеновым породам; с гломеробластовыми обособлениями граната и пироксена среди лейкократовых минералов; массивные лейкократовые разности с порфириобластами граната и пироксена (рис. 3. 12). Наиболее поздними являются секущие жилы крупнокристаллических и пегматоидных святоноситов.



Рис. 3.12. Массивные святоноситы с включениями гранат-пироксеновых скарнов

Fig. 3.12. Massive sviatonossites with inclusions of garnet-pyroxene scarns

В Лево-Безымянском массиве доминируют габброиды и сиениты среди кальцитовых мраморов. Среди габброидов, а не кальцитовых мраморов как на п-ове Святой Нос, фиксируются переходы от андрадит-пироксеновых разностей с плагиоклазом к калишпат-плагиоклаз-пироксен-гранатовым породам и далее к разностям с преобладанием плагиоклаза и калишпата над гранатом и пироксеном, и, далее, к аплитовидным лейкократовым, явно магматическим, святоноситам.

В долине р. Слюдянка (район карьера Перевал) в слюдянском комплексе святоноситы известны в виде отдельных изолированных выделений среди кальцитовых мраморов. Доминируют меланократовые плагиоклаз-калишпат-гранат-пироксеновых разности, которые приурочены к краевым частям тел с переходами от святоноситов к лейкократовым сиенитам и гранитам, наблюдаемым в центральных частях тел.

На Тажеранском массиве святоноситы встречаются в его северо-восточной части, где они образуют субпластовые тела мощностью до 25 м и протяженностью до 250 м. Доминируют лейкократовые разности с мезократовыми и меланократовыми включениями сложенные калиевым полевым шпатом, нефелином, плагиоклазом, пироксеном и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Они наблюдаются в контакте нефелиновых сиенитов с кальцитовыми мраморами. Контакты между нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами главных фаций массива с изученными эндоконтактовыми сиенитами и святоноситами постепенные, не резкие и представляют собой зону взаимодействия между вмещающей крайне гетерогенной карбонатно-силикатной рамой и щелочными сиенитами.

Широкие вариации вещественных и структурно-текстурных свойств святоноситов являются характерной их особенностью и обусловлены условиями образования – взаимодействием мраморов с поступающим из глубин материалом. Практически всегда наблюдаемые переходы от ранних меланократовых гранатсодержащих пород к их мезократовым разностям с плагиоклазом и калишпатом и, далее, к, безусловно, магматическим автохтонным

и аллохтонным лейкократовым святоносителям отражают их формирование в едином процессе последовательного развития и замещения субстрата. Минеральный состав святоносителей и связанных с ними пород один и тот же, но для них характерны широкие колебания в количественных соотношениях минералов, а также их составов.

Святоносителям Байкальской провинции присущи: 1) приуроченность к зонам активизации фундамента; 2) отсутствие связи с определенным типом магматитов; 3) расположение в высококальциевых средах – мраморах, габброидах; 4) залегание в телах любой формы и местоположения; 5) связь субстрата ранних пород с поздними магматическими; 6) нахождение со святоносителями безгранатовых сиенитов. Во всех массивах святоносителей отмечаются близкие характеристики: повышенные содержания Zr, Sr, Ba, LTR, присущие мантийным образованиям. Характер распределения редких элементов в святоносителях подчеркивает, с одной стороны, общую их литофильную мантийную специфику, а с другой – обогащенность кальцием из вмещающих кальцитовых мраморов или габброидов.

С момента публикации работы П. Эсколя [1921] встали вопросы – Почему гранаты андрадитового состава присутствуют в породах такой высокой кремнекислотности? Являются ли святоносители магматическими образованиями, т. е. кристаллизовались ли они из расплава и каковы причины существования таких расплавов? Сам П. Эсколя привел убедительные доказательства формирования святоносителей за счет богатого кальцием протолита – сначала образования по кальцитовым мраморам андрадит-пироксеновых скарнов, а потом серии пород святоносительного ряда. Конечными продуктами преобразований скарнов являются лейкократовые святоносители с интрузивными взаимоотношениями с более ранними метаморфическими породами и скарнами. Выявленная петрогеохимическая близость святоносителей к породам генетически связанным с мантийными источниками – карбонатитам, кимберлитам, лампроитам с наследованием святоносителями кальциевой компоненты вмещающих пород однозначно свидетельствует о том, что они являются продуктом мантийно-корового взаимодействия. Образований с такой очевидностью, указывающих на проявление этого процесса в природе, не так много. По-видимому, широкое развитие святоносителей свидетельствует о генетической специфике становления коры в регионе под воздействием глубинных агрессивных флюидных потоков вещества, преобразующих существенно кальциевый протолит на этапах, предшествующих формированию Байкальской рифтовой системы.

3.1.9. «Перидотиты Крутой Губы» – фрагмент зеленокаменного пояса

Ультраосновные породы повышенной железистости, описание которых дано выше (см. ч. I), встречаются в виде небольших будин в высоко метаморфических толщах Шарыжалгайского выступа, представляющего цоколь Сибирской платформы, являются составной частью многократно перерабо-

танного зеленокаменного пояса. «Близкие по положению, возрасту и составу, ультраосновные породы встречаются в аналогичных структурах архея Восточного Саяна..., Алданского щита..., цоколя Русской платформы..., Антарктики...» [Грудинин, Меньшагин, 1987, с. 139].

Авторы указанной выше монографии считают, что подобные породы, встреченные у северного портала тоннеля № 32 Кругобайкальской железной дороги под названием «Перидотиты Крутой Губы» (рис. 3.13), присущи только структурам древних платформ и щитов. Возникновение подобных структур имеет необратимый характер. Они формировались на коре континентального типа, и слагающие их породы, такие как перидотиты, по петрохимическим и геохимическим характеристикам существенно отличаются от аналогичных пород офиолитовых поясов, возникновение которых связывается с другими геодинамическими обстановками.

3.1.10. Фрагменты офиолитового разреза мыса Тонкий, Северное Прибайкалье

В прибрежной части Северного Прибайкалья, по западному и восточному берегу или вблизи его, среди докембрийских метаморфических толщ, встречается множество довольно крупных массивов или небольших тел, сложенных породами основного и ультраосновного состава. Наиболее известные из них это Нюрундуканский и Слюдянский массивы, а также небольшие тела габброидов и ультраосновных пород в бассейнах рек Тыя, Рель, Светлая,



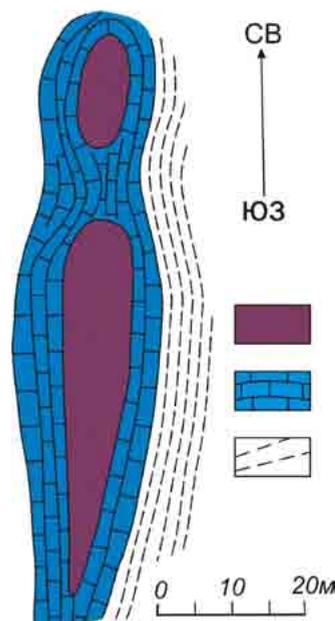
Рис. 3.13. Блоки высокожелезистых гипербазитов (черные фрагменты) рассечены жилами гранитов (белые фрагменты)

Fig. 3.13. Blocks of high-Fe hyperbasic rocks (black fragments) are cut by granite veins (white fragments)

Намама, Томпуда и Кабанья [Грудинин, 1965, 1979]. Большинство из этих массивов и небольших тел входит в состав рифейских офиолитов Северного Прибайкалья [Grudin, Demin, 1994] под названием Байкало-Муйского офиолитового пояса.

Особую значимость, по нашему мнению, представляют своеобразные, крайне интересные в минералого-петрографическом и петрологическом отношении, обнажения основных пород, отмеченные в Северо-Западной оконечности оз. Байкал, на мысе Тонкий (рис. 3.14).

Здесь встречаются как ультраосновные, так и основные породы глубинного происхождения (серпентинизированные плагиоперидотиты, измененные габбро, друзиты, плагиограниты). Все эти породы «...в виде серии коренных обнажений вдоль береговой линии оз. Байкал представлены различными то свежими, то сильно измененными местами гигантозернистыми габбро и габбро-пегматитами (рис. 3.15), которые довольно часто интенсивно раздроблены, перемяты, иногда превращены в ортосланцы. Причем все эти породы нередко рассечены мелкими ветвящими жилами диабазов... Вдоль зон дробления часто отмечаются дайки гранит-аплитов... Иногда жилы гранит-аплитов находятся либо в зонах дробления, либо на контакте этих зон с пегматоидными габбро. Контакты их с габброидами резкие, отчетливо видны мелкие жилки аплитов, рассекающие пегматоидные габбро. В пегматоидных габбро нередко наблюдаются крупные линзообразные обособления кристаллов амфиболизированного пироксена, достигающего 20 см по длинной оси и 10 см в поперечнике... В крупных амфиболизированных кристаллах пироксена отмечаются бесформенные обособления полевого шпата...» [Грудинин, 1979, с. 29]. В контакте с жилами гранитов основные породы интенсивно расланцованы, вплоть до катаклизитов и милонитов.



Члены этой офиолитовой ассоциации (отдельных серий, комплексов) широко распространены, как указывалось выше, и в других местах береговой части Байкала. Иногда они встречаются вместе или порознь в виде небольших линз высокомагнезиальных ультраосновных пород (рис. 3.16), иногда в виде массивов дифференцированных габброидов, либо даек диабазов и полей вулканитов. Их более подробное описание читатель может найти в первой части этой книги.

Рис. 3.14. Линзы высокомагнезиальных альпийно-типных гипербазитов. Залив Мухор:

1 – гипербазиты; 2 – мраморы; 3 – сланцы

Fig. 3.14. Lenses of high-magnesian Alpine type ultrabasites. The Mukhor bay:

1 – ultrabasites; 2 – marbles; 3 – schists



Рис. 3.15. Фото габбро-пегматитов

Fig. 3.15. Photo of gabbro-pegmatites

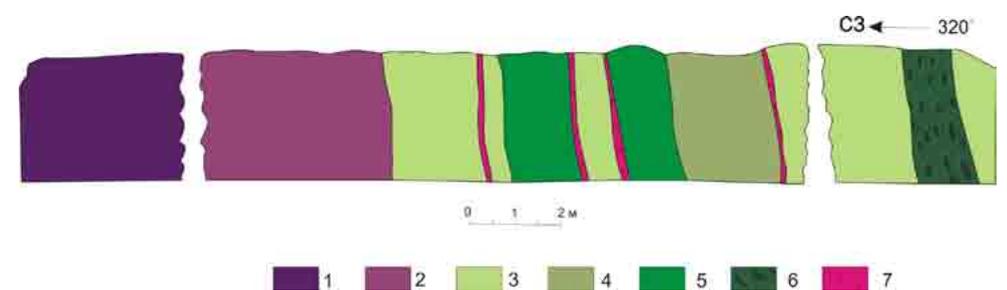


Рис. 3.16. Геологический разрез офиолитов на мысе Тонкий, Северо-западная оконечность Байкала:

1 – плагиоперидотиты; 2 – серпентинизированные плагиоперидотиты; 3 – гнейсовидные габбро и троктолиты; 4 – зоны интенсивного дробления габброидов; 5 – катаклизиты габброидов; 6 – зоны милонитов; 7 – аплитовидные граниты

Fig. 3.16. Geological section of ophiolites on Tonky cape, north-western extremity of Baikal:

1 – plagioperidotites; 2 – serpentinous plagioperidotites; 3 – gneissous gabbro and troctolites; 4 – zones of intensive crushing of gabbroids; 5 – cataclasites of gabbroids; 6 – zones of mylonites; 7 – aplite-like granites

Особый минералогический интерес представляют небольшие ветвящиеся жило- и гнездообразные тела габбро-пегматитов, встреченные в коренных обнажениях на мысе Тонкий, на северо-западном побережье Байкала. Такие породы встречаются среди разнообразных, часто измененных, габбро, норитов, друзитов, троктолитов, которые нередко раздроблены и перемяты, иногда превращены в ортосланцы, а затем рассечены небольшими дайками гранит-аплитов. Жилы габбро-пегматитов состоят из крупных кристаллов амфибола, достигающих 20 см по длинной оси и 10 см в поперечнике и почти таких же кристаллов полевого шпата (плагиоклаза).

Есть основание полагать, что основные породы, вмещающие указанные выше тела габбро-пегматитов, являются частью докембрийских офиолитов, которые составляют такие известные массивы, как Озёрский, Осиновский и ряд других, расположенных в береговой части озера Байкал.

3.1.11. Граниты рапакиви

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 Седерхольма. 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. 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 использующийся 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 крупновоидные, неравномерно-зернистые порфиоровидные, среднезернистые, мелкозернистые аплитовидные. Минеральный состав всех разновидностей — калиевый полевой шпат (микроклин) как в основной массе, так и в овоидах, и порфиоровых включениях; плагиоклаз (андезин в основной массе 10–13 %, в оболочках овоидов 21–26 %), кварц, роговая обманка, биотит.

В аксессуориях — магнетит, титаномagnetит, 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.

Крупновоидные порфиоровидные 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 порфиоровидность. Вкрапленники образованы решетчатым микроклин-пертитом, обычно с хорошо видимой в штуде плагиоклазовой оторочкой. Размеры овоидов от 3×4 до 12×25 см. Овоиды составляют от 50 до 15 % 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 Большой и Малой Колокольной, 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 1 650–1 690 млн лет.

Нельзя не привести высказывание известного геолога и геоморфолога Н. А. Флоренсова, который в свое время изучал обнажения гранитов рапакиви в береговой части бухты Песчаной и мысов Большой и Малый Колокольный: «Собственно губа (бухта) 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 наваянного. На самом деле грубозернистый песок аркозового состава слагает только полосу пляжа. Выше по склону он сменяется неокатанным гравием и хрящем, 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...» [Геологические..., 1993, с. 118].

Бухты Песчаная, Колокольная и Бабушка давно были 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.

3.1.12. Палеовулкан Южно-Кедровский

На перевале, разделяющем истоки ключа Юж. Кедровский и истоки р. Правая Тонгода, располагается шток кварцевых порфиров, внедрившихся в прижерловые фации вулканогенных пород (рис. 3.17). 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 пелловые 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 экструзивный характер залегания кварцевых порфиров.

Извержения Южнокедровских вулканов происходили после осадконакопления третьего горизонта разреза, наблюдаемого по ключу Ср. Кедровскому, 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 южнокедровских вулканических построек, сформированных позднее.

В цирке высоты 2 193 м, обращенном к Байкалу, экструзивные 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.

В данном разрезе продукты вулканических извержений переслаиваются с продуктами перемыва вулканитов, выброшенных вулканами центрального

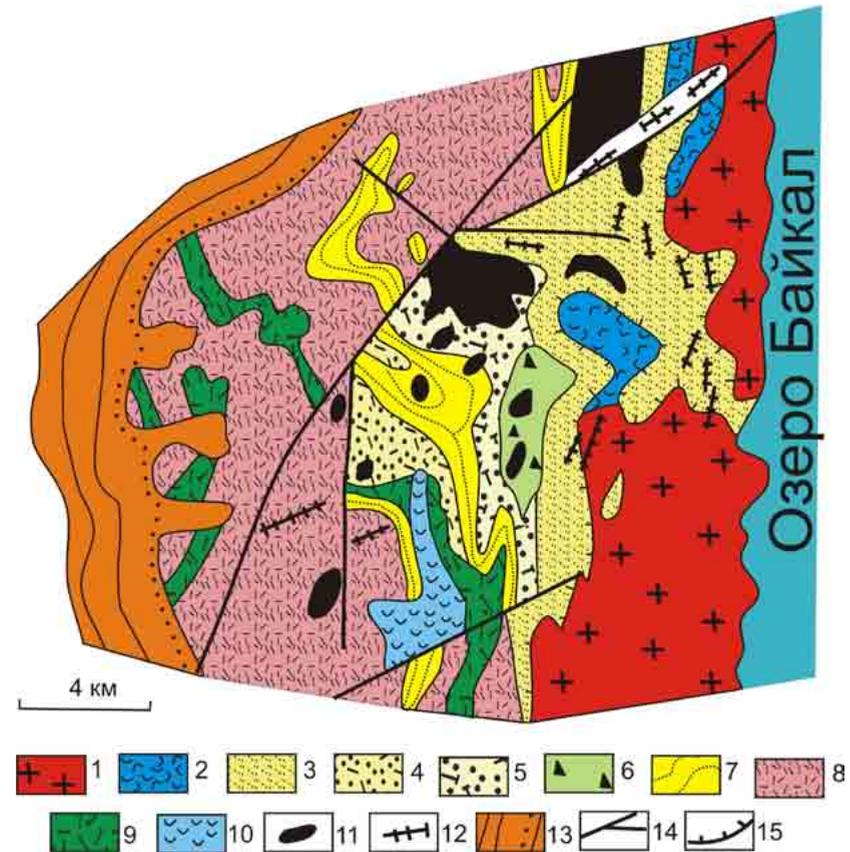


Рис. 3.17. Геологическая карта окрестностей р. Пр. Тонгода и ключа Юж. Кедровый:

1 – гранит-порфиры периферического магматического очага; 2 – фельзитовые порфиры ранних фаз; 3 – базальный терригенный горизонт мужинайско-тонгодинского вулканогенного комплекса; 4 – ритмично переслаивающиеся песчаники, алевриты, гравелиты, туфы, прослои вторичных кварцитов; 5 – туфовые образования околожерловых фаций; 6 – туфоагломераты, туфолавы; 7 – лиловые тонкозернистые туффиты; 8 – лавы кварцевых порфиров, игнибриты; 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 (рифейя); 14 – линии разломов; 15 – надвиги

Fig. 3.17. Geological map of the Pravaya Tongoda River and Yuzhny Kedrovyy spring vicinities:

1 – granite-porphyrates of peripheral magmatic chamber; 2 – felsitic porphyries of the early phases; 3 – basal terrigenous horizon of the Muzhynai-Tongoda complex; 4 – rhythmically interbedded sandstones, siltstones, gravelites, tuffs, intercalations of secondary quartzites; 5 – tuffaceous formations of funnel-related facies; 6 – tuff agglomerates and lavas; 7 – violet fine-grained tuffites; 8 – lavas of quartz porphyries, ignimbrites; 9 – tuffs, tuffites; 10 – effusive felsitic porphyries; 11 – extrusive and sill-laccolith facies of quartz porphyries; 12 – dikes of diabases and gabbro-diabases; 13 – Upper Proterozoic (Riphean) terrigenous formations; 14 – lines of faults; 15 – overthrusts

типа, которые располагались на месте современного водораздела оз. Байкал и бассейна р. Пр. Тонгода. Возраст вулканитов 1 560–1 710 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 покровных 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 шпировые тела в гранит-порфирах, исчезающие в удалении от контакта.

3.1.13. Авгититы

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 докемб-рийских 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, порфировых выделений оливина и спорадических авгита, обильных мелких кристаллов мелилита и рассеянного рудного минерала. Третья разновидность по изначальному составу аналогична зеленовато-серым порфиритам 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.

Черные авгититы обнажены на юго-западном участке, на северо-востоке находится изометричный в плане выход зеленовато-серых вулканитов. Между крупными телами имеются мелкие тела – зеленовато-серых и лиловато-бурых порфиритов. 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 порфиритов менее интенсивна. По форме тело близко к вертикальному штоку. Над другими выходами кайнозойских магматических образований магнитные аномалии отсутствуют. Очевидно, это связано с их малой мощностью.

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

3.1.14. Вулканы Тункинской долины

Вулканизм Тункинско-Мондинской группы впадин начался в позднем мелу – раннем палеогене. Базальты и туфы извержений этого возраста вскрыты бурением на Еловском отроге 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 прослойки осадочного материала, образовали базальтовое плато площадью около 3 тыс. км². Мощность базальтов иногда превышает 500 м. Подошва толщи в осевой части хребта расположена на отметке 1 800–1 900 м и постепенно понижается в сторону Тункинской впадины, где базальтовые тела залегают на 500–1000 м ниже уровня моря.

В плиоцене-эоплейстоцене в Тункинской впадине произошли мощные эксплозивные извержения и накопилась 200–250-метровая толща 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. Лавовая толща венчается вулканическими конусами.

Около 20 мелких, в основном бескратерных построек, сложенных пористыми базальтами, рыхлыми шлаками, агглютинатами и вулканическими бомбами находятся рядом с дорогой на курорт Аршан (рис. 3.18, 3.19). В карьерах наблюдается грубослоистое строение пирокластических отложений жерловой фации (рис. 3.20). Справа от дороги на Аршан расположена цепочка мелких шлаковых построек Хобокской группы, в которой выделяется наиболее крупный вулкан Хаара-Болдок (Черный Холм) (рис. 3.21). Он возвышается на 120 м над предгорной равниной. В северной части Еловского отрога расположен тумбообразный вулкан Коврижка.

В щелочных базальтах шлаковых конусов и мелких покровов встречаются глубинные включения шпинелевых лерцолитов, пироксенитов, мегакристаллы клинопироксена, титаномагнетита, плагиоклаза.

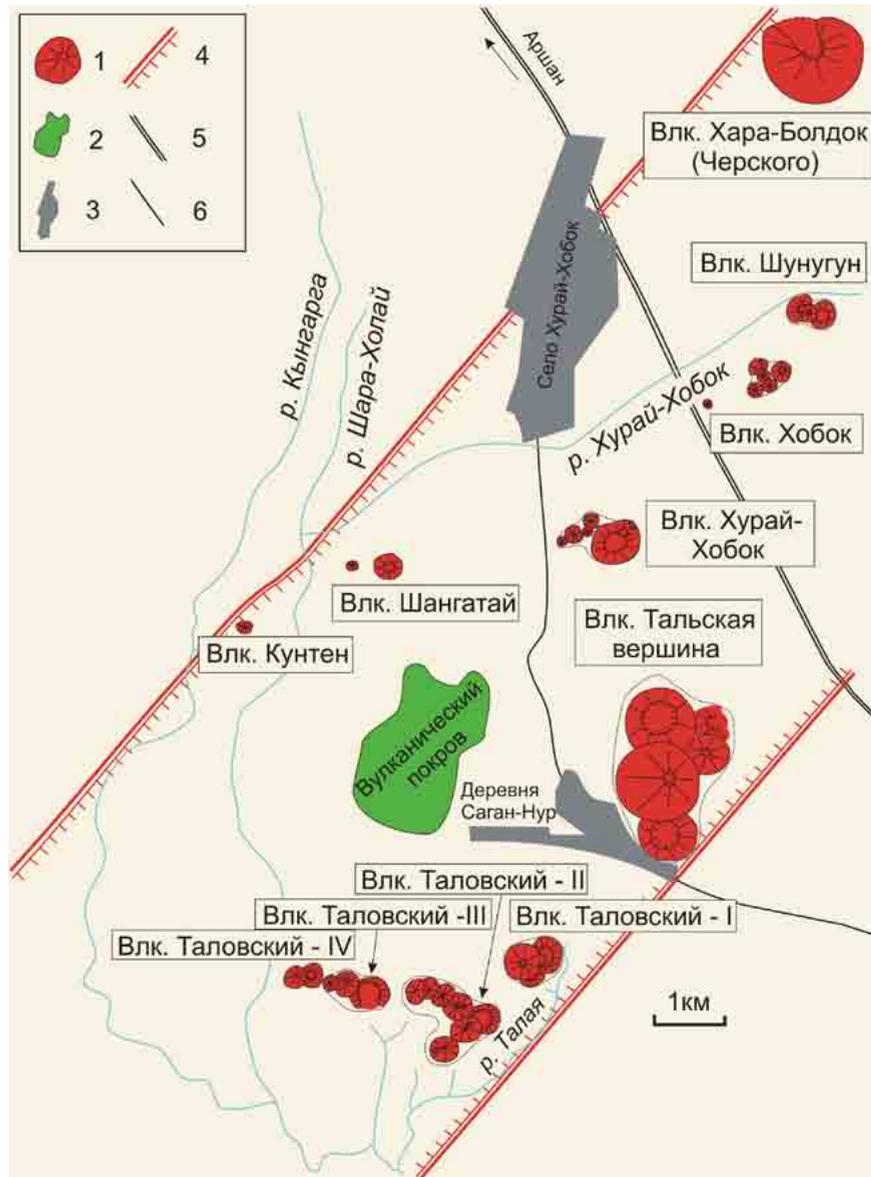


Рис. 3.18. Схема вулканических построек Тункинской впадины, расположенных вблизи дороги на курорт Аршан:

1 – вулканический конус; 2 – лавы; 3 – селение; 4 – латеральные границы вулканической зоны; 5 – дорога главная; 6 – дорога проселочная. Схема составлена школьниками в рамках работы Детского центра «Лазурит»

Fig. 3.18. Sketch map of volcanic edifices located near the road to the Arshan spair in the Tunka basin:

1 – volcanic cone; 2 – lavas; 3 – settlement; 4 – lateral boundaries of a volcanic zone; 5 – main road; 6 – secondary road. The scheme is compiled by pupils working in the Children center “Lazurite”



Рис. 3.19. Вулканическая бомба в шлаках вулкана Хурай-Хобок

Fig. 3.19. Volcanic bomb from cinder of the Khurai-Khobok volcano



Рис. 3.20. Пирокластические отложения вулкана Хурай-Хобок, вскрытые карьером

Fig. 3.20. Pyroclastic debris of the Khurai-Khobok volcano exposed in a quarry

3.1.15. К истории изучения минералогии Южного Прибайкалья

Южное Прибайкалье, в первую очередь слюдянский кристаллический комплекс, можно отнести к одному из старейших петрографо-минералогических полигонов России, и, несомненно, Восточной Сибири. Первые упоминания о Слюдянке в отечественной и зарубежной литературе датируются XVIII в. Еще в 1785 г. академик Э. Г. Лаксман обнаружил и диагностировал лазурит по р. Слюдянке. В этот же период Э. Г. Лаксман описал в этом районе жилы «с темной слюдой и шерлом» (диопсид-флогопитовые).

При изучении слюдянского кристаллического комплекса минералогия почти всегда заметно лидировала, а в ранние периоды имела абсолютный приоритет среди других геологических наук, и не случайно. Обилие, подчас уникальные размеры, великолепная огранка, морфологическое и довольно значительное видовое разнообразие слюдянских кристаллов давали редкостный научный, музейный и коллекционный материал.

Систематические кристаллографические исследования были проведены уже в середине XIX столетия крупнейшим русским минералогом Н. И. Кокшаровым и пополнены другим известным ученым П. В. Еремеевым. Эти данные заняли достойное место в многотомном труде «Материалы для минералогии России», изданном в 1853–1892 гг. на русском и немецком языках. В 1939 г. замечательный минералог классической школы П. В. Калинин опубликовал первую, и до сих пор остающуюся единственной детальную, и на

Рис. 3.21. Вулкан Хара-Болдок

Fig. 3.21. Khara-Boldok volcano



тот период исчерпывающую сводку минералов Слюдянского района, включившую около 100 минеральных видов и разновидностей.

В сводке П. В. Калинина упоминается много экзотических названий слюдянских минералов. В тот период минералам нередко давали собственные названия по отличительным или необычным особенностям окраски, морфологии кристаллов, химического состава: байкалит (диопсид), который долго принимался за турмалин, строгановит и мороксит (основные скаполиты), главколит (сиреневый скаполит), кокшаровит (паргасит), менделеевит (разновидность бетафита), лавровит (ванадийсодержащий диопсид) и ряд других. По современным правилам это не минеральные виды, а, в лучшем случае, разновидности, которым собственные названия не присваиваются. Но в историческом плане экзотичные «слюдянские» названия минералов интересны тем, что запечатлели становление минералогии в России и имена основателей и первых президентов Российского минералогического общества — Н. И. Лаврова, Н. И. Кокшарова, А. Г. Строганова. Как ни парадоксально, но при всем минералогическом богатстве Слюдянка за двухвековую историю — до последних десятилетий — не дала минералогической науке ни одного нового и даже редкого минерала.

Начало «новой волны» интенсивных минералого-петрографических исследований пришлось на 70–80-е гг. За последние 20–25 лет список известных в районе минералов и разновидностей относительно сводки 1939 г. почти удвоился, прежде всего за счет открытия и изучения разнообразных волластонитовых и марганцевых пород. Но наиболее значительные минералогические открытия, включающие новые минеральные виды и редкие минералы, оказались связанными, как ни удивительно, как раз с давно известными породами: лазуритоносные метасоматиты и хром-ванадий содержащие кварц-диопсидовые метаморфические породы.

3.1.16. Новые минералы

На побережьях Байкала к 2010 г. открыто 14 новых минеральных видов: 3 — в пределах ольхонского комплекса и 11 — в слюдянском. Во многих случаях открытие новых минералов сопровождалось открытием новых минеральных серий, т. е. изоморфных рядов или твердых растворов, ранее не известных в природе и не синтезированных. Часть новых минералов принадлежит к породообразующим или петрологически важным группам — пироксенам, слюдам, шпинелям, фельдшпатоидам, турмалинам. Нередко новые минералы отличались необычными особенностями состава и структуры. В некоторых названиях отражены имена видных исследователей Прибайкалья и Восточной Сибири, а также география Прибайкалья.

В Приольхонье открыты тажеранит, азопроит и ольхонскит.

Тажеранит (Zr, Ti, CaO_2) (1969 г.) назван по объекту, в котором обнаружен (Тажеранский щелочной массив). Особый интерес минерал вызвал в связи с присутствием трехвалентного титана (вместо обычного в природе четырехвалентного) и дефицитом кислорода относительно теоретического

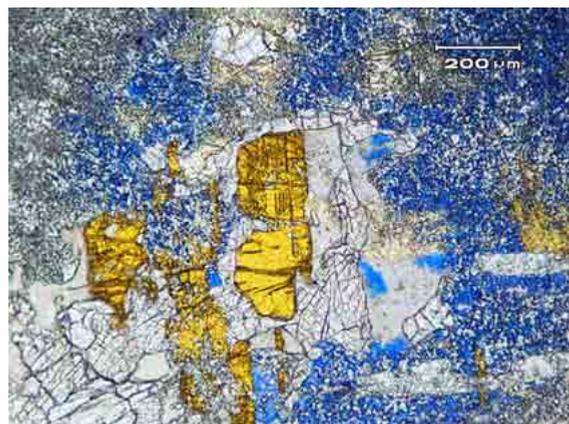


Рис. 3.22. Коллекционный образец (3,5×3,5×2 см) лазуриносодержащей породы с быстримом (желтый) (коллекция и фото П. М. Карташова)

Fig. 3.22. Collection specimen (3,5×3,5×2 cm) of lazurite-bearing rock with bystrite (yellow) (collection and photo of P. M. Kartashov)



Рис. 3.23. Кристаллы быстрима (желтый) в диопсид-лазуриновом скарне (прозрачный шлиф)

Fig. 3.23. Crystals of bystrite (yellow) in diopside-lazurite scarn (transparent thin section)

Является частью нового бинарного ряда твердых растворов шрейерит ($V_2Ti_3O_9$) – ольхонскит с широким замещением $Cr \leftrightarrow V$.

В слюдяном комплексе два новых фельдшпатоида из группы канкринита открыты на лазуриновых месторождениях.

количества. У минерала высокие показатели преломления и твердость. Через некоторое время после открытия тажеранит был синтезирован в Физическом институте АН СССР и получил название фианит, как новый синтетический алмазободобный драгоценный камень.

Азопроит $Mg_2Fe(BO_3)_2O_2$ (1970 г.) также был обнаружен в пределах Тажеранского массива в ходе подготовки полевой экскурсии к сессии АЗОПРО (Международная ассоциация по изучению глубинных зон земной коры), и получил соответствующее название. Интересен тем, что вместе с другим тажеранским боратом, титанистым людвицитом, образует новую изоморфную серию магниолюдвицит-азопроит. В ней впервые в земных условиях обнаружен изоморфизм типа $2Fe^{3+} \leftrightarrow Ti^{4+} + Mg^{2+}$, в принципе возможный и в титаносодержащих слюдах, пироксенах и амфиболах.

Тажеранит и азопроит были первыми новыми минералами, открытыми на берегах озера Байкал.

Ольхонскит $Cr_2Ti_3O_9$ (1994 г.) обнаружен в кварцитосланцах ольхонской серии. Это один из редких природных аналогов так называемых фаз Андерссона-Манелли, хорошо известных в физике твердого

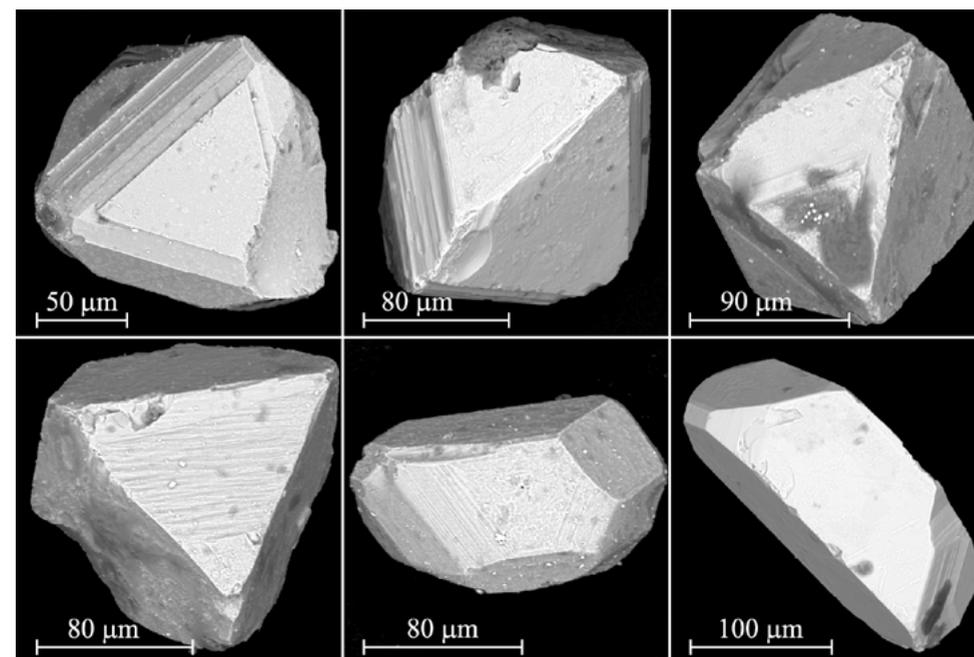


Рис. 3.24. Микрокристаллы купрокалининита октаэдрического и кубооктаэдрического габитуса (фото на электронном микроскопе)

Fig. 3.24. Microcrystals of cuprokalininite of octahedron and cube-octahedron crystal habit (electron microscope photo)

Быстрим $Na_7Ca(Al_6Si_6O_{24})(S^{2-})_{1.5} \times H_2O$ (1991) назван по Малобыстринскому месторождению. Быстрим оказался первым природным фельдшпатоидом, в котором сульфидная сера выступает в качестве преобладающего добавочного аниона (рис. 3.22, 3.23).

Тункит $(Na_5Ca_3)(Al_6Si_6O_{24})(SO_4)_2Cl \times H_2O$ (1992) найден на Малобыстринском и Тултуйском месторождениях, назван по Тункинской долине.

Девять новых видов обнаружены в Cr–V-содержащих метаморфических породах слюдянской серии.

Калининит $ZnCr_2S_4$ (1985) назван в память П. В. Калинина, внесшего большой вклад в изучение минералогии Южного Прибайкалья.

Флоренсовит $CuCr_{1.5}Sb_{0.5}S_4$ (1989) назван в память Н. А. Флоренсова, крупнейшего исследователя Прибайкалья и Забайкалья, директора – организатора Института земной коры СО РАН.

Купрокалининит $CuCr_2S_4$ (2010) назван по составу, как Cu-аналог калининита (рис. 3.24).

Все три минерала относятся к довольно редкому типу так называемых сульфопинелей, т. е. сульфидов со структурой обычных кислородных шпинелей, в которых вместо кислорода сера. Соединения хрома с серой в природе очень редки, и была известна единственная хромовая сульфопинель – минерал метеоритов. Слюдянские минералы – первые находки хромовых



Рис. 3.25. Микрозерна наталиита в иммерсионном препарате

Fig. 3.25. Micrograins of natalite in immersion oil



Рис. 3.26. Хромфиллит (зелено-голубой) в кварците. Красное – кальцит, окрашенный ализаринном. Прозрачный шлиф

Fig. 3.26. Chrome phyllite (green-blue) in quartzite. Red colour – alizarine-dyed calcite. Transparent thin section

Одновременно был открыт новый ряд магнезиохромит-магнезиокулсонит.

Хромфиллит $\text{KCr}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ (1997) назван по составу и принадлежности к слюдам – слоистым силикатам (от «филлон» – лист) (рис. 3.26). Один из крайних членов очень широкой изоморфной серии диоктаэдрических слюд: мусковит-хромфиллит-хромселадонит-селадонит. В отличие от мусковита хромфиллит оказался устойчивым при высокотемпературном метаморфизме.

Ванадиодравит $\text{NaMg}_3\text{V}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4$ (2001 г.), назван по составу как V-аналог дравита (рис. 3.27). Член уникальной тройной серии турмалинов – дравит-хромдравит-ванадиодравит.

сульфошпинелей в земных породах. Флоренсовит интересен еще и тем, что это пока единственный в минералогии пример изоморфизма хрома и сурьмы. Сульфошпинели десятилетиями исследуются физикой и химией твердых тел, они интересны важным для технологий сочетанием оптических, магнитных и диэлектрических свойств. В частности, флоренсовит через несколько лет после открытия был синтезирован и оказался новым перспективным полупроводником.

Наталиит NaVSi_2O_6 (1985) назван в память Наталии Фроловой, одной из замечательных женщин-геологов нашей страны, известной исследовательницы Восточной Сибири. Наталиит – новый клинопироксен, входящий в также новую тройную серию пироксенов диопсид-наталиит-космохлор. (Космохлор – хромовый пироксен, преимущественно метеоритный минерал, очень редкий в земных породах) (рис. 3.25).

Магнезиокулсонит MgV_2O_4 (1995) назван как Mg-аналог Fe-V-шпинели – кулсонита. Это третья, обнаруженная в природе ванадиевая шпинель.

Батисивит $\text{V}_8\text{Ti}_6[\text{Ba}(\text{Si}_2\text{O})\text{O}_{28}]$ (2007 г.), назван по составу, по компонентам идеальной формулы (Ba, Ti, Si, V). Первый минерал из группы дербилита, содержащий силикатную группу. Оригинальность минерала еще и в том, что кремний может входить в структуру в виде квазимолекулы Si_2O .

Оксиванит V_3O_5 (2009 г.), название дано по составу (кислород, ванадий), содержит разновалентный ванадий $\text{V}^{3+}_2\text{V}^{4+}\text{O}_5$ и образует изоморфный бинарный ряд со шрейеритом $\text{V}^{3+}_2\text{TiO}_5$ с уникально широким замещением $\text{Ti} \leftrightarrow \text{V}^{4+}$. Минералы ряда являются природными кислородными барометрами.

В заключение добавим, что из 14 новых минералов 12 (кроме наталиита и хромфиллита) пока не известны в других местах Земли и могут считаться (по аналогии с биологическими объектами) байкальскими эндемиками.

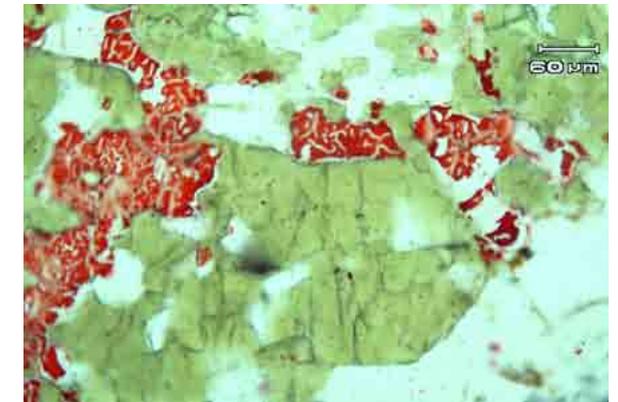


Рис. 3.27. Ванадиодравит и кальцит (окрашен ализаринном) в кварците (прозрачный шлиф)

Fig. 3.27. Vanadiodravite and calcite (alizarine-dyed) in quartzite (transparent thin section)

3.1.17. Минералы Тажеранского щелочного массива

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 кальцилитизации. В связи с этим на Тажеране широко проявлены экзоконтактовые нефелин-пироксеновые породы, которые не следует путать с эндоконтактовыми ийолит-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.

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 – азпроит и титанолюдвижит. Цвет шпинели густо-лиловый, обязанный 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-монтчеллитовые и монтчеллитовые скарны, безусловно, довольно редкие образования и свидетельствуют о малой глуби-

не 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 клинфонитовые (ксантофиллитовые) скарны, а из магнезиальных — кальцит-флогопитовые породы. Часть этих скарнов формировалась в позднемагматическую стадию, а часть — в послемагматическую.

Титан-циркониевая минерализация. Повышенный потенциал титана в породах массива очевиден: помимо акцессориев его содержат многие породообразующие минералы — титан-авгит и титанферрофассаит, керсутит, ильменит, титаномагнетит, титанистая шпинель, титанит и другие. 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 больше 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, вишневый, красный, в шлифе — рубиново-красный.

Кандилит — продукт распада магнезиоферрита, обнаружен недавно. Это вторая его находка в мире, а впервые кандилит описан в скарнах Ирака.

Тажеранит — новый минерал, названный в честь Тажеранских степей. Это оксид кальция, титана и циркония. По сути, это естественный аналог фианита — драгоценного камня, синтезированного на основе двуокиси циркония. При этом тажеранит найден раньше, чем был создан фианит. Минерал довольно широко распространен в виде акцессорной 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 — 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 — хороший экспонат для микроколлекций.

Кальциртит — сравнительно редкий минерал, характерный для карбонатитов. На Тажеране он развит в шпинель-форстеритовых скарнах и каль-

цифирах, образуя изометричные, округлые кристаллы до 2 мм в диаметре, красновато-коричневые, полупрозрачные, иногда серые с зеленоватым оттенком. Блеск алмазный. Наблюдаются случаи обрастания кальциртита 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 кальциртитом и наросты на нем тажеранита. Минерал очень редкий, в общем характерный для карбонатитов и других ассоциаций, бедных кремнеземом и богатых 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 размеров индивидов до 10×10×15 мм. Они украсят любую коллекцию. Похожие цирконы отмечались и в гранитных пегматитах. В метасоматитах, рядом с нефелиновыми сиенитами наблюдались длиннопризматические бесцветные кристаллы циркона. В шлихах этот минерал еще более разнообразен.

В амазонитовых пегматитах встречаются крупные обособления метамиктного малакона.

Борная минерализация: среди борных минералов на Тажеране известны азопроит, титанолюдвигит, харкерит, ссабелит (?), 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.

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 ссабелита, который, однако, точно не диагностирован. В целом азопроит и титанолюдвигит характерны для поздних стадий магнезиального скарнообразования.

Харкерит — сложный алюмосиликат-карбонатроборат кальция, магния, характерен уже для известковых скарнов и, очевидно, образовался позднее азопроита и титанолюдвигита. Он ассоциирует с монтичеллитом, фассаитом, но наложен на них. 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 несколько сантиметров. Очень редок.

Сульфидная (низкотемпературная) минерализация. Хотя сульфиды на Тажеране специально не изучались, здесь установлено уже 10 видов: пир-

ротин, троилит, пирит, джерфишерит, пентландит, халькопирит, борнит, леллингит, арсенопирит и теннантит. В основном — это мелкая акцессорная вкрапленность в различных породах. В некоторых роговиках, скарнах, кварцитах наблюдаются и значительные скопления пирротина и пирит.

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

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

Гидротермальная минерализация. 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 томпонит, 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, ссабелит (?) развивался по титанлюдвигиту, 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 томпонит, 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, виноградовит (?), пиролюзит и другие окислы. Трещины в магнезиальных скарнах обычно заполнены белоснежным агрегатом или порошком — это гидромагнетит. К гипергенной стадии следует отнести и образование халцедона, некоторых кальцитов, арагонита, вермикулита и монтмориллонита, аллофана, гематита. Влияние процессов гипергенеза необходимо учитывать и при изучении 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 скарнах 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-волластонит-мелилитовые скарны, контактирующие с роговиками близкого состава, но содержащие полевой шпат. В скарнах присутствуют такие редкие минералы, как куспидин, кальсилит, джерфишерит, троилит, кирштейнит, перовскит и др. Предполагается, что эти породы возникли за счет метаморфизма мергелистых пород, а позднее испытали метасоматические преобразования.

Среди скарнов видны дайкоподобные образования черных, массивных, иногда порфирированных 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 хромдиопсид, ванадийсодержащий титанит, перовскит (иногда в крупных правильных кристаллах), титанистую шпинель, зеленый апатит, ярко-голубой кальцит, флогопит, октаэдры-псевдоморфозы по харкериту. К сожалению, многие минералы выбраны и необходимо дальнейшее углубление канавы.

В 0,5 км от предыдущей, в узком ложке перед 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 диопсидитов. Отмечается небольшая примесь волластонита, куспидина. Видны розоватые прожилки редчайшего минерала — булфонтейнита. 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 куспи-

дин, 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 диопритоподобных пород, окруженная каймами диффузионных скарнов.

Вблизи карьера амазонитовых пегматитов, в 60 м к северо-западу, канавой, канавой вскрыты шпинель-форстеритовые скарны в кальцитовых жилах, среди которых имеются титанлюдвигит и азопроит. Мощность жил и прослоев до 5–15 см. Титанлюдвигит 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 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 корях выветривания.

В карьере, вскрывшем крупное тело амазонитовых пегматитов, секущих щелочные сиениты и скарны, кроме амазонита можно увидеть неплохие кристаллы турмалина, ортита, титанита, циркона, менделеевита, берилла. Правда, многие из них 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 известен 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 жилы рассечены жилами кальцит-флогопитовых пород и прожилками натролит-томпсонитового состава, в шпинель-форстеритовых скарнах наблюдаются зоны с наложенным перовскитом. Ранее здесь было обилие крупных кристаллов размерами до 1,5 см, но ныне встречаются лишь мелкие или неправильные зерна. К этим зонам приурочены минерализация кальцитрита, а также магнезиоферрит с фазой магнезиальной ульвошпинели типа кандилита.

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!

3.1.18. Месторождение корунда

В породах побережья оз. Байкал корунд, его благородные разновидности сапфир и рубин известны в шарыжалгайском, китойском, слюдянском и ольхонском комплексах.

В породах шарыжалгайской серии он обнаружен на «Белой Выемке», где встречаются: 1) синевато-зеленая и серая сапфироподобная разновидность корунда в десилицированных сиенитах; 2) красноватая и розовая разновидности в шпинель-форстеритовых кальцифирах и скарнах. Первая разновидность встречается в биотит-скаполит-нефелин-содалит-микроклиновой породе среди сиенитов. Выделения корунда размером до 0,5 см не имеют определенных кристалломорфологических форм и граней, имея неровные зубчатые края зерен. В корунде содержатся реликты биотита, скаполита, микроклина, нефелина. Вторая разновидность красноватых оттенков отмечается в шлифах в виде узких каемок вокруг шпинели и в шлихах прибрежной части оз. Байкал в виде прозрачных и полупрозрачных зерен красного и красноватого цвета размером 0,2–1 мм.

В слюдянском комплексе корунд розового, красного и синего цветов отмечался в култукской свите в районе горы Картагай [Флогопитовые ..., 1939] и в виде каемок вокруг шпинели в районе Шаманного мыса [Коржинский, 1947]. Рубинсодержащие породы известны в нескольких обнажениях вдоль автотрассы Иркутск — Чита (район 129 км), в среднем течении р. Безымянная, в шпинель-форстеритовых кальцифирах в разрезе горных пород по р. Слюдянка, в нижнем течении р. Кырен (Тункинский район, республика Бурятия) соответственно в култукской, безымянской и перевальной свитах слюдянского комплекса. Во всех случаях корундовая минерализация приурочена к пластам доломитовых мраморов. По своим размерам, прозрачности, однородной окраске — от красного до малинового цветов, повышенными содержаниями Сг или V, ряд его разновидностей может быть отнесен к рубину.

В слюдянском комплексе рубинсодержащие проявления представлены ассоциациями со шпинелью, форстеритом, кальцитом, доломитом, флогопитом, амфиболом, благородным корундом разных оттенков. Они встречены среди доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов во флогопитизированных шпинель-форстеритовых скарнах и кальцифирах вблизи интенсивно амфиболитизированных двупироксеновых сланцев. Размер тел метасоматитов с корундом варьирует от 1 до 50 см. При этом устанавливается последовательность формирования: 1) ранние зональные форстерит-шпинелевые, шпинель-форстеритовые и форстеритовые скарны, шпинель-форстеритовые и форстеритовые кальцифиры; 2) развитые по ним амфиболовые и флогопитовые породы; 3) перекристаллизованные скарны и флогопит- и корундсодержащие породы. Все эти ассоциации являются наложенными, так как развиваются поперек залегания исходных, иногда очень тонко переслаивающихся, доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов. Реже отмечаются проявления корунда со слабо проявленной флогопитизацией шпинель-форстеритовых скарнов и кальцифиров. Количество корунда в пробах разных

участков меняется от 5 до 500 мг корунда на 1 кг пробы. Обычно отмечают две его разновидности: 1) полупрозрачный розовый и серовато-розовый; 2) водяно-прозрачный розовый, светло-, темно- и рубиново-красный. Размер его выделений до 3 мм, часто в сростании со шпинелью, форстеритом и флогопитом. Во всех случаях для корунда не характерны кристалломорфологические формы и это не позволяет его идентифицировать по форме кристаллов. Всегда доминируют округлые (как бы оплавленные), по-видимому, корродированные грани как в кристаллах, так и в их сростках. Обычно полупрозрачный корунд образует каемки вокруг шпинели, а водяно-прозрачный — самостоятельные выделения.

Главной чертой генезиса рубина Юго-Западном Прибайкалья является последовательное формирование ранних аподоломитовых шпинель- и форстеритсодержащих парагенезисов, а затем наложенный на них характер минерализации с корундом, флогопитом, амфиболом. При этом максимальное развитие корунда, особенно его крупных кристаллов и скоплений, приурочено к участкам интенсивной флогопитизации, амфиболизации этих пород. Можно предполагать, что смена шпинелевых ассоциаций на корундовые является закономерной и связана с эволюцией состава растворов при понижении температуры и давления в результате смены ультраметаморфических процессов постультраметаморфическими.

В ольхонском комплексе корундовая минерализация отмечается как в высокометаморфизованных породах Ольхонской серии, так и в пределах Тажеранского массива щелочных пород. Масштабы этой минерализации в обоих случаях ограничены.

В ольхонской серии корунд красных и розовых оттенков приурочен к кальцитовым и доломит-кальцитовым мраморам и зонам метасоматических преобразований пегматитов в контакте с гнейсами в районах п-ова Хадарта, пос. Харанцы и мыса Хобой (остров Ольхон). Судя по шлихам в полосе серии корунд распространен гораздо шире, чем принято считать. В первом случае вместе с бесцветным корундом отмечаются разности — розового, красного, малинового цветов. Эта минерализация по своему геологическому положению и минеральному составу очень похожа на то, что наблюдается в слюдянском комплексе, а также характерна для месторождений Индии, Афганистана и Пакистана, где этот тип является промышленным. Корунд здесь встречается с графитом, хромистым флогопитом, амфиболом, рутилом, гранатом, новообразованным кальцитом и реликтовым доломитом. По содержанию карбонатных минералов в породе (от 70 до 95 % кальцита с доломитом) они относятся к кальцифирам и мраморам. Довольно часто отмечается голубая и розоватая шпинель, вокруг которой присутствуют каемки корунда, а также отмечаются псевдоморфозы корунда по шпинели. Размер кристаллов корунда до 10 мм [Корундовая..., 1992]. Обычно кристаллы корунда как бы оплавлены, растворены, хотя отмечаются уплощенные кристаллы и с гранями бипирамиды. Как правило, корунд, особенно его крупные выделения непрозрачны, а прозрачные кристаллы — не больше 1 мм. Цвет меняется от бесцветного и серого до бледно-розового, ярко-розового, малинового и

красного. Обычно он плохо просвечивает, но в участках перекристаллизации водяно-прозрачный, распределен в породе крайне неравномерно. Судя по комплексу геологических, петрографических, минералогических и геохимических данных образование корундсодержащих пород происходило последовательно. На самых ранних этапах при ультраметаморфических преобразованиях за счет доломитовых мраморов формировались форстеритовые и шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры мигматитовой фации в виде тел жильной и линзовидной формы мощность до 10–15 м. Позже при постультраметаморфических преобразованиях отмечается образование корунда в виде самостоятельных выделений, сначала каемок и псевдоморфоз с последующей его перекристаллизацией.

В районе мыса Будун отмечается наиболее крупное проявление корунда в экватории оз. Байкал. Здесь он приурочен к метасоматической зоне развитой в будинированных крутозалегающих жилах и линзах сиенита мощностью от 1 до 8 м с биотитовыми мигматитами. Корундсодержащая порода сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (An 10–38), амфиболом, биотитом, вторичным мусковитом. Корунд в породе распространен крайне неравномерно. Размер его кристаллов также сильно варьирует. Обычно наиболее ранними являются мелкие и средние бесформенные и уплощенные кристаллы до 0,5 см серого и белого цветов, а поздний образует удлиненные бипирамидальные кристаллы серого, серовато-голубого, зеленовато-серого, и редко голубого и синего цвета размером до 10–12 см, максимально — 20×30 см. В больших кристаллах видна пятнистость и неоднородность окрасок корунда. При этом не отмечено характерных для природных корундов резких прямолинейных цветовых переходов от окрашенных к неокрашенным разностям. Отдельные разности просвечивают до 5 мм, но доминируют непрозрачные, иногда с астеризмом и эффектом кошачьего глаза. Кристаллы содержат включения рутила, гематита, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, биотита и мусковита, что естественно не способствует прозрачности. Формирования корунда обусловлено процессами постмагматической десиликации сиенитов и гранитных пегматитов. Формирование корунда происходило в несколько стадий одновременно с развитием биотитовых зон в контактах с вмещающими гнейсами и особенно мраморами.

На п-ове Хадарта корунд отмечен в зоне милонитизации на контакте метаультрабазитов с кальцитовыми мраморами. Мощность зоны корундсодержащих пород не больше 20 см. Корунд распределен неравномерно в хлорит-биотитовой породе. Он образует бесформенные, изометричные корродированные зерна красного и грязно-розового цвета с многочисленными включениями слюд размерами до 5–6 мм.

В районе Тажеранского массива корунд встречен в виде кристаллов белого, серого, темно-коричневого, черного и синего цвета в десилицированных пегматитах и в гнейсовидных сланцах размером до 8 см в длину. Малиновые прозрачные разности обнаружены во вторичных (метасоматических) силлиманитовых кварцитах; ярко-синие — в апомагнезиальных везувиановых скарнах; черные — в метаморфизованных древних корах выветривания в обрамлении массива.

3.1.19. Лунный камень

Лунный камень — это бесцветные полупрозрачные или прозрачные разновидности полевого шпата с переливающимся отливом в белых (жемчужных) и голубых (до синего) цветах. Множество синонимов перламутровый или жемчужный шпат, рыбий глаз. Классическим лунным камнем является калиевый полевой шпат (адуляр) из вулканических швейцарских Альп, на Байкале пока встречены только плагиоклазы — от альбита до олигоклаза. Причем этот минерал распространен намного шире, чем это принято считать. Еще А. Л. Чекановский при исследованиях в Прибайкалье в 70-х гг. XIX в. отмечал широкое развитие анортозитов, в которых часто отмечались иризирующие плагиоклазы.

На берегах Байкала отмечается следующие генетические типы минерализации с лунным камнем:

1. В виде самостоятельных округлых и жильных тел в мраморах в слюдяном и ольхонском комплексах. Состав меняется от альбита (проявление по р. Безымянная) до олигоклаза (о. Баракчин, Зомугой). Мощность в жилах до 2 м, и до 20 см в округлых телах. Слабо просвечивающие разновидности, но довольно интенсивной, с интенсивно голубой до синей, иризацией по всему объему образца. На р. Безымянная мощность около 2 м, длиной 5–6 м. Основная масса — кальцит, альбит и флогопит, в аксессуарах — голубой апатит и пирит, участками они нацело скаполитизированы. В жиле выделения неправильной формы иризирующего альбита до 20 см. Визуально выделяются две генерации — ранняя — серовато-белая непрозрачная, поздняя, более редкая — водяно-прозрачная по периферии крупных выделений, которая представляет ювелирный материал высшего сорта. На байкальских островах Баракчин и Зомугой доминируют малопрозрачные замутненные кристаллы больших размеров, и только в маленьких каемках обмечается зонки прозрачного олигоклаза.

2. В виде контактовых зон на контакте магматических пород (гранитов и сиенитов). По составу от олигоклаза до андезина даже в одной зоне с мощностью от 10 до 50 см (Слюдянское проявление лазурита, р. Кучелга, урочище — Улан-Харгана, порт Байкал), остров Барокчин. Как правило, эффект иризации отмечается в больших кристаллах, но иногда проявлен очень слабо. По своим минералогическим характеристикам эта разновидность близка беломориту.

3. В пегматитах слюдянского (район Слюдянки) и ольхонского (тажеранская свита) комплексов. Преимущество непрозрачный олигоклаз с проявленной в участках иризацией. Размер выделений до 20 см. Также эффект иризации проявлен участками и слабо.

4. В зонах перекристаллизации пегматитов среди полевых шпатов блоковой зоны керамических пегматитов, где он образует мелкие одиночные кристаллы, щетки, наросты ориентированных в зависимости от размера полостей и трещин в двух направлениях: с вертикальной ориентировкой кристаллов и горизонтально ориентированных щеток (Нарын-Кунта). По-

лупрозрачный и прозрачный с иризацией в белых, жемчужных и голубоватых тонах.

Эти разновидности являются прекрасным коллекционным и ювелирным материалом.

3.1.20. Строматолитовые известняки в пади Малая Кадильная

Очень интересные биогенные структуры, которые образовались в неопротерозое, около 700 млн лет назад, вскрываются на левобережном хребте пади Мал. Кадильная и на берегу Байкала (рис. 3.28, 3.29). Это строматолиты (от греч. *stroma* — подстилка и *litos* — камень), непосредственно слагающие породы известково-доломитового состава. Они, совместно с песчаниками и углеродисто-глинистыми отложениями, выделяются в улунтуйскую свиту, которая в составе байкальской серии прослеживается более чем на 500 км вдоль озера Байкал на северо-восток. Первое представление о стратиграфии этих толщ было дано И. Д. Черским в работе 1981 г. М. М. Тетяевым в 1916 г. была впервые выделена байкальская серия. Изучению геологии этого района были посвящены работы В. А. Обручева. Более детальные исследования проводятся с 60-х гг. прошлого столетия и по настоящее время.

Строматолитовые карбонаты улунтуйской свиты сформировались в результате жизнедеятельности цианобактерий, существовавших на Земле более чем 3 млрд лет назад и достаточно распространенных в разнообразных ландшафтах всех континентов и поныне. В неопротерозое осадконакопление происходило на мелководном побережье окраинного моря, которое в широтном направлении (в современных координатах) распространялось, по крайней мере, от г. Тайшета до р. Чары. Судя по осадочно-вулканогенным



Рис. 3.28. Строматолитовые известняки улунтуйской свиты в пади Мал. Кадильная
Fig. 3.28. Stromatolitic limestones of Uluntuy series in Maly Kadilny creek valley



Рис. 3.29. Столбчатые строматолиты улунтуйской свиты в пади Мал. Кадильная. Формы из группы *Masloviella Korol*. (вид сверху на плоскость пласта) и из группы *Baicalia Kryl* (вид сбоку вкрест пласта)

Fig. 3.29. Columnar stromatolites of Uluntuy series in Maly Kadilny creek valley. Forms from group *Masloviella Korol* (view on bed plane) and group of *Baicalia Kryl* (side elevation across the strike)

образованию неопротерозоя Северобайкальского и Муйского районов, на юге окраинного моря существовала система островных поднятий с субаэральным вулканизмом [Эволюция южной..., 2006]. Контрастное сочетание биогенных, терригенно-карбонатных и черносланцевых фаций улунтуйской свиты указывает на преимущественно хемобиогенные условия седиментации, происходившие на внутренней части морского шельфа. Здесь, строматолитовые постройки формировали обширную карбонатную платформу.

Как древние, так и современные строматолиты образованы в результате жизнедеятельности цианобактериальных (или сине-зеленых водорослей) сообществ. Сами древние бактериальные формы сохраняются очень редко и только в случаях практически прижизненного окремнения, которое препятствует окислению и разложению организмов. Цианобактерии в основном представляют собой тонкие нити, которые, переплетаясь, формируют тонкослоистые маты (0,05–0,5 мм), состоящие из органогенного слоя и продуцируемого им минерального слоя, преимущественно карбонатного состава. Таким образом, возникают строматолитовые постройки разного типа: пластовые, желваковые и столбчатые, иногда достигающие высоты 20 м. Они образуют пласты и линзы, которые при благоприятных условиях, последовательно нарастая, формируют мощные карбонатные толщи. Строматолитовые карбонаты улунтуйской свиты достигают мощности 300 м. Показанные на рисунке 3.29 строматолиты вскрываются в приустьевой части пади Мал.

Кадильная. В 4–5 км вверх по пади, на левобережном склоне и на хребте есть обнажения, где наряду с мелкими строматолитами можно наблюдать и крупные. В том числе и столбики из группы *Conophyton Masl.* диаметром до 1,0 м и высотой до 1,5 м. Во многих обнажениях улунтуйской свиты можно увидеть и микрофитолиты. Они имеют округлые формы, преимущественно концентрического строения и размеры 0,5–5 мм. Порода с крупными микрофитолитами, вследствие яркой привлекательности, получила название «гороховый камень». Это также цианобактериальные постройки, механизм образования которых идентичен строматолитовому. Отличие заключается в их незакрепленном состоянии. Продуцирование карбонатных слоев и их наращивание происходит одновременно с перекачиванием форм по дну. Микрофитолитовые слои образуются в более углубленных и гидродинамически более активных условиях, неблагоприятных для развития строматолитов.

3.2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

3.2.1. Байкальская впадина – центральная часть рифтовой системы

Академик И. Г. Георги, работавший в 1772–1773 гг. вместе со своим спутником И. П. Лебедевым в составе геологической экспедиции, руководимой академиком П. С. Палласом, побывал во многих районах озера и пришел к выводу о том, что котловина Байкала возникла в результате действия тектонических сил. Строение котловины Байкала – неоднородное. Она состоит из трех довольно обособленных котловин: южной – от юго-западной оконечности в районе с. Култук до створа Бугульдейка – Харауз (дельта Селенги); средней – от Селенги до створа Зама – Ольхон – Ушканьи острова – Верхнее Изголовье п-ова Святой Нос; северной – от упомянутого створа до северной оконечности озера. Возраст Байкала по геологическим исследованиям – 20–25 млн лет – время от начала заполнения его котловины водой. Современные очертания Байкал приобрел сравнительно недавно – может быть, несколько миллионов лет назад. По мнению некоторых геологов, начало формирования котловины произошло в мезозойское время.

Достоверных данных о различии их возраста пока нет. Однако по мощности рыхлых отложений есть основание считать, что он неодинаков. Но начали формироваться котловины, вероятно, в одном геологическом периоде.

Структурное положение, морфология и развитие байкальского рифта определяются в первую очередь его связью с полосой сочленения двух термомеханически контрастных мезоплит – Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Самое раннее явление рифтогенеза – Южно-Байкальская впадина, первые импульсы растяжения литосферы под которой с формированием крупной котловины в районе дельты р. Селенги произошли в конце верхнего мела–палеоцене. Началось стягивание поверхностного стока и образование долины прорыва р. Селенги с перехватом всей гидросистемы Западного Забайкалья и Северной Монголии, унаследованной от

позднего мезозоя. Рифтогенез распространился в обе стороны от этой впадины. В структуре Байкальской впадины различают две одноранговые и соизмеримые впадины – Южно-Байкальскую и Северо-Байкальскую, разделенные диагональной перемычкой в составе о-ва Ольхон – подводный Академический хребет – Ушканский архипелаг и п-ова Святой Нос. По данным о мощности земной коры, сейсмической томографии и анализу новейшей структуры пространства между Байкальским рифтом и Гималайским коллизийным фронтом показывает, что причины кайнозойского рифтогенеза в Восточной Сибири следует искать не в противопоставлении местных и геодинамических механизмов, а в их взаимодействии.

В изучении впадины оз. Байкал и Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) 90-е гг. прошлого столетия стали временем настоящего прорыва благодаря сотрудничеству геологов и геофизиков России, США, Бельгии, Франции, Германии, Японии, Китая и Монголии. Эти исследования, выполненные преимущественно на впадине оз. Байкал, породили широкий поток новых данных о составе и строении осадочного материала впадины, соотношения рифтовых структур со строением фундамента, истории и кинематике рифтообразующих движений. Были определены геохимические вариации базальтового вулканизма во времени и пространстве. Все это позволило сделать предположение о глубинном строении и возможных механизмах геодинамических процессов.

Наиболее тесно с краем кратона согласуется Южно-Байкальская впадина, которая начинает отделяться от него под очень острым углом в районе устья р. Бугульдейка в связи с ответвлением Байкальской впадины. Восточнее Байкальской впадины рифтовые разломы и долины «уходят» от кратона внутрь Саяно-Байкальского подвижного пояса, то, наследуя, то, пересекая структуры фундамента. В распределении структур и общей геоморфотектонике рифтовой зоны давно замечена симметрия по отношению к Южно-Байкальской впадине.

Полную зависимость от неоднородности литосферы самого высокого для региона иерархического уровня демонстрирует собственно Байкальская впадина, прижатая на всем своем протяжении к юго-восточному краю Сибирской платформы. В обе стороны от этой впадины и уже на более низком уровне структурной организации рифтовые разломы и впадины также зависят от структуры основания, в первую очередь от докайнозойских разломов, но эта зависимость менее жесткая, и местами рифтогенные формы пересекают структуры фундамента косо или поперек.

Байкальская система рифтовых разломов и депрессий занимает так называемое Саяно-Байкальское поднятие, являющееся самой возвышенной частью Восточно-Сибирского и Северо-Монгольского нагорий. Поднимающаяся на флангах до 3 000–3 500 м над уровнем моря 1 500-метровая изогипса мел-палеогеновой поверхности выравнивания, хорошо очерчивает форму этого поднятия.

Важнейшая особенность тектоники Прибайкалья заключается в том, что на этой территории проходит граница Сибирской платформы и гете-

рогенного Саяно-Байкальского складчатого пояса. Здесь же выделяются разновозрастные наложенные структуры – области тектономагматической активизации и впадины Байкальской рифтовой зоны: архейские, ранне-позднепротерозойские, рифейские, ранне-, средне- и позднепалеозойские, мезо- и кайнозойские структурно-вещественные комплексы. Фундамент Сибирской платформы наиболее древний (от 2 900 до 2 400 млн лет).

Обособление крупного стабильного блока протоконтинентальной коры и возникновение системы разломов краевого шва предопределили конфигурацию раннепротерозойских (карельских), рифейских (байкальских), и более молодых складчатых структур.

В конце раннего протерозоя появились процессы тектономагматической активизации.

Рифейские комплексы повсеместно залегают на эпикарельском фундаменте. 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. От среднего триаса до раннего мела в Западном Забайкалье существовала своеобразная горно-вулканическая страна со сложной системой линейных впадин и сводовых поднятий. Время тектонического покоя наступило к концу мела, здесь же развитие коры выветривания.

Неотектоническая активизация началась с середины неогена, которая привела 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. Они продолжают и до сих пор.

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. Интенсивное и длительное погружение впадин явилось началом байкальского горообразования, которые успевают компенсироваться осадками, а сам Байкал, несмотря на большие мощности кайнозойских отложений в нем (до 5 км и более), заполнен водной массой. Еще одна особенность – постоянное расширение рифтовых впадин за счет горного обрамления, осуществляемое благодаря отделению на склонах хребтов узких промежуточных ступеней, их опусканию, разрушению и погребению осадкам и предгорных аккумулятивных равнин.

Западный борт Байкальского рифта это крутой и разновысокий тектонический уступ – Обручевский сброс, расщепляющийся к северо-востоку.

У устья р. Бугульдейка 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 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. 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. Сочетание форм тектонического рельефа, иллюстрирующие процесс байкальского орогенеза, наблюдаются в Маломорско-Ольхонском районе и у северного окончания озера. В плане впадина Малого моря образует клин и даже в самой широкой части имеет малые мощности осадков. В ее юго-западной части имеются скальные островки — свидетели существовавшего субаэрального рельефа. Таким образом, в Малом море и его окружении можно видеть последовательные стадии зарождения рифта.

Особенностью геоморфологии зоны Приморского сброса являются системы базальных фасет — крутых треугольных, пятиугольных или трапециевидных склонов, сомкнутых в основаниях. Эти фасеты, предгорный откос вершинный скат хорошо отображают в рельефе строение молодого, рифтогенного разлома — центральный сброс, сопровождаемый на крыльях малоамплитудными сместителями. В устье Бугульдейки в рельефе хорошо видно ветвление сброса на приольхонский и приморский отрезки. Здесь обособляются 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.

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. На северо-западе 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 случа-

ях фрагменты этой остаточной ступени окружены берегами, находящимися в стадии разрушения. Многие остаточные блоки этой ступени перекошены, возможно, как следствие их оседаний по листрическим сбросам.

Главная особенность новейшей тектоники рифтовой зоны проявлена к северу от мыса Мужинай: 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.

3.2.2. Тункинская рифтовая долина

Генетически единая с впадиной Байкала Тункинско-Мондинская группа сухоходных рифтовых впадин протягивается от южной оконечности озера вплоть до границы с Монголией. Это новейшее сооружение состоит из отдельных прогибов и их перемычек — отрогов. Северный борт рифта — крутой уступ, отделяющий низинную поверхность от альпинотипных 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 сухоходных впадин является их «подвешенность» над урезом вод Байкала. Наибольшие перепады рельефа коренного ложа происходят на межвпадинных перемычках и именно здесь впечатляют ущелистые антецедентные долины рек Ильчи, Иркуты, 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 полого наклонная 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 фасы (границы) крутизной более 30° , образующие зубчатое основание фронта гор, опирающееся на полого-наклонную 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 правом берегу 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. Свообразными 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.

3.2.3. Главный Саянский разлом

Живописный петлеобразный изгиб р. Иркут пересекает зону Главного разлома Восточного Саяна (рис. 3.30). Этот выдающийся линеймент Восточной Сибири прослеживается от Байкала до Енисея на расстояние более 800 км. Заложенный 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 диафтореза. Выделяются четыре зоны: две зоны бластомилонитов, одна бластокатаклазитов 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.

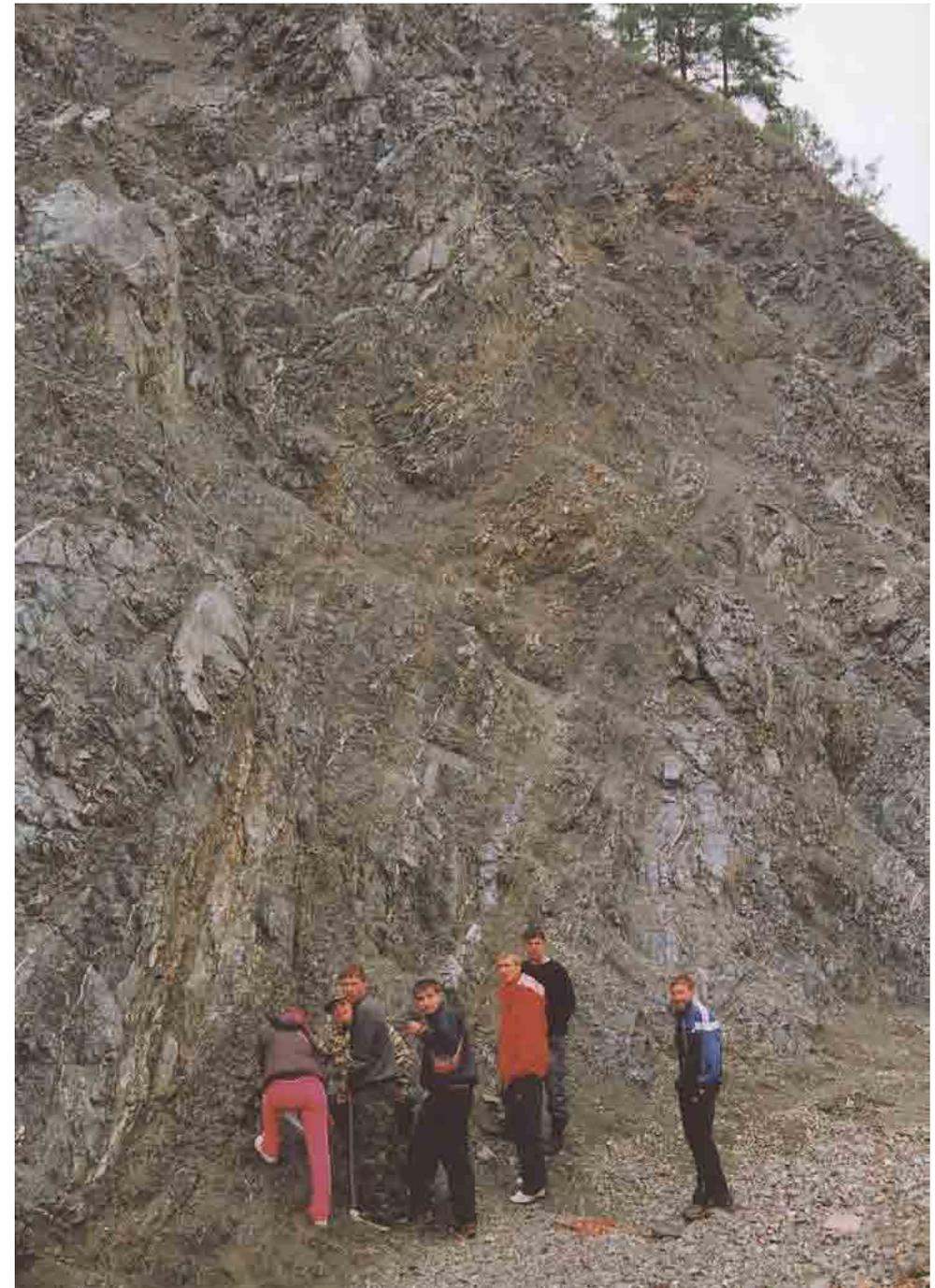


Рис. 3.30. Главный Саянский разлом (юго-западная окраина с. Култук)

Fig. 3.30. The Main Sayan fault (south-western outskirts of the Kultuk village)

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 угол 25°. 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 бластокатаклазитов образует вытянутый линзовидный блок, заключенный между зонами бластомилонитов. Ее ширина достигает 2 км. Породы, слагающие зоны, именуются бластокатаклазитами, 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 брекчирование. Это пятнистые породы различных оттенков серого цвета, состав которых макроскопически не диагностируется. Под микроскопом они представляют пелитоморфную массу с частыми мелкими порфиорокlastами 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.

3.2.4. Приморский разлом

Западный борт Байкальской впадины ограничен системой кайнозойских разрывных нарушений, среди которых наиболее выразительным является Приморский разлом (рис. 3.31).

Это связано с тем, что большая его часть трассируется в пределах сухоходольной части впадины, именуемой Приольхоньем. Разлом имеет четкое морфологическое выражение в форме денудационно-тектонического уступа, хотя высота этого уступа непостоянна. В приустьевой части р. Бугульдейки высота уступа минимальна, а в районе р. Сармы она достигает 200 м, т. е. амплитуда уступа постепенно нарастает в северо-восточном направлении. Разлом круто погружается на юго-восток и представляет собой систему сближенных плоскостей скольжения сбросового типа с незначительной сдвиговой составляющей. На плоскостях скольжения фиксируется большое количество зеркал

скольжения и тонких пленок трения. Изредка плоскости скольжения маркируются маломощными катаклазитами и тонкой брекчийей.

Пространственно Приморский разлом совпадает с крупнейшей древней системой разрывных нарушений, выделяемых как Прибайкальская зона краевого шва Сибирской платформы [Замараев, 1967], либо как раннепалеозойская коллизионная сутура – коллизионный шов [Fedorovsky et al., 2005]. Эта зона фиксируется бластомилонитами и бластокатаклазитами мощностью до 5 км и представляет собой композит, возникший в результате динамометаморфической переработки пород разного возраста и состава. Среди них удастся восстановить породные ассоциации, соответствующие гранитоидам и в меньшей мере метаморфическим породам. Исходный возраст породных ассоциаций может варьировать от палеопротерозоя до раннего палеозоя. По составу выделяются тектониты амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Характер преобразования от практически неизмененных гранитоидов до бластомилонитов можно наблюдать вдоль левого борта р. Бугульдейки в приустьевой ее части. Здесь в коренных выходах наблюдается постепенный переход палеопротерозойских порфиоровидных гранитоидов приморского комплекса в высокотемпературные бластомилониты с очковой-сланцеватой



Рис. 3.31. Приморский разлом. Фотография из космоса

Fig. 3.31. Primorsky fault. Satellite image

текстурой. Минеральный состав их характеризуется порфирокластами полевого шпата окаймленного кварц-биотит-полевошпатовым агрегатом. Среди них отмечаются динамодиафориты по метаморфитам раннего палеозоя, сформированным в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации минералообразования. Высокотемпературные бластомилониты подвержены наложенным зеленосланцевым изменениям с формированием тектонитов серицит-хлорит-кварцевой минеральной ассоциации.

3.2.5. Ангарский надвиг

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.

Являясь региональной структурой на южном клиновидном фазе Сибирской платформы, в зоне сочленения с Саяно-Байкальской горной областью надвиг представлен серией сближенных субпараллельных сместителей (рис. 3.32). 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, отчетливой 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 пло-

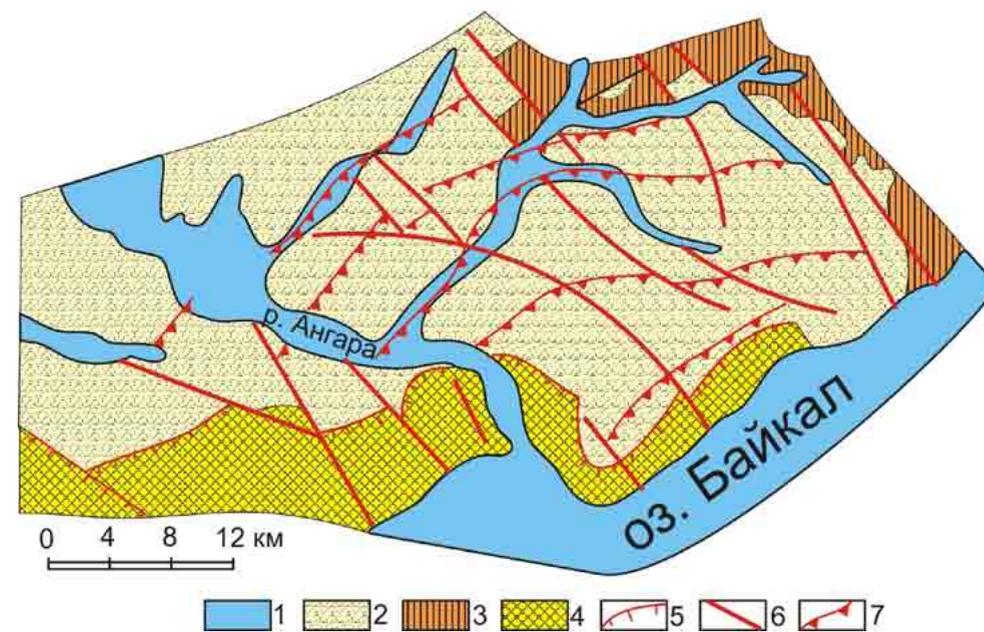


Рис. 3.32. Геолого-тектоническая схема истока р. Ангары (составил В. И. Сизых):

1 – четвертичные осадки; 2 – юрские отложения; 3 – байкальский комплекс рифея; 4 – шарыжалгайский комплекс архея; 5 – фронт Ангарского надвига; 6 – разрывные нарушения; 7 – надвиговые чешуи

Fig. 3.32. Geologic-tectonic map of the Angara River mouth (compiled by V.I. Sizykh):

1 – Quaternary sediments; 2 – Jurassic sediments; 3 – Riphean Baikal complex; 4 – Archean Sharyzhalgay complex; 5 – Angara River overthrust; 6 – rupture dislocations; 7 – overthrust scales

скостей 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 плейчатости. Автохтонная часть мощностью до нескольких метров выражена милонитизированными, катаклазированными алевритами, 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 Ливинского залива, опираясь на геоморфологические условия берегов и подводного рельефа. По берегу залива распространена и хорошо выражена только 1-я терраса Байкала (2–4 м). Она прослеживается почти до прорези и гипсометрически хорошо коррелируется со 2-й террасой Ангары. Более высокие байкальские террасы в заливе отсутствуют, но фрагменты речной террасы, соответствующей 3-й байкальской (12–14 м), отмечены в устье пади Крестовая, обрезанные береговым уступом и не переходящие в озерную террасу. За пределами же залива остатки 3-й байкальской террасы имеются на мысе Березовый и других смежных участках Байкала. Отсутствие на берегах Ливинского залива 2-й и 3-й озерных террас может быть объяснено опусканием блока – нынешнего днища этой акватории до формирования 1-й раннесреднеголоценовой и после образования 3-й 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 днища Ливинского 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, используя небольшую долину, начали формировать современное русло Ангары.

Немного о Ливинском 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.

3.2.6. Посольский надвиг

В восточном Прибайкалье хорошо известен Посольский надвиг верхнепротерозойских пород на юрские отложения, находящиеся у подножия хр. Хамар-Дабан вблизи с. Посольское. Извилистая линия надвига простирается в широтном направлении от с. Елань до с. Большая 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. Большая Речка и более. Нижний временной уровень надвигания определяется среднеюрским возрастом.

3.2.7. Залив «Провал»

Одним из сильнейших сейсмических событий XIX в. можно считать Цанганское землетрясение (12.01.1862 г. с $M = 7,5$) [Новый..., 1977], произошедшее в дельте р. Селенги. Оно предварялось форшоками и сопровождалось многочисленными афтершоками. По всей вероятности они продолжались несколько лет, но в литературе приведена информация лишь о наиболее сильных, ощутимых толчках [Сейсмическое..., 1977]. При землетрясении реализовались тектонические движения отрицательного знака – блок земной коры, ограниченный сбросами, опустился до 8 м, при этом участок суши площадью около 289 км² оказался ниже уровня Байкала, в результате образовался зал. Провал. Площадь ощутимых сотрясений была сопоставима с таковой при Муйском землетрясении 1957 г. ($M = 7,6$), а интенсивность в эпицентре, по данным разных авторов, могла составлять 9–11 баллов [Новый..., 1977; Сейсмическое..., 1977]. Кроме указанного события известно еще несколько сильных толчков, произошедших на юге и в центре Байкала и ощущавшихся в Иркутске с интенсивностью 6–7 баллов: 3.08.1866 г., $M \sim 6,0$; 3.03.1871 г., $M \sim 6,3$; 1885 г., $M \sim 6,7$.

3.3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

3.3.1. Байкал – крупнейший в мире резервуар пресной воды

Байкал является самым крупным в мире естественным водосборником пресной воды. Площадь его водной поверхности занимает «...31,5 тыс. км². Длина 636 км, средняя ширина 48 км, наибольшая – 79,4 км. Водосборный бассейн Байкала занимает около 557 тыс. км². Объем водной массы 23 000 км³ <...> Байкал самый глубокий континентальный водоем на земном шаре. Средняя глубина 730 м, максимальная глубина в средней части котловины

1 620 м...» [БСЭ, т. 2., 1970, с. 531]. По последним данным, он имеет глубину около 1 640 м. В Байкал впадает около четырехсот (по энциклопедии 336) больших и малых рек и речушек, наиболее крупной из них является Селенга, (истоки этой реки находятся в центральной части Монголии), а также такие известные и довольно крупные водные артерии, как Верхняя Ангара, Баргузин, Турка, Снежная. Это — самое глубокое озеро в мире, наполненное чистой пресной водой, среди всех других континентов нашей планеты.

Еще в восьмидесятых годах прошлого столетия известный байкаловед Г. И. Галазий писал: «...если попытаться оценить байкальскую воду по цене морской воды, опресненной с помощью атомных реакторов, которая равна 12 центам за 1 м³, то она выразится суммой, равной 2,76 трлн долларов. Если же сопоставить цену воды Байкала с ценой воды, которая может быть получена из льдов айсбергов, доставлять которые предполагается при помощи атомных двигателей из Антарктиды, то и в этом случае она выразится лишь немногим меньшей суммой...» [Галазий, 1984, с. 244].

Роль пресной воды в мире в настоящее время трудно переоценить: она крайне важна и актуальна во всех сферах жизни человека. Не останавливаясь на проблеме использования воды в повседневной жизни людей, проживающих в этом регионе, отметим, что водная масса Байкала, неся огромную эстетическую, экологическую и бальнеологическую нагрузку, кроме всего прочего обеспечивает работу гидро- и теплоэлектростанций, а также множества других промышленных предприятий, расположенных в водосборном бассейне Байкала.

3.3.2. Тажеранские озера

В Приольхонье распространены два морфологических типа рельефа: гривно-ложбинный, развитый на северо-востоке долины р. Анга, и холмисто-увалистый, занимающий юго-западную часть района. Гривно-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.

3.3.3. 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 отпускаются 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, перематыми метаморфическими и интрузивными породами.

Эксплуатационные запасы Горячинского месторождения минеральных лечебных вод составляют 1 167 м³/сут (13,5 л/с). Это позволяет расширить в перспективе пропускную способность курорта.

3.3.4. 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 слабожелезными дресвяно-шебнистыми 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, спиккулы

губок, обильная малакофауна, остракоды, редкие остатки насекомых, кости рыб и крупных млекопитающих.

Дресвяно-щебнистые суглинки являются периферийной фацией конусов выноса с чередованием субэральных 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 булгуньяха 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.

Щебнистые 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 (позднезырянским) оледенением гор Прибайкалья. Рост гидролакколита и криогенные деформации озерно-болотистых осадков связаны с позднеголоценовым похолоданием.

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

3.3.5. Гидротермы Чивыркуйского залива

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 выходов 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 кремневую 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.

3.3.6. Подводный термальный источник в Губе Фролиха

Подводный термальный источник в губе Фролиха, расположенной в северо-восточном углу Северной Котловины, был открыт в ноябре 1976 г. [Голубев, 1978]. В последующем для оценки параметров тепловой аномалии здесь был использован термоволочек, содержащий термодатчики, буксируемые по дну озера специальные сани [Голубев, 1984]. В 1990 г. в этом районе были проведены дополнительные исследования американскими океанологами, в которых участвовал и автор настоящей заметки [Crane, Hecker, Golubev, 1991a, 1991b]. Чрезвычайно высокие величины теплового потока, достигающие 19700 мВт/м² — согласно измерениям с использованием кабельного термозонда [Голубев, 1978, 1993], и 37 000 мВт/м² — согласно единственному измерению, выполненному с подводного обитаемого аппарата «Пайсис» [Crane, Hecker, Golubev, 1991a, 1991b], зафиксированы на глубинах 390–420 м в осевой части губы Фролихи (рис. 3.33). Эти значения в сотни раз превы-

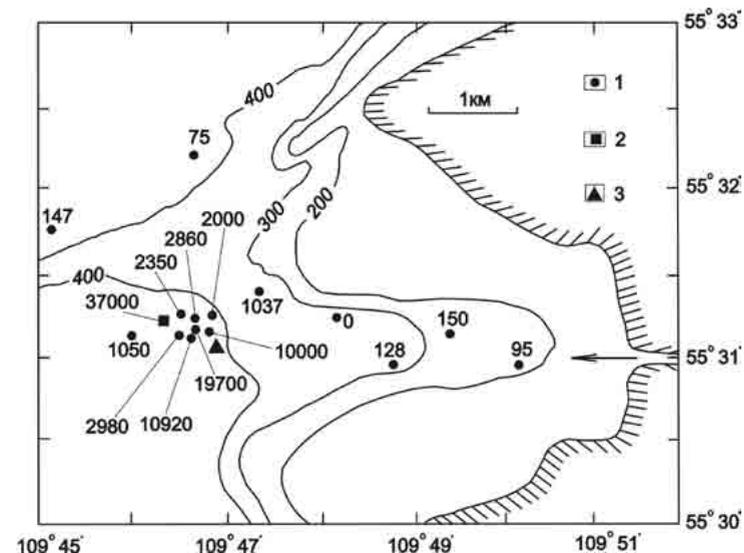


Рис. 3.33. Распределение тепловых потоков в районе Фролихинского субаквального выхода термальных вод по данным измерений автора в 1976, 1991 и 1993 гг. с теплохода «Академик Бардин»

Fig. 3.33. Heat flux distribution of thermal water subaqueous discharge in the region of Frolikha Bay (data of 1976, 1991 and 1993 measurements made on board the ship "Academician Bardin" by Golubev V. A.)

шают тепловой поток через дно Байкала, который в среднем составляет $73,1 \pm 24$ мВт/м² [Голубев, 2007]. Фролихинская геотермическая аномалия сопровождается резким нарастанием в направлении дна температуры воды и ее электропроводности (минерализации).

3.3.7. Газогидраты дна Байкала

Понятие «газогидраты» обычно связывают с донными отложениями глубоководных морских бассейнов. Вот какое определение дается «газогидратному месторождению» в «Горной энциклопедии»: «Газогидратное месторождение – совокупность залежей углеводородных газов, находящихся частично или полностью в гидратном состоянии». И далее: «Газогидратная залежь... – единичное скопление в осадочном чехле земной коры гидратов углеводородных газов; характеризуется крайне низкой их подвижностью даже при наличии активной миграции пластовых вод. Снизу газогидратная залежь контактирует с подошвенной или крыльевой водой, со свободной газоконденсатной или нефтяной залежью, сверху – со свободной газовой залежью, с газонепроницаемыми пластами, а также со свободной водой (в акватории океана)» [Горная энциклопедия, 1984, т. 1, с. 492]. Подобные образования, чаще всего представленные метаном, известны на дне морей и океанов. Как отмечает В. А. Голубев, появление таких образований «в донных осадках акваторий стало известно после проведения сейсмического профилирования» [Голубев, 2007, с. 84].

Обработка данных по многоканальному сейсмопрофилированию поверхности дна Байкала позволило американским исследователям сделать вывод о существовании газогидратов в его донных осадках [Hutchinson et al., 1991]. Отечественными исследователями газогидраты на дне Байкала обнаружены также относительно недавно. Первые упоминания о газогидратах на дне Байкала можно найти в научных публикациях В. А. Голубева [Голубев, 1997; 1998] и М. И. Кузьмина с коллегами [Первая находка..., 1998]. Условия стабильного существования газогидрата метана в водной среде в зависимости от толщины слоя воды, давления и температуры были рассчитаны В. А. Голубевым (рис. 3.34).

Особый интерес такие углеводородные соединения приобрели в последнее время, когда при исследовании дна озера использовались подводные аппараты типа «Пайсис» и «Мир». Местные газеты запестрели заметками с броскими названиями, такими как «Байкальские «курильщики», «На золотом дне», «Топливо будущего» и прочими. Невзрачный грязноватый «сахаристый комочек полульда-полуснега» (газета Конкурент–ВСП от 22.10.2009) похоже явно вскружил голову некоторым современным «промышленникам», уже подсчитавших, что запасы «топлива будущего» на дне Байкала «оцениваются в 1 триллион кубометров» (газета Вост.-Сиб. правда от 31.10.2009).

Есть основания полагать, что подобные соединения действительно могут быть «топливом будущего». Однако очень хотелось бы напомнить и о другой

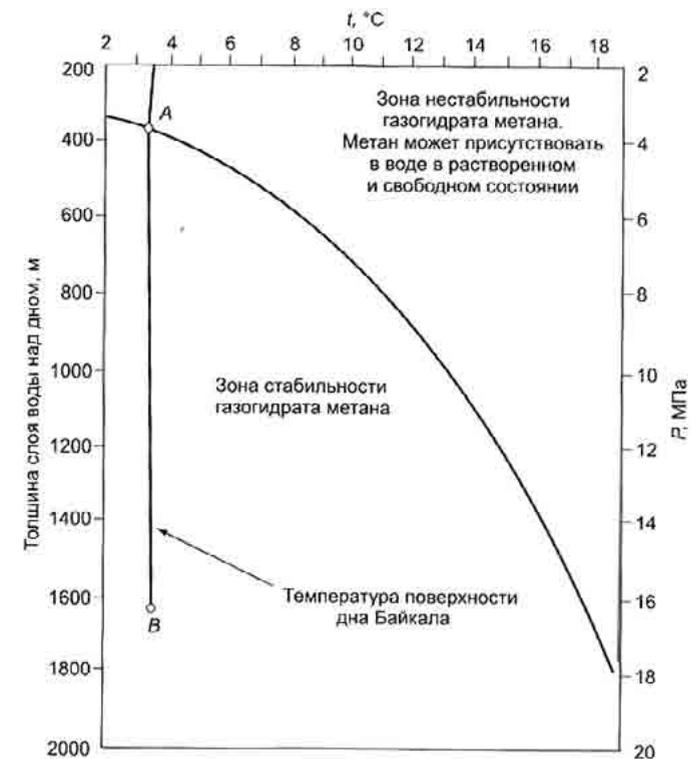


Рис. 3.34. Фазовая диаграмма метан-вода [Голубев, 2007, с. 85]

Fig. 3.34. Methane-water phase diagram [Golubev, 2007, p. 85]

стороне этой чрезвычайно важной проблемы – экологической. Нельзя забывать, что на Байкале уже много сделано ошибок, связанных с человеческим фактором. Нелишне напомнить старую истину: **не навреди**. И всегда надо, прежде всего, проявлять заботу о сохранении хрупкой экосистемы Байкала и его обрамления для будущего поколения.

3.4. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА. РАЗРЕЗЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

3.4.1. 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 щебнисто-обломочная кора выветривания – структурный элювий гранитоидов.

Разрез осадков террасы (снизу) (рис. 3.35):

Мощность (м)

1. Валуньи, галечники (нижний погребенный пляж). Валунники примыкают к элювию гранитоидов преимущественно в верхней части слоя и при ударе рассыпаются в дресву (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), датируемые плейстоценом (1,0).

3. Валунники серые (верхний погребенный пляж), также прислоненные к гранитоидному цоколию. В западной части обнажения встречаются валуны и крупная галька древних эффузивов. В подошве вклиненной линзы песка присутствует темно-серая погребенная почва (10 см) с крошкой древесных угольков (1,1).

4. Песок серый, полиминеральный; в верхней части слоя мелкозернистый, алевритовый, полосчатый, в кровле с редкими «цепочками» мелкого гравия (2,6).

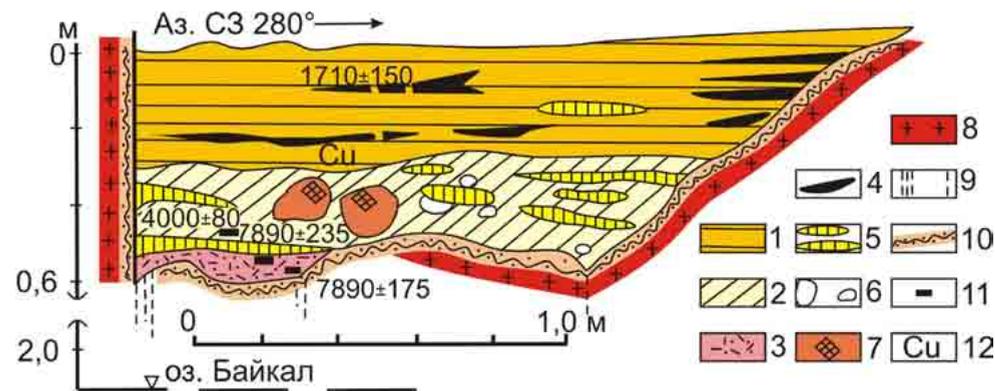


Рис. 3.35. Голоценовые отложения Бол. Лударьской пещеры:

1 – землистая 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

Fig. 3.35. Holocene deposits of the Bolshaya Ludarskaya cave:

1 – soil mass with coal-ash remains and fragments of ceramics; 2 – carbonaceous loam with ash lenses, spots of bonfire sites and fragments of ceramics; 3 – detritus with sand; 4 – coals; 5 – ash; 6 – boulders and gravels; 7 – bonfire remains; 8 – granitoids; 9 – fractures with gliding planes; 10 – traces of wave polishing of rocky bed; 11 – sampling sites, absolute age of samples; 12 – evidence of secondary redistribution of cuprum oxides on fragments of the mammal bones

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 крупно зернистого песка. Низы слоя содержат остатки пресноводной эндемичной альго-флоры (4,7).

7. Гравий и галька плохой и средней окатанности с ржаво-желтоватым разно-зернистым 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 валунников (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 валунниками 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 остановками, 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 свя-

зана 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 озерцо – аккумулятивная перемычка, связывающая коренной о. Лударь с материком.

3.4.2. Террасы Ушканьих островов

Ушканий архипелаг – излюбленное лежбище 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 уже издали 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. 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 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 наиболее поднятым был участок Ушканьих островов, а о. Бол. Ушканий, по общему выражению В. В. Ломакина, подобен пробке в бутылке шампанско-

го, 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 сопровождалось 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. 1-я терраса имеет высоту 4–9 м, ширину от нескольких десятков до 150–200 м. В ее разрезе преобладают галька и хорошо промытый разнозернистый песок. 2-я 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. 3-я терраса (26–28 м) имеет незначительную ширину и протяженность, но в рельефе выражена отчетливо. Шурфом метровой глубины вскрыта плотно-упакованная галечная толща. 4-я терраса <38–39 м имеет крутой уступ и относительно широкую площадку (30–40 м) с высыпками гальки. 5-я терраса (42–46 м) несет на поверхности много хорошо окатанной эллипсоидной уплощенной гальки кварц-кварцитового состава. 6-я терраса (77–82 м) имеет крутой уступ и ширину 10–12 м. На ее поверхности много гальки и дресвы. 7-я 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. 8-я терраса (200–210 м) представлена субгоризонтальной поверхностью, на которой присутствует прекрасно окатанная галька.

3.4.3. Инкинский оползень

В правобережной придельтовой части р. Селенги в районе с. Инкино имеется сейсмогравитационный оползень (рис. 3.36).

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 алевритов. К основанию разреза мощность илистых и алевритистых 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 под углами 17–28°. Вкрест простираения оползня ниже глубины 1,6–1,8 м наблюдаются разрывные микродислокации и мелкогребенчатые структуры.



Рис. 3.36. Инкинский оползень

Fig. 3.36. The Inka landslide

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).

3.4.4. 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. При высоких уровнях зеркала воды Байкала ее площадь значительно сужается вплоть до появления прорв и пережимов.

Береговая линия Южной косы с морской стороны выровнена. Ее дистальная часть завернута к лагуне. Очертания лагунного берега косы осложнены 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 со-

временную 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 2 тыс. 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 замываются, гребень косы становится выше, но площадь сухопутья 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 – Ярок – возвышается над уровнем озера на 4–7 м. В нижней и средней частях он сложен тонко-лоистыми в разной степени заиленными сероватыми, желтоватыми и коричневатými песками. В кровле пески оглинены, карбонатизированы и включают черный гумусированный горизонт погребенной почвы мощностью 0,15–0,2 м. Его радиоуглеродный возраст, определенный по линзам древесного угля, $3\,990 \pm 60$ 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 останца Ярок, рассматривая их в качестве древних кострищ.

Завершает разрез Ярка 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 $1\,410 \pm 95$ лет. Более молодая радиоуглеродная дата – $1\,210 \pm 45$ лет – получена по линзе древесного угля в подошве эоловых песков на северном пологом склоне Ярка.

Под маломощной современной дерниной обнаружена керамика курькан, племена которых обитали в Прибайкалье, по историческим сведениям, в V–XI вв. 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.

3.4.5. Неогеновые отложения бухты Сарайская

Бухта расположена к северо-востоку от пос. Хужир. Ее очерчивают мыс Бурхан (Шаманский) и скалистые береговые уступы, протягивающиеся к устью руч. Харанцы. Бухта разделена небольшим скальным останцом 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 повышениям кровли цоколя они замещаются древними обыизвесткованными 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 саранского 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 древ-

ние 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 субэральных условиях, сопровождаемая 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 палеосклона, 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 каолиновыми глинами, на кристаллосланцах – зелеными нонтронитовыми. На вершине палеохолма кора выветривания перекрыта красновато-шоколадными глинами харанцинской свиты (верхний плиоцен), на которых лежат эоловые 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.

3.4.6. Плиоценовые отложения бухты Харалдай

В бухте, примыкающей с севера к мысу Харанцинскому, расположены два выхода плиоценовых отложений, имеющих важное значение для понимания эволюции древнебайкальского бассейна. В разрезах Харалдай-I и Харалдай-II реконструируется развитие древнего озерного бассейна. В

разрезе Харалдай-I представлены уникальные древние почвы, а в разрезе Харалдай-II – лагунные озерные отложения прибрежной зоны.

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, алевритистые, 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)

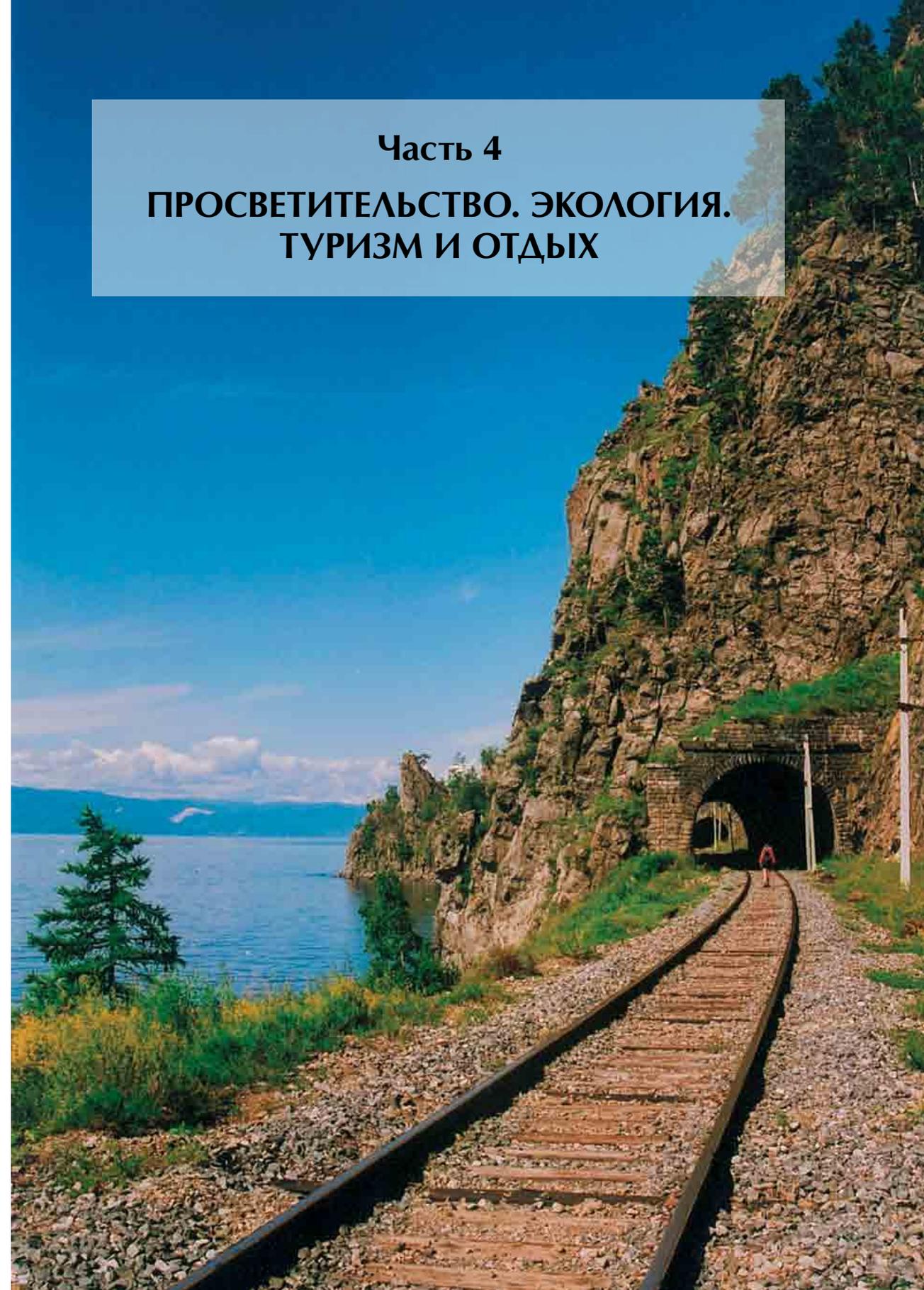
1. Пески оранжевые, ржавые, с обломками раковин моллюсков и железомарганцевыми конкрециями. Под песками, непосредственно на фундаменте, лежит слой в 0,5 м глин синевато-зеленых. Пески формировались в волноприбойной зоне сравнительно крупного озера (4).

2. Глины, супеси, коричневатые и 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),

Часть 4 ПРОСВЕТИТЕЛЬСТВО. ЭКОЛОГИЯ. ТУРИЗМ И ОТДЫХ



В этой части книги будут затронуты проблемы, связанные с постоянным или временным пребыванием человека на берегах священного моря или в его окрестностях. Несомненно, что Байкал с момента своего «геологического появления на свет» необычайной магической силой всегда привлекал на свои благодатные берега все живое, а особенно человека. Между тем пребывание человека на Байкале, так или иначе, сказывается на внутреннем состоянии озера и его обрамлении, т. е. на его «здоровье». В последние годы Байкал приобрел большую популярность для посещения не только соотечественников, но и зарубежных гостей.

Берега озера стали местом проведения всякого рода научных съездов и симпозиумов на самую разнообразную тематику и, прежде всего, по актуальным вопросам геологии, биологии, экологии. На Байкале и его окрестностях, в том числе в его прибрежной части, как правило, проходят практику студенты, это место паломничества школьников, туристов и отдыхающих. В конце концов, сюда едут просто отдохнуть. «Славное море – священный Байкал» привлекает своей суровой экзотикой, которая вряд ли кого-либо оставит равнодушным при более близком знакомстве, особенно при рассмотрении его уникальных геологических объектов, с наличием множества редких пород и минералов.

В настоящее время на берегах озера находится немало населенных пунктов, в которых постоянно проживает десятки тысяч людей в той или иной степени, влияющих на его экологическое состояние.

4.1. НАУЧНЫЕ ЭКСКУРСИИ

Как сказано в Большой советской энциклопедии: «Первые сведения об озере появились в середине XVII в. (Курбат Иванов, Василий Колесников, Иван Похабов и др.). Во второй половине XVII в. сделаны первые географические описания Байкала и попытки составления карт (Николай Спафарий, Федор Головин, Идес Избрант, Семен Ремезов и др.). В 1771–1772 гг. И. Георги и А. Пушкарев, участники экспедиции Российской АН, произвели первую инструментальную съемку озера и в 1773 г. составили карту. Большую роль в разностороннем изучении Байкала сыграло основание Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества (1851), возглавившего исследования в Сибири и Прибайкалье...» [БСЭ, т. 2, 1970 г., с. 532]. Имена первых и наиболее известных исследователей Байкала и его окрестностей можно прочесть на фронтоне краеведческого музея города Иркутска.

Помимо исследователей, которые были указаны ранее, необходимо также упомянуть таких ученых, как А. Н. Афанасьев, Л. С. Берг, Г. Ю. Верещагин, Г. И. Галазий, Н. В. Думитрашко, Г. Г. Мартинсон, В. П. Маслов, М. М. Кожов, М. М. Лавров, В. В. Ламакин, внесших значительный вклад в разностороннее изучение озера Байкал и его обрамление.

В XX в., особенно в его второй половине, в науках о Земле, в частности, в геологических науках, стали популярными и, на наш взгляд, плодотворными совместные обсуждения спорных вопросов геологии на месте, на примере отдельных тех или иных геологических объектов и, прежде всего, которые встречаются в виде коренных выходов горных пород. Именно такие обсуждения способствуют исследователям в обмене мнениями по наиболее острым научным проблемам, помогают прийти к единой точке зрения, касающейся либо самых ранних процессов, протекающих на земле, либо процессов не столь отдаленного геологического прошлого нашей планеты. Подобный обмен мнениями позволил выявить главнейшие геологические структуры, слагающие примыкающую к Байкалу территорию, и определить происхождение тех или иных горных пород в рассматриваемом регионе. Поэтому побережье Байкала стало своеобразным полигоном для совместного обсуждения практически всех существующих на данный период времени геологических проблем.

Ниже приводятся названия и краткое содержание наиболее известных и значимых съездов, совещаний, конференций, симпозиумов, проходивших во второй половине двадцатого столетия либо в Иркутске с последующими научными экскурсиями на Байкал, либо непосредственно на Байкале.

Большим событием для геологов послевоенного Иркутска было III Всесоюзное петрографическое совещание, организованное Сибирским Отделением и Отделением геолого-географических наук АН СССР, совместно с Государственным геологическим комитетом и Главгеологией РСФСР, проведенное в нашем городе с 27 мая по 1 июня 1963 г. Проведение такого совещания явилось большой заслугой геологической общественности нашего города, так как это было большой редкостью для Иркутска. На совещании обсуждались важные петрографические проблемы: а) магматические формации и связь с ними полезных ископаемых; б) генезис щелочных пород; в) физико-химические проблемы метаморфизма и метасоматоза. Решения, принятые на совещании, опубликованы в журналах «Известия АН СССР, серия геол.» № 11, 1963; «Советская геология» № 10, 1963; «Геология и геофизика» № 12, 1963. В совещании участвовали геологи из Китая, Вьетнама, Чехословакии, ГДР, Франции, Англии...

Гостей было много. Предполагалось всех разместить в просторной для тех времен гостинице «Сибирь». Но в самое последнее время, в связи с предполагаемым приездом в нашу страну, с последующим посещением Байкала, президента США Дуайта Дейвида Эйзенхауэра, эта гостиница закрылась на капитальный ремонт. В спешном порядке красились фасады зданий, асфальтировались улицы, приводились в порядок дороги. В «мгновение ока» была сделана отличная по тем временам шоссейная дорога на Байкал, в пос. Листвянка. Но, к сожалению или к счастью, сейчас об этом сказать трудно, президент Эйзенхауэр так и не появился в нашей стране – виной тому был американский самолет-разведчик, сбитый над г. Свердловском (ныне Екатеринбург). Иркутск же получил определенный импульс для своего культурного развития.

Участников совещания удалось разместить в небольших ведомственных гостиницах, в гостиницах аэропорта и железнодорожного вокзала и даже в железнодорожных вагонах, а гостей из-за рубежа и некоторых высоких персон из нашей страны, как, например, академика Владимира Степановича Соболева, в гостинице обкома КПСС. Власти области и города во всем помогали организаторам и старались, чтобы совещание прошло на должном уровне. Пленарные заседания проходили в одном из вместительных залов Иркутска – «Доме политпросвещения» (в настоящее время здесь размещается Областная библиотека имени Молчанова-Сибирского). Гости, особенно зарубежные, с удовольствием знакомились с городом. А некоторые строения, особенно деревянные дома с резьбой, приводили их в восторг. После заключительного заседания, участников пригласили побывать в научных экскурсиях по берегам Байкала и в его окрестностях, многие из них изъявили желание посмотреть молодые вулканы Тункинской долины, а также ознакомиться с метаморфическими комплексами Слюдянского района и Приольхонья.

В последующие годы наиболее значимые в научном отношении были геологические экскурсии в 1969 г., связанные с проведением на берегах Байкала XII сессии Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры (АЗОПРО). Сессия АЗОПРО по инициативе Академии наук СССР и Национального комитета геологов СССР была проведена на Байкале с 5 по 16 августа 1969 г. Эти экскурсии были организованы известными иркутскими учеными – М. М. Одинцовым и Е. В. Павловским. К началу экскурсий был подготовлен путеводитель [Геология Прибайкалья, 1969]. После пленарного заседания, проходившего в Институте земной коры, все участники выехали на Байкал и на катерах в течение десяти дней осматривали, изучали и обсуждали наиболее интересные геологические обнажения. Подготовка объектов и знакомство с ними осуществляли молодые сотрудники из Института земной коры – А. А. Бухаров, Е. П. Васильев, В. Н. Вишняков, А. С. Ескин, А. А. Конев, И. Н. Крылов (АН СССР, Ленинград), Ф. В. Кузнецова, Л. З. Резницкий, П. М. Хренов. В работе сессии принимали участие ученые Франции (10 человек), Бельгии (4), США (3), ФРГ (3), ГДР (3), Канады (1), Чехословакии (1), Швейцарии (1), Болгарии (1). В научной дискуссии по подведению итогов работы сессии приняли участие К. Смуликовский (Польша), П. Мишо (Бельгия), Д. С. Коржинский, А. В. Пейве, Е. В. Павловский, А. А. Богданов, М. М. Одинцов, М. М. Мануйлова, П. И. Шамес (СССР), Ж. Конье, Шубер, Ж. Рокен, Ж. Реми, А. Отран (Франция), Дж. Роджерс (США).

Краткую информацию по итогам работы АЗОПРО на Байкале дала известный исследователь Восточной Сибири В. Г. Беличенко, которая отметила, что проведение сессии на оз. Байкал, в области развития древнейших и глубоко измененных горных пород различных уровней земной коры, привлекло к себе пристальное внимание как зарубежных, так и советских геологов. Сессия способствовала обмену опытом и мнениями между геологами различных школ и направлений. Выяснение сложных явлений петрогенеза, стратиграфии, тектоники и магматизма на примере Прибайкалья в немалой



Рис. 4.1. Участники международного симпозиума «Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты», Иркутск, сентябрь, 1987 г.

Fig. 4.1. Participants of international symposium "Intracontinental mountainous terrains: geological and geophysical aspects", Irkutsk, September, 1987

степени способствовало распространению достижений советской геологической школы среди зарубежных геологов [Беличенко, 1970].

Достаточно крупный международный симпозиум в 1987 г. проходил в Институте земной коры, с последующим выездом на геологические экскурсии по берегам Байкала и в его окрестности, по теме «Внутриконтинентальные горные области». Организаторами этого симпозиума были ИЗК СО АН СССР и советский комитет по международной программе «Литосфера» (рис. 4.1).

В эти годы бурного развития науки в стране научные симпозиумы, предметом обсуждения которых были самые разные проблемы геологии и сейсмологии, с экскурсиями на берега Байкала происходили практически ежегодно. Отметим лишь некоторые из них: Проблемы рифтогенеза, 1975; Минералогия Прибайкалья, 1978; Геология гранулитов, 1983; Путеводитель... XXVII МКГ, 1984; Путеводитель VII Всесоюзного Петрографического..., 1986; Стратиграфия..., 1990; Сейсмическая..., 2000; Геодинамическая..., 2003. Одним из последних международных совещаний, проходивших на берегах Байкала 20–25 августа 2007 г., в поселке Черноруд (Приольхонье), была конференция, посвященная проблеме ультрабазит-базитовых комплексов складчатых областей [Ультрабазит-базитовые..., 2007]. В этом же 2007 г. участники другого Всероссийского совещания «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии» побывали в научной экскурсии в Аршане (юго-западная часть Байкальской рифтовой системы).

В период с 7 по 11 июня 2010 г. в Иркутске состоялся Всероссийский симпозиум с участием иностранных ученых – «Кайнозойский континентальный рифтогенез», посвященный памяти академика РАН Николая Алексее-

вича Логачева в связи с 80-летием со дня его рождения (рис. 4.2). Симпозиум был организован на базе Института земной коры СО РАН и Государственного учреждения высшего профессионального образования «Иркутский государственный университет» с элементами научной школы для молодежи. В работе приняли участие 150 специалистов из 52 научных, производственных и образовательных учреждений России, Австрии, Италии, Бельгии и Китая. В качестве слушателей присутствовало 150 студентов госуниверситета. Для участников симпозиума была организована геологическая экскурсия в Тункинскую рифтовую долину и 2 экскурсии на оз. Байкал.

В настоящее время при помощи подводных аппаратов исследуется и дно Байкала. В частности, группой иркутских ученых, совместно с зарубежными коллегами из Японии и США, внедряется проект «Глобальные изменения природной среды и климата Центральной Азии на основе изучения осадков озера Байкал». По этому проекту изучаются рыхлые отложения, образовавшиеся за последние 25 млн лет, на дне Байкала, которые сохранили информацию о климатических условиях тех лет [Глобальные..., 2008].

Следует также отметить, что в последние годы некоторые научные сотрудники академических институтов Иркутска и Москвы проводят весьма плодотворные совместные изучения недоступных летом для детального обследования береговых скальных выходов горных пород в марте. В это время по берегам озера лед крепок, солнце по-весеннему греет и есть возможность



Рис. 4.2. Участники симпозиума «Кайнозойский континентальный рифтогенез», Иркутск, июнь 2010 г.

Fig. 4.2. Participants of the symposium "Cenozoic continental rifting", Irkutsk, June, 2010

практически в комфортных условиях тщательнейшим образом рассмотреть нужные геологу разрезы, а также изучить и обсудить на месте те или иные процессы, отобрать все необходимые образцы и пробы.

4.2. УЧЕБНЫЕ ПРАКТИКИ

Усилия первопроходцев и исследователей прошлых лет, а также непрерывающаяся деятельность по изучению побережья Байкала и примыкающей к озеру территории современных геологов, представляющих многочисленные производственные и научные организации, которые используют в своей работе самые новейшие методы изучения структурного положения и вещественного состава разнообразных по происхождению и возрасту горных пород и слагающих эти породы минералов, позволили накопить огромный фактический материал по истории его геологического развития. В результате крупномасштабных геологосъемочных работ на отдельных объектах этой сложнейшей в геологическом отношении территории (Слюдянский регион, искусственные обнажения вдоль Кругобайкальской железной дороги, Приольхонье, Восточное, Западное, Северное Прибайкалье) были детальнейшим образом кропотливо изучены осадочные, магматические и метаморфические комплексы пород. Это дало возможность более глубоко осмыслить и установить историю геологического развития для всего Прибайкалья в целом.

В конечном итоге, на основании такого разностороннего изучения исследован и выявлен ряд крупных структурных элементов, таких как цоколь платформы и ее чехол. В складчатом обрамлении, примыкающем к Байкалу, определены разнообразные магматические и разнофациальные метаморфические процессы, установлены различного рода разрывные нарушения. Все это позволило выделить в данном регионе интереснейшую мегаструктуру под названием «Байкальская рифтовая система», являющаяся одной из многих подобных внутриконтинентальных структур мира.

Детальное и разностороннее геологическое изучение рассматриваемой территории дало основание сделать вывод, что данный регион можно считать уникальным полигоном по набору самых разнообразных и представительных геологических комплексов, которые с некоторых пор стали широко использоваться как наглядные учебные пособия при подготовке геологических кадров в Восточной Сибири.

Базы геологических практик в прибрежной части Байкала имеют Иркутский государственный университет (с. Мурзино, в устье р. Селенга; пос. Куртун, Западное Прибайкалье), ИрГТУ (пос. Черноруд, Приольхонье) и Иркутский геологоразведочный техникум (г. Слюдянка).

Скажем несколько слов о том, как интересно проходит учебная практика у студентов первого курса геологического факультета Иркутского государственного университета. В течение четырех недель группа студентов (12–15 человек) под руководством опытного преподавателя на заданном полигоне и отдельных коренных обнажениях осваивает геологический компас, изучает наиболее распространенные, горные породы и минералы, которые студенты

определяли во время лабораторных занятий в течение учебного года. Студентов знакомят с разнообразными процессами внутренней и внешней динамики земной коры, теоретические сведения о которых были ими получены во время прохождения лекционного курса «Общая геология».

Учебная практика на геологических обнажениях начинается с изучения разрезов Черемховского угольного бассейна, составляющего часть чехла Сибирской платформы. Затем студенты обследуют те же юрские отложения с остатками ископаемой флоры и фауны на примере естественных выходов этих пород в районе селения Усть-Балей, на правом берегу р. Ангары. С юрскими отложениями в некоторых случаях (например, студенты-заочники) знакомятся и в окрестностях города Иркутска: юго-западный берег Иркутского водохранилища (возле плотины Иркутской ГЭС); правый берег р. Иркут, в районе урочища «Черемушки»; «Охотничьи дачи», на правом берегу р. Ушаковки. В районе села Олха изучаются карбонатные отложения кембрия. Здесь же, на левом берегу р. Олхи, студенты имеют возможность ознакомиться с буровой скважиной и отведать лечебно-столовую минеральную воду «Иркутская». Докембрийские образования – разного рода гнейсы и сланцы – студенты изучают в районе Большого Луга и Рассохи.

Однако значительная часть практики у первокурсников проходит на побережье Байкала и в его окрестностях. С наиболее древними породами Земли, представленными Шарыжалгайским выступом Сибирской платформы, ее фундаментом, студенты знакомятся вдоль Кругобайкальской железной дороги. В окрестностях г. Слюдянки студентами изучаются разнофациальный Слюдянский метаморфический комплекс; в Тункинской долине – проявление кайнозойского вулканизма и минеральные источники курорта Аршан. С большим интересом студенты осматривают измененные до милонитов и бластомилонитов породы Главного Саянского разлома, выходы которого отмечены на южной окраине поселка Култук. Не менее интересной оказывается экскурсия на карьер «Перевал», расположенный в окрестностях г. Слюдянка. Здесь будущие геологи детально изучают и документируют искусственные выходы мраморов, кальцифиоров, амфиболитов и других метаморфических пород, а также слагающих эти породы минералы. С такими крайне разнообразными, а главное – наложенными друг на друга многоликими процессами, которые происходили и происходят во внутренних частях Земли и на ее поверхности, практически с момента образования планеты вплоть до настоящего времени, вряд ли где-то, в другой части земного шара, на относительно небольшой территории, можно ознакомиться.

На базах «Куртун» и «Мурзино» проходят учебную практику студенты второго курса (рис. 4.3). На специальных полигонах они учатся самостоятельно ходить в геологические маршруты, осваивают элементы геологического картирования и структурной геологии. Выбранные участки для такой учебы весьма интересные, имеют множество коренных выходов горных пород, в которых широко проявлены разного рода деформации, такие как складки, сбросы, сдвиги и т. п.

На базе «Мурзино» проводится учебная практика для студентов по кафедре нефти и газа. Кроме того, здесь также имеется возможность проводить учебную практику и в зимних условиях. Именно в такое время года можно производить отбор различных проб, в том числе газа и нефти на поверхности покрытых льдом водоемов. В это время года можно более точно произвести промеры глубин этих водоемов. Все это позволяет студентам целенаправленно и более углубленно овладевать выбранной ими профессией.

Основным документом по завершению учебной практики для студентов, как первого, так и второго курсов во все годы существования геологического факультета, в зависимости от существующих государственных стандартов, являются геологические отчеты, которые пишутся студентами по окончании полевой учебной практики и защищаются на соответствующих кафедрах. Отчеты выполняются строго по форме, представленной в учебных пособиях по этим практикам. В этих пособиях даются практические навыки и рекомендации по проведению подобных практик, их организация, особенности работы в полевых условиях, соблюдение техники безопасности и форма составления отчета в камеральный период [Грудинин, Хрусталева, 2001; Абрамович, Галимова, Примина, 2007; Лузин, Коновалова, 2008].

После окончания второго курса студенты уже достаточно подготовленными могут ехать на производственную практику в составе геологических отрядов и партий производственных и научных учреждений.

Рис. 4.3. Студенческая геологическая база

Fig. 4.3. The campsite for student's geological training



4.3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОХОДЫ

Геология как наука связана, прежде всего, с такими фундаментальными науками, как физика и химия, поскольку занимается изучением разнообразных физических явлений и химических процессов, происходящих в недрах Земли. И, тем не менее, при выборе профессии геолога, на наш взгляд, эти факторы являются не главными и не определяющими. Скорей всего, вчерашнего школьника эта специальность, или как будущая профессия, привлекает своей романтикой, а главное – близким общением с природой. Как в песне известного актера, поэта и барда Владимира Высоцкого: «Лучше гор могут быть только горы, на которых еще не бывал...». А еще, наверное, память молодого человека ассоциируется со школьными походами «в горы», и извечное детско-юношеское «почему?». Почему происходят землетрясения или извергаются вулканы, почему алмазы находят «здесь», а золото «там» и множество еще других геологических «почему», предопределяющих выбор данной профессии и определяющих путевку в жизнь.

Понятие «геологические походы» относится еще к советским временам, к пятидесятым и шестидесятым годам прошлого столетия. В послевоенные годы, когда профессия геолога была одной из престижнейших, в стране, особенно – в районах Сибири и Дальнего Востока, открывались крупнейшие месторождения полезных ископаемых: открытие алмазов на Сибирской платформе (Якутия) и урановых руд в Забайкалье; нефти и газа в Западной и в Восточной Сибири. Нельзя не упомянуть о нахождении в 20-х гг. XX в. уникальных по запасам сульфидно-никелевых руд в северной части Восточной Сибири, сначала в Норильске, а потом и в Талнахе (под Норильском). Именно тогда был построен один из самых северных городов мира – Норильск. В послевоенные годы в Восточной Сибири были открыты крупнейшие месторождения золота, редкометалльных и полиметаллических руд в Восточной Сибири; на Дальнем Востоке был открыт ряд олово- и золоторудных месторождений. Открытие этих месторождений было непосредственно связано с именами таких известных сибирских геологов и ученых, как Л. П. Ищуковой, М. М. Одинцова, Н. Н. Урванцева и др. Подавляющее большинство этих месторождений в настоящее время интенсивно эксплуатируется.

Можно себе представить, какая была благоприятная обстановка для молодежи при выборе будущей профессии в нашей стране, особенно в районах Сибири и Дальнего Востока. В вузы и техникумы на геологическую специальность, несмотря на большие конкурсы, молодежь шла «валом». Конкурсы были и на физмат, химфак, а также в другие технические вузы. Учиться на экономиста или финансиста считалось – уделом «слабаков». Романтический порыв у молодежи и жажда открытий были невероятно высоки. Да и простой народ к профессии геолога относился весьма почтительно. Партии или отряды проводили в этих регионах обычные геологосъемочные работы, а местное население с большим радушием и гостеприимством принимало их в своих скромных жилищах и отнюдь не ради выгоды или наживы.

Профессия геолога весьма специфична – геолог одновременно и производитель, и исследователь, хотя может выполнять сугубо прикладные задачи. Об этой профессии, пожалуй, лучше всего сказал известный сибирский геолог, ученый, педагог и первый декан геологического факультета Иркутского государственного университета, один из первооткрывателей сибирских алмазов, М. М. Одинцов в своей книге «По Восточной Сибири в геологических партиях» («Из записок сибирского геолога»): «Геологические исследования, геологоразведочное дело представляют собой весьма своеобразную отрасль человеческой деятельности. С одной стороны, геология является частью естествознания вообще, наукой, тесно связанной с другими ее отраслями и рядом других наук, изучающих строение и состав материи, – физикой и химией. С другой – геологические исследования – это неотъемлемая часть производственной деятельности человечества, способствующая с незапамятных времен освоению человеком минеральных богатств нашей Земли – фундамента современного индустриального развития общества, масштаб и размах которых в наше время растет неудержимо» [Одинцов, 1981, с. 5].

Настоящий геолог в экстремальных условиях не только быстро поставит палатку и разведет костер, он может построить жилье в виде небольшого зимовья, соорудит плот и переправу, не говоря уже о том, что сумеет приготовить отличный завтрак, вкусный обед и ужин. Да, «говорят, геологи – романтики...», добавим, что почти каждый из них и поэт. Вот какие стихи прислал своим коллегам к «Дню геолога» и юбилейной встрече выпускник геологического факультета Иркутского государственного университета 1974 года, Анатолий Крутилин:

*Отметаю тосты из протеста я,
Этот день нам и праздник, и тризна;
Геология – не профессия,
Геология – образ жизни.*

*Праздник нашей души рискованной
И раскованной, аномальной,
Тризна жизни другой – обыденной,
Обустроенной, коммунальной...*

*Пусть зовут нас ветра упругие,
Пусть зовут нас моря глубокие,
Пусть скрипят потихоньку супруги
Про маршруты наши нелегкие.*

*Нам природа как вид искусства,
Мы разрезы читаем, как Библию,
Для кого-то это безумство,
А для нас работа – религия...*

*Вот такая наша конфессия,
Вот такая наша харизма.
Геология – не профессия,
Геология – образ жизни!!!*

Только истинные геологи знают цену того или иного открытия, сколько пролито пота, сколько отдано сил в геологических маршрутах. Все это, как правило, оборачивалось большими моральными и физическими затратами. Но любое открытие, даже самое скромное, сопровождалось самозабвением и ни с чем не сравнимой радостью первооткрывателя. К сожалению, в начале 90-х гг. прошлого столетия, подавляющее большинство открытых месторождений досталось нынешним олигархам за бесценок.

Эти открытия создали не только мощную сырьевую базу, но и благодаря им сформировалась одна из лучших в мире государственных геологических служб, которая за достаточно короткий срок покрыла всю территорию нашей страны (бывшего СССР) геологической съемкой масштаба 1:200 000. Геологи-производственники всегда тесно сотрудничали с научными организациями геологического направления.

Именно в те годы стали особенно популярными геологические походы, которые организовывались даже в самых отдаленных селениях нашей страны. Обычно руководителями таких походов становились учителя местных школ, как правило, преподающих географию. В помощь руководителям таких походов издавалась специальная научно-популярная литература под рубрикой «Библиотечка участника геологического похода» (например: Ф. И. Вольфсон. Что такое рудные месторождения, где и как их искать. Госгеолтехиздат. М., 1959. 72 с. или С. Н. Соколов. Алмазы и как их искать. Иркутск. 1960. 36 с.).

Иркутск с давних пор привлекал исследователей-геологов, а в первой половине прошлого столетия был одним из форпостов геологической службы в нашей стране. Достаточно напомнить, что в Иркутске еще в 1920 г. был образован Геологический Комитет, позднее преобразованный в Восточно-Сибирский геологоразведочный трест, а затем в Иркутское геологическое управление. В довоенные и послевоенные годы в Иркутске существовало несколько крупных государственных геологических служб, наиболее значимое из них — Иркутское геологическое управление, от которого в 50-е годы прошлого столетия отпочковались Бурятское, Читинское, Якутское и Красноярское управления. Основными кадрами для этих вновь образованных геологических служб, по крайней мере, для Бурятского и Читинского геологических управлений, были выпускники Иркутских вузов. Кроме того, в те годы существовали в Иркутске такие геологические службы, как ВостСибцветметразведка, ВостСиболово, ВостСибнефтегеология, Сибгеолнефурд, Сосновская экспедиция. С послевоенных лет в этом городе существуют два академических института геологического профиля — Институт земной коры СО РАН (основан в 1949) и Институт геохимии СО РАН им. А. П. Виноградова (1959). Специалистов геологического профиля с высшим образованием еще с довоенных лет готовили два вуза — Иркутский государственный университет и Иркутский горнометаллургический институт (ныне ИрГТУ). В послевоенные годы Министерством геологии СССР в Иркутске создается отраслевой институт — ВостСибНИИГиМС, в задачу которого входило более детальное изучение геологии, геофизики, а также месторождений твердых полезных ископаемых и углеводородного сырья на территории Восточной

Сибири. Учебные и научно-исследовательские институты, как правило, обеспеченные высококвалифицированными специалистами и новейшим по тем временам оборудованием, работали в теснейшем сотрудничестве с производственными организациями, и все эти совместные усилия по изучению недр Восточной Сибири несомненно давали свои плоды в виде открытий новых месторождений минерального сырья.

Геологические походы, организованные в школах, обычно проходили по самым разным маршрутам, но более всего группы направлялись на берега Байкала. Здесь можно было хорошо отдохнуть и набраться сил в летние каникулы, полюбоваться на скальные обнажения древнейших на Земле пород, найти множество красивых, а если повезет — даже редких минералов. Минералы и породы школьники относили в школы, геологические организации, вузы и техникумы (чаще всего в геологические музеи при этих учебных заведениях), где они после детального обследования становились предметом дальнейшего изучения будущих геологов.

Одним из первых инициаторов и организаторов геологических походов в Иркутской области был известный геолог Михаил Карпович Грозин. Будучи начальником Мамско-Чуйской экспедиции Иркутского геологического управления, он еще в 1957 г. обратился к школьникам района с призывом пойти в «геологические походы». Также просветительскую работу среди школьников города и области вели геологи и сотрудники геологического музея геологосъемочной экспедиции Иркутского геологического управления. Большим энтузиастом-просветителем геологии была геолог этой экспедиции Ю. К. Дзинкас, а директор этого музея Н. И. Швалева и в настоящее время не оставляет эту благородную миссию — под ее руководством школьники практически ежегодно готовят интересные сообщения на геологическую тему.

К сожалению, с конца 80-х, а особенно в 90-х гг. XX в. увлечения школьников геологическими походами пошли резко на спад и вскоре вовсе прекратились. Такое положение объяснялось тем, что в эти годы геологическая служба в стране едва-едва теплилась.

Однако жизнь диктует свои законы. После смутных времен конца прошлого столетия, страна очнулась и поняла, что без минерально-сырьевых ресурсов нам не выжить. Энергетика для нашего государства, что хлеб насущный. А что такое энергетика? Это — углеводороды, каменный уголь, урановое сырье. Всё это находится в недрах нашей планеты, значит надо снова искать. Следовательно, профессия геолога, особенно для нашей страны, будет во все времена востребована. И в этом отношении никакие внешние и внутренние реформации не должны на ней отражаться.

После трудных «перестроечных» времен геологи снова стали нужны государству. Возобновились и геологические походы школьников. В этом плане всяческих похвал заслуживает Департамент образования администрации г. Иркутска в лице Дворца детского и юношеского творчества, который в настоящее время проводит ежегодные научно-практические конференции школьников под названием «Тропами Прибайкалья». По результатам летних маршрутов в Прибайкалье на этих конференциях школьники делают до-

клады на самую разнообразную тематику. В том числе постоянно работают такие секции, как «Ботаника», «География», «Геология», «Зоология», «Краеведение», «Экология». Пленарные заседания этой конференции всегда проводятся торжественно и празднично. Лучшие доклады отмечаются грамотами и подарками в виде интересных книг и альбомов.

Конференция «Тропами Прибайкалья» имеет важное воспитательное значение: она учит детей познавать окружающий мир и позволяет выбрать по душе будущую профессию. На конференции большое значение отводится вопросам экологии, состоянию экосистемы Байкала и вопросам геологии. Ребятам интересуют буквально все – от углеводов на дне Байкала до прибайкальских пещер, вулканы Тункинской долины и найденные минералы в окрестностях г. Слюдянки, в Приольхонье или в других местах Прибайкалья.

Особую благодарность заслуживают преподаватели школ, которые, не считаясь со временем, проводят со своими учениками «геологические походы», помогают школьникам подобрать соответствующую тематику и подготовить хорошие сообщения. Трудно перечислить всех педагогов, но не отметить таких энтузиастов-просветителей геологической науки как В. И. Дреганову (школа № 30, г. Иркутск), А. Н. Терещенко (школа № 24, г. Иркутск) Е. А. Шевелеву (гимназия № 44, г. Иркутск) невозможно.

Не менее важную воспитательскую работу в настоящее время проводит областной центр «Детского и юношеского творчества и краеведения». При нем успешно работает «Школа юных геологов», под руководством опытных и молодых педагогов геологических специальностей из государственного и технического университетов г. Иркутска.

Нельзя не отметить, геоэкологические экскурсии в летнее время совершают школьники не только г. Иркутска, но и Ангарска, Байкальска, Усть-Илимска, Култук, Большого Луга и т. д. В течение нескольких лет Детский центр «Лазурит» (МОУ СОШ № 7 пос. Култук) занимается исследованием вулканической деятельности в Прибайкалье под руководством С. В. Снопкова.

В заключение следует сказать, что «геологическим походам» в современном понимании в нашем крае в дальнейшем уготована большая и интересная жизнь. Необходимо только напомнить, что при подобных походах обязательно следует выполнять все природоохранные мероприятия, не говоря уже о соблюдении правил техники безопасности. Ко всему прочему это и залог подготовки к будущей профессии геолога – одной из самых интересных на Земле и необходимой для нормальной жизни человека.

4.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ

Геологические и минералогические музеи нацелены на сохранение природного наследия, отражающего богатство и разнообразие минерального мира Земли.

Геологические и минералогические музеи – это собрание хорошо подобранных, подготовленных к экспозиции и сохранению для будущих по-

колений редких минеральных видов, уникальных кристаллов, в том числе драгоценных камней и металлов, образцов из отработанных и исчезнувших месторождений.

Минеральный мир богат и разнообразен. В настоящее время список известных минералов насчитывает около 4 тыс. видов и ежегодно открываются десятки новых. Минеральные виды имеют такое же фундаментальное значение для неживой природы, как биологические виды – для живой. Но в отличие от современных биологических видов минеральные виды невоспроизводимы, так как неповторим каждый природный кристалл, кристаллический сросток, минеральный агрегат.

Приведем характеристику двух иркутских музеев, которые на протяжении многих лет, сочетая в своем статусе учебные (образовательные), научные и просветительно-воспитательные функции, способствуют сохранению для будущих поколений минерального разнообразия.

Государственный минералогический музей им. А. В. Сидорова Иркутского государственного технического университета открыт в 1930 г. Коллекция музея связана с именами геологов Сибири, профессоров и преподавателей вуза: В. И. Тихомировым, А. В. Львовым, В. А. Нетупского, Н. Т. Чулкова, А. В. Сидорова, выпускников факультета, чьи имена прославили своими открытиями университет.

Коллекция музея содержит уникальные по разнообразию и по красоте минералы различных месторождений мира, особенно широко представлены недра Прибайкалья и Сибири (рис. 4.4).

В настоящее время собрание минералов музея является крупнейшим за Уралом и насчитывает более 35 тыс. экспонатов. Это одна из лучших лабораторий для студентов университета.

Главным в деятельности музея является учебно-научное направление, центральная экспозиция музея – химическая классификация минералов по Е. А. Лазаренко, в которой представлены более 700 минеральных видов. Наряду с учебными экспозициями, в музее представлены и тематические выставки: «Самоцветы Сибири», «Тайная живопись природы», «Камнерезное искусство Сибири» и др.

Музей обеспечивает не только учебный процесс, но и активно работает со школьниками города и области в плане профорientации, принимает иностранные делегации, выступает участником Всесоюзных и Международных конференций с докладами и выставками, демонстрирующими богатство Восточной Сибири. Неоднократное участие музея в международных выставках минералов отмечено дипломами и призами.

Музей владеет уникальными экспонатами: «Уральская горка» – конец XIX в., работы А. К. Денисова-Уральского; валун нефрита весом 1,5 т Хохюртовского месторождения Бурятии; забайкальские «розы» кальцита более 100 кг весом и др. (рис. 4.5).

В 1991 г. решением Иркутского городского совета народных депутатов Минералогическому музею ИрГТУ присвоено имя А. В. Сидорова – научно-



Рис. 4.4. Изделия из нефрита

Fig. 4.4. Nephrite articles



Рис. 4.5. Уральская горка

Fig. 4.5. "Ural Gorka" gem collection

го руководителя музея с 1947 г., внесшего огромный вклад в развитие музея и пополнение его коллекций.

Геологический музей Иркутского государственного университета начал создаваться на геологическом факультете ИГУ при кафедре общей геологии в июне 1967 г. под руководством профессора, доктора геолого-минералогических наук П. И. Налетова, заслуженного деятеля науки и техники Бурятской АССР. В ноябре 1967 г. музей принял первых посетителей (рис. 4.6).

В ноябре 1974 г. музей выделился из состава кафедры в самостоятельное подразделение геологического факультета. П. И. Налетов прожил долгую и интересную жизнь (16.09.1898–27.02.1990 гг.). Сотни студентов различных специальностей обогатили свои знания с помощью экспозиций музея.

Музей осуществляет учебно-экспозиционную, фондовую, массово-просветительскую работу. В настоящее время в музее около 10 тыс. экспонатов минералов и горных пород (рис. 4.7).

Учебная работа музея и сейчас — одно из основных направлений деятельности. В музее действуют три основных экспозиционных отдела и несколько тематических выставок, которые постоянно обновляются. Процессы и условия образования месторождений металлических и неметаллических ископаемых, их минеральный состав и свойства освещает отдел «Полезные ископаемые». Разнообразие и богатство природных химических соединений, подобранных по современной кристаллохимической классификации, представлено в отделе «Минералогия». В отделе «Петрография» выставлены горные породы различного происхождения и возраста.

Фонды — это основа музея. Они определяют характер учебно-экспозиционной и массово-просветительской деятельности музея. Начиная с 1967 г., фонды музея пополняются благодаря энтузиазму преподавателей, сотрудников, студентов, выпускников геологического факультета и даров геологических организаций. Музей и факультет благодарны всем многочисленным представителям этой замечательной традиции, особенно геологам

Е. П. Бессолицыну, подарившему первую коллекцию музею, Л. М. Тумольскому, преподавателям Я. Н. Загибалову, И. И. Кремлякову, В. А. Сульдину, В. В. Андрееву, А. И. Сизых, А. Л. Черных, студентам Н. К. Каратуеву, Л. В. Перминову, П. Петухову, А. С. Семихатову и др. Представительные коллекции музей получил от Иркутского, Бурятского, Красноярского, Кольского геологических управлений, Бюро минералов АН СССР. Наиболее значительную систематическую коллекцию минералов, горных пород и полезных ископаемых музей



Рис. 4.6. Общий вид музея ИГУ

Fig. 4.6. Photo of mineralogical museum at Irkutsk State University



Рис. 4.7. «Каменные цветы» — жеода

Fig. 4.7. "Stone flowers" — geode

приобрел в 1984 г. от Северо-Уральской экспедиции. В музее имеются экспонаты зарубежных стран, подаренные преподавателями и студентами факультета, побывавшими в Германии, Канаде, Франции, Алжире, МНР, Вьетнаме, Чехии, Мозамбике, Малайзии, республики Мали, на о. Цейлон, о. Куба и др.

В музее есть уникальные и редчайшие образцы минералов и горных пород — друзы аметиста, граната, горного хрусталя, «Розы Сахары» (гипсовые формы), кристаллы мориона (черный кварц), сибирские самоцветы (чароит, лазурит, нефрит и другие), горные породы с самой глубокой точки на Земле — Кольской сверхглубокой скважины, обломки Сихотэ-Алинского метеорита, якутские кимберлиты («источники» алмазов), уникальные образцы ископаемой фауны и флоры — археоциаты, строматолиты и др.

Более 40 лет музей активно занимается просветительской работой — воспитывает в людях любовь к царству минералов, содействует формированию детских и ученических коллекций минералов, популяризирует знания о Земле и минералах, минеральном разнообразии Прибайкалья и Сибири через экскурсии, лекции, публикации, экспонирование.

4.5. ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ

«Славное море – привольный Байкал»
Дмитрий Давыдов. Дума беглеца на Байкале
(1848)

Резко обострившаяся экологическая ситуация на нашей планете возвела проблему чистой воды в ранг наиболее острых и актуальных для всего человечества. В связи с этим понятно особое отношение к ресурсам питьевой воды регионального и мирового значения. В первую очередь это касается озера Байкал — крупнейшего резервуара пресной воды на Земле. Озеро вмещает более 20 тыс. км³ абсолютно чистой, постоянно обновляющейся воды, что составляет 20 % мировых запасов [Галазий, 1987].



При характеристике озера Байкал часто используют превосходную степень сравнения: самое древнее, самое глубокое, самая прозрачная вода, самый большой запас чистейших вод питьевого качества на планете и т. д. (рис. 4.8).

Байкальская вода отличается гидрокарбонатным кальциевым составом с минерализацией около 100 мг/дм³ и значительным насыщением кислорода до 10–12 мг/дм³. Уникальные свойства байкальской воды объясняются существованием своеобразного и неповторимого биокомплекса: в озере встречается 1 340 видов животных (745 эндемичны) и 570 видов растений (150 эндемичны), в лесах прилегающих территорий можно увидеть растения (10 видов), занесенные в Красную книгу Международного союза охраны природы (МСОП) [Галазий, 1987; Байкал..., 2001]. Вот почему Байкал является не только нашим национальным достоянием, но и объектом мирового наследия (с декабря 1996 г.). Кстати, согласно Конвенции об охране всемирного культурного и природного наследия Российская Федерация несет теперь и международные обязательства по сохранению озера и прилегающей к нему территории.

Потенциальную угрозу экосистеме Байкала представляет, прежде всего, хозяйственная деятельность на окружающей озеро территории. Как же случилось так, что озеро, история которого насчитывает около 25–30 миллионов лет, после немногим более пятидесятилетнего антропогенного вмешательства в его экосистему (эксплуатация целлюлозных комбинатов,

Рис. 4.8. «Малое море» Байкала...

Fig. 4.8. "Maloye More/Small Sea" of Baikal...



вырубка леса, пожары, загрязнение рек, использование ядохимикатов в качестве удобрений, строительство новых поселков и городов) находится в опасности?

По словам М. А. Грачева: «Полная оценка экологического благополучия на Байкале должна включать оценки состояния водного тела озера и населяющих его популяций водных организмов, чистоты атмосферы над Байкалом, наконец, состояния прилегающих к берегу природных ландшафтов» [Грачев, 2002]. Кроме того, современное состояние экосистемы Байкала определяется сложной структурой техногенеза, различными видами и масштабами воздействий, вызывающих изменение (загрязнение) геологической среды (литосферы, поверхностной и подземной гидросферы), и атмосферы (рис. 4.9). В результате возник целый комплекс острых экологических проблем, самая главная среди которых – это сохранение чистоты байкальской воды.

Основными факторами техногенеза в Байкальском регионе являются промышленные объекты (Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат – БЦБК, Селенгинский целлюлозно-картонный комбинат, Улан-Удэнский промышленный узел – авиационный и стекольный заводы, ТЭЦ, локомотивно-вагонно-ремонтный завод, мясокомбинат, ПО «Бурятфермаш», ПО «Бурятстройматериалы» и др.), лесозаготовительные хозяйства, многочисленные населенные пункты в береговой зоне (Култук, Слюдянка, Байкальск, Выдрино, Бабушкин, Северобайкальск, Нижнеангарск и др.), судоходство, линейные сооружения (Транссиб, БАМ, федеральная автомобильная дорога М-55), каскад Ангарских ГЭС. Кроме того, к мощным факторам загрязнения Байкала относятся атмосферный перенос от предприятий Приангарья (Иркутско-Черемховский промышленный узел – Иркутск, Шелехов, Ангарск, Усолье-Сибирск, Черемхово) и комплекс разнообразных загрязняющих веществ, поступающих в озеро из р. Селенги и ее долины [Аргучинцев, Аргучинцева, 2007].

Главным источником загрязнения озера является, прежде всего, БЦБК – это единственное крупное предприятие, расположенное непосредственно на берегу озера, сбросы и выбросы которого уже привели к деградации экосистем на площади более 200 км² и оказывают разрушающее воздействие на всю экосистему Байкала. Для отбеливания целлюлозы на БЦБК применяется процесс, использующий хлор. Отходы содержат органохлориды – вещества, которые не встречаются в природе и многие из них являются крайне опасными. Наиболее опасные – диоксины, представляющие собой долговечные химические соединения, которые даже в очень малых количествах подавляют иммунную и репродуктивную системы живых организмов. Кроме того, сточные воды БЦБК содержат лигнин, фенолы, сульфаты, нитраты и ртуть [Проблемы охраны..., 1993; Государственный доклад..., 2007].

Необходимо отметить, что природоохранные традиции в Байкальском регионе имеют глубокие корни. Еще в начале XX в. на заре освоения Сибири в результате бесконтрольного промысла соболя и нерпы встал вопрос о необходимости их сохранения. Тогда деятельность членов Восточно-Сибирского отдела русского географического общества по сохранению уникального био-



Рис. 4.9. Основные факторы современного состояния экосистемы озера Байкал

Fig. 4.9. Up-to-day state of the Lake Baikal ecosystem

разнообразия сыграла решающую роль в организации первого на Байкале Баргузинского заповедника (1916 г.) и введении ограничений на добычу данных животных [Зуляр, 2009]. Последующую историю байкальского экологического движения можно разделить на два этапа. Первый характеризовался созданием массового общественного движения за охрану природной среды, создание режима заповедности на Байкале и охватывал советский период развития нашего общества. Инициаторами были ученые Восточно-Сибирского филиала АН СССР и иркутских вузов, интеллигенция. Необходимо отметить, что практически с самого начала политика интенсивного промышленного освоения прибрежной части озера не нашла поддержки у местного населения. Возникла активная гражданская оппозиция со стороны интеллигенции (научного сообщества, деятелей культуры и искусства), не без участия которой появился целый ряд постановлений Правительства и Совета Министров СССР, касающихся ограничений целлюлозного производства на Байкале. Таким образом, вопросы охраны озера были взяты под контроль государства: определены основные меры по сохранению и рациональному использованию природных ресурсов и природных комплексов озера Байкал и его бассейна.

В 1987 г. Президиум Совета Министров РСФСР утверждает Территориальную комплексную схему охраны природы бассейна озера Байкал (ТерКСОП). В исследованиях приняли участие целый ряд академических институтов СО АН СССР. Сотрудниками Института земной коры под руководством Е. В. Пиннекера были составлены картографические материалы региона по гидрогеологическим, инженерно-геологическим условиям, интенсивности проявления экзогенных геологических процессов, а также защищенности геологической среды. Выделены зоны прямого и косвенного влияния техногенных воздействий на экосистему озера Байкал. Разработаны и реализованы подходы к оценке изменения геологической среды, касающиеся, прежде всего, загрязнения поверхностных и подземных вод. Зона прямого воздействия включала промышленно-городские территории юго-восточного побережья Байкала (Слюдянка, Байкальск, Бабушкин) и Северного Прибайкалья, где отмечалось максимальное загрязнение гидросферы. Отмечено, что создание Иркутской ГЭС, а затем и всего каскада, превратило озеро Байкал в крупнейшую гидротехническую систему, а подпор уровня воды активизировал многие геологические процессы в береговой зоне (подтопление, заболачивание, размыв берегов, оползневые, эрозионные, криогенные и эоловые процессы). Обращено внимание на значительный вклад в загрязнение озера объектами Монголии, находящимися в долине Селенги (Улан-Баторская городская агломерация, Дархано-Эрдэнэтский территориально-промышленный комплекс и др.). Установлено, что перенос продуктов техногенеза в пределах зоны прямого влияния осуществляется поверхностным и подземным стоком, а также денудационным сносом. В результате анализа природного потенциала всего водосборного бассейна озера Байкал и видов техногенного воздействия были выделены участки с разным характером изменения геологической среды (интенсивный, средний и слабый) [Проблемы охраны..., 1993].

Следующий этап развития байкальского экологического движения характеризовался выходом его на международный уровень. При финансовой поддержке СО РАН на базе Лимнологического института организуется Байкальский международный центр экологических исследований. Учредителями его, кроме СО РАН, стали Бельгийский королевский институт естественных наук, Лондонское королевское общество, Японская ассоциация байкальских исследовательских программ, Университет Южной Каролины (США), Швейцарский федеральный институт технологий (1990 г.).

В декабре 1996 г. оз. Байкал получил статус объекта мирового наследия. При этом Комитетом ЮНЕСКО руководству Российской Федерации были даны специальные рекомендации: «1) окончательное принятие Федерального закона об оз. Байкал; 2) перепрофилирование Байкальского ЦБК в целях ликвидации его как источника загрязнения; 3) снижение сброса загрязняющих веществ в Селенгу; 4) увеличение ресурсного обеспечения деятельности прилегающих к озеру заповедников и национальных парков; 5) продолжение и дальнейшая поддержка научных исследований и мониторинга на озере Байкал» [Байкаловедение..., 2009]. В настоящее время практически выполнен только пункт, касающийся принятия Федерального закона «Об охране

Характеристика Байкальской природной территории
(площадь экологических зон, тыс. км²)

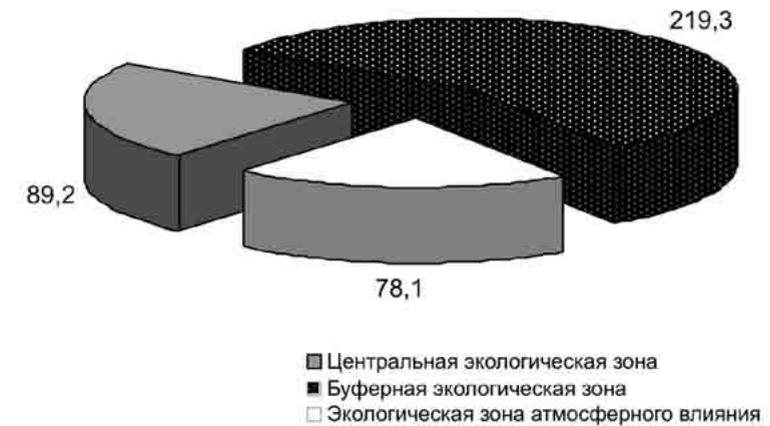


Рис. 4.10. Структура Байкальской природной территории (БПТ)

Fig. 4.10. Structure of the Baikal nature territory (BNT)

озера Байкал» (1999 г.). К сожалению, дальнейшее решение экологических проблем совпало с периодом реформ по преобразованию российской экономики, повлекшим за собой практически полное прекращение финансирования природоохранных программ.

В начале XXI в. Постановлением Правительства Российской Федерации (2001 г.) была принята Федеральная целевая программа «Экология и природные ресурсы России (2002–2010 гг.)», в рамках которой существовала подпрограмма «Охрана озера Байкал и Байкальской природной территории». Отсутствие должного финансирования в очередной раз стало определяющим и не позволило реализовать запланированное.

В это же время учеными Института географии СО РАН были разработаны принципы зонирования Байкальской природной территории, что позволило Правительству Российской Федерации (2006 г.) утвердить границы Байкальской природной территории (БПТ) и ее экологических зон (рис. 4.10). Площадь БПТ составляет 386,2 тыс. км².

Центральная экологическая зона (ЦЭЗ) Байкальской природной территории, границы которой совпадают с границами объекта всемирного наследия «Озеро Байкал», согласно статье 2 Федерального закона «Об охране озера Байкал» включает в себя озеро Байкал с островами, водоохранную зону озера и особо охраняемые природные территории (ООПТ), прилегающие к Байкалу. Граница ЦЭЗ проходит по главным водоразделам основных хребтов, окружающих озеро Байкал, и по внешним границам ООПТ, площадь ее составляет 89,2 тыс. км² (в т. ч. акватория Байкала 31,5 тыс. км²).

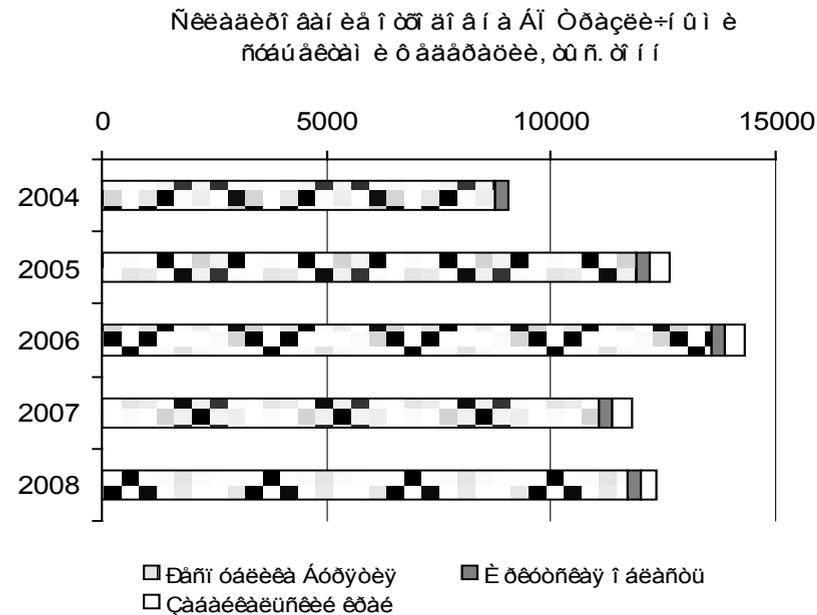


Рис. 4.11. Отходы производства на БПТ различных субъектов федерации
 Fig. 4.11. Industrial waste on the BNT of different regions of federation

Кроме того, в пределах Байкальской природной территории выделяется буферная экологическая зона – территория за пределами центральной экологической зоны, включающая в себя водосборную площадь озера Байкал в пределах территории Российской Федерации (площадь – 219,3 тыс. км²) и экологическая зона атмосферного влияния – территория вне водосборной площади озера Байкал в пределах территории Российской Федерации шириной до 200 км на запад и северо-запад от него, на которой расположены хозяйственные объекты Иркутско-Черемховского промышленного узла, деятельность которых оказывает негативное воздействие на уникальную экологическую систему озера Байкал (площадь – 78,1 тыс. км²).

В последние годы на фоне постоянного сокращения финансирования природоохранных программ экологическая ситуация на Байкальской природной территории значительно ухудшилась [Государственный доклад, 2009]. Оценка экологического состояния производится по параметрам сброса сточных вод, накопления отходов и выбросов в атмосферу. Так, объемы сбросов загрязненных вод на Байкальской природной территории увеличились с 354 млн м³ в 2004 г. до 527 млн м³ в 2008 г. Образование отходов производства и потребления поднялось с 9 069 тыс. тонн до 12 354 тыс. тонн (рис. 4.11).

Выбросы в атмосферу в пределах Байкальской природной зоны с 2004 г. увеличились с 362 тыс. тонн до 520 тыс. тонн. Основная часть приходится на Ангарский нефтехимический завод, завод биовитаминных концентратов (БВК), Иркутскую ТЭЦ, ИРКАЗ и Усольский «Химпром» (рис. 4.12).

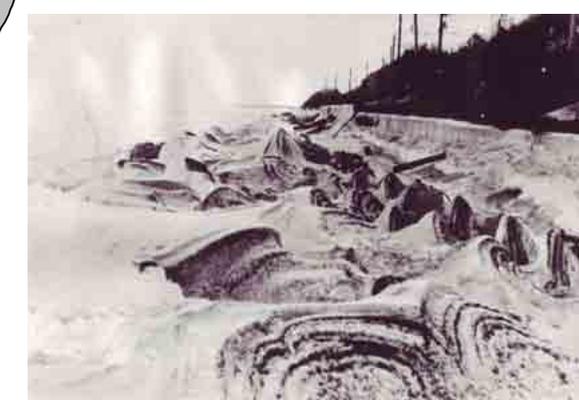
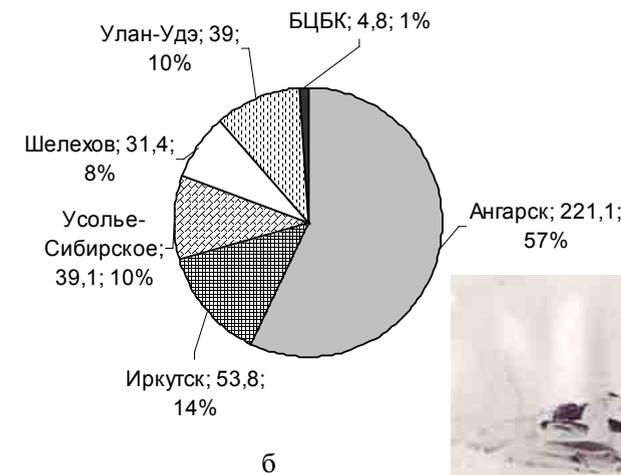
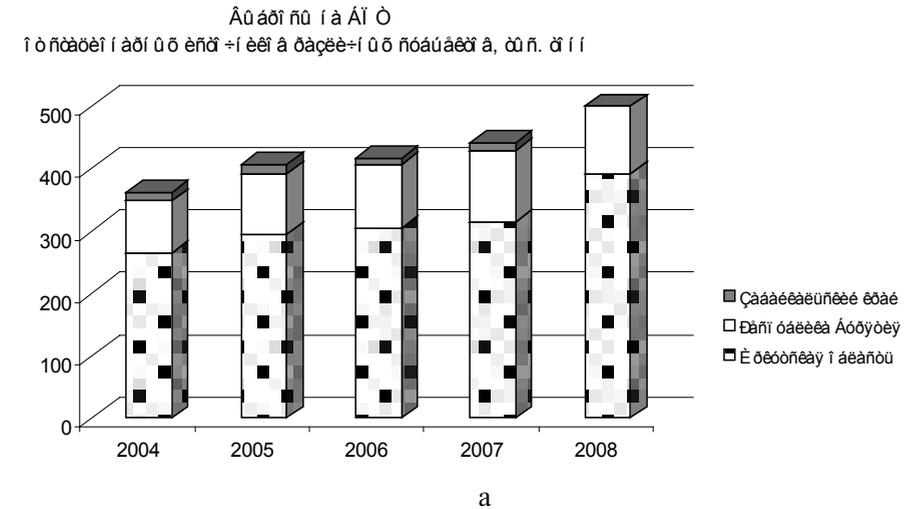


Рис. 4.12. Выбросы в атмосферу от стационарных источников различных субъектов (а) и соотношение основных источников (б). Накопление загрязнителей в ледовом покрове Байкала (в) (фото Г. Г. Зубаренковой)

Fig. 4.12. Emission into atmosphere from different enterprises (a) and the ratio of important sources (b). Accumulation of pollutants in the Baikal ice covers (c) (photo of G. G. Zubarenkova)

Кроме того, в районе Байкальского ЦБК в 2008 г. отмечено увеличение концентраций несulfатной серы, по содержанию которой определяется размер зоны загрязнения озера сточными водами комбината. Ее максимальные концентрации составили 0,9 мг/дм³ (в июне 2007 г. — 0,4 мг/дм³, в октябре 2007 г. — 0,8 мг/дм³). Размер зоны загрязнения увеличился в 2008 г. до 29,6 км² (в 2007 г. — 16,2 км²). Рост концентрации несulfатной серы, возможно, связано с тем, что гидрохимическим съемкам 2008 г. предшествовало сильное землетрясение 27 августа 2008 г. (до 8 баллов в г. Байкальске), которое могло вызвать более интенсивное поступление в озеро загрязненных подземных вод, сформировавшихся под промплощадкой Байкальского ЦБК [Государственный доклад..., 2008].

В сентябре 2008 г. наконец-то был осуществлен ввод в действие на ОАО «Байкальский ЦБК» замкнутого водооборота, позволившего прекратить сброс производственных сточных вод в озеро. Однако в результате внедрения замкнутого водооборота комбинат прекратил выпуск белевой целлюлозы, а производство небелевой, возможное при замкнутом водообороте оказалось невыгодным (нет спроса на рынке). Уже 2 октября комбинат приостановил, а затем и прекратил выпуск продукции. Почти 2 тыс. работников комбината были уволены... Разразился социально-экономический кризис.

Решение проблемы охраны озера Байкал не ограничивается только прекращением целлюлозно-бумажного производства на БЦБК, требуется объективная регламентация хозяйственной деятельности в пределах всего водосборного бассейна озера Байкал и одновременное решение социально-экономических проблем территории.

19 декабря 2009 г. в байкальском музее ИНЦ СО РАН открылся экологический образовательный центр. В рамках мероприятий центра предполагается проведение экологической олимпиады для школьников Иркутской области «Экоэрудит» и круглого стола «Экологическое образование и просвещение как фактор устойчивого развития Байкальского региона», в котором примут участие представители правительства Иркутской области, Фонда имени В. И. Вернадского, Сибирского отделения Российской академии наук.

В конце декабря 2009 г. (28 декабря) в Иркутском научном центре прошло заседание Общественной палаты Иркутской области совместно с коллегией министерства природных ресурсов и экологии Иркутской области и Научного совета СО РАН по проблемам озера Байкал, где стоял вопрос подготовки предложений для разработки Федеральной целевой программы «Охрана озера Байкал и социально-экономическое развитие Байкальской природной территории». Обсуждались вопросы, касающиеся принципиальных замечаний к поправкам в Федеральный закон «Об охране озера Байкал». Это, прежде всего, касалось утверждения границ водоохранной зоны озера Байкал и мер по сохранению уникальной экологической системы озера Байкал.

Впервые проблема охраны озера и социально-экономическое развитие территории объединены в одну, что придает некоторую уверенность в ее выполнении. Однако есть и целый ряд факторов, вызывающих сомнения на этот счет. Это, прежде всего, межрегиональный характер, а точнее даже меж-

государственный, сложность, взаимосвязь и противоречивость целого ряда экологических, социальных и экономических проблем, сложившихся к настоящему времени на Байкальской природной территории.

В заключительной части этого раздела хотелось бы отметить, что приведенные выше материалы по экологическому состоянию воздушного бассейна озера Байкал, его акватории и объема водной массы, а также прибрежной части объекта всемирного наследия, каковым является Байкал с 1996 г., в настоящее время отнюдь не вселяют радужных надежд на его будущее. Байкал по-прежнему находится в опасности. Главные рекомендации ЮНЕСКО по охране озера, хотя с момента включения его в объект всемирного наследия прошло почти полтора десятка лет, практически не выполняются: продолжают работать и сбрасывать вредные отходы производства в Байкал БЦБК, Селенгинский целлюлозно-картонный комбинат, не говоря уже о других загрязнителях озера, находящихся в пределах Иркутской области и республики Бурятия.

Между тем, как уже указывалось выше, природоохранные мероприятия, связанные с Байкалом, начинались еще с дореволюционных времен и особенно бурно протекали в середине прошлого столетия, в связи с намечавшимся тогда строительством БЦБК. Казалось бы, когда страна в конце прошлого столетия вступила на демократический путь развития и оказалась в группе наиболее цивилизованных держав, она должна выполнять взятые на себя обязательства перед мировым сообществом (имеется в виду рекомендации ЮНЕСКО). Но этого, к сожалению, не произошло.

Нам представляется, что на первых порах достаточно закрыть БЦБК и своевременно обеспечить жителей закрытого комбината работой. Именно в этом случае можно осуществить выполнение рекомендаций ЮНЕСКО и претворить в жизнь Постановление Российского правительства о создании рекреационных зон на Байкале.

Известный русский писатель Владимир Алексеевич Чивилихин мудро сказал о Байкале, что это «светлое око России». Наша задача — беречь Байкал, как зеницу ока.

4.6. ТУРИЗМ И ОТДЫХ

Посещение берегов Байкала еще в прошлые века доставляло путешественникам великую радость и удовольствие. В какой бы точке береговой линии, на протяжении почти двух тысяч километров, не появился человек — везде он восхищался и удивлялся, везде у него захватывало дух от неожиданно открывавшихся видов.

В массовом, но преимущественно не организованном, порядке туризм на Байкале особенно интенсивно начал развиваться в 50–60-е гг. В то время от порта «Байкал», находящегося в левобережной части истока р. Ангары, до пос. Нижнеангарск, расположенном на северо-восточной оконечности озера, в конце мая или в начале июня, как только Байкал освобождался ото льда, курсировал пассажирский пароход «Комсомолец». Приобрести билет



Рис. 4.13. Туристы на палубе парохода «Комсомолец» [Брянский, 2001]

Fig. 4.13. Tourists on the "Komsomolets" ship deck [Bryansky, 2001]

на этот пароход тогда, особенно в летнюю пору, было чрезвычайно сложно – всё раскупали приезжие туристы.

Автор этих строк в конце пятидесятых годов прошлого столетия, будучи аспирантом Геологического института (ныне ИЗК СО РАН), летом проводил полевые работы на севере Байкала и, естественно, пользовался как наиболее удобным в те времена именно этим видом транспорта для выезда на объекты исследований. Пароход, как правило, всегда был заполнен сверх меры, на палубах была теснота, но очень весело. В подавляющем большинстве это были туристы из Москвы, Ленинграда, Прибалтийских республик, Украины, Белоруссии, а также других республик и городов нашей страны (рис. 4.13, 4.14).

С одной небольшой московской группой туристов из пяти человек мне без труда удалось тогда познакомиться и разговориться. Женщина рассказала, что последние несколько лет она со своими друзьями проводит отпуск только на Байкале, причем активно пешим ходом они вместе осматривают его берега, а порою даже углубляются в горы. Огромное впечатление на мою столичную собеседницу в своё время произвел поход по берегу от с. Большое Голоустное до бухты Песчаной. На этот раз ее группа планировала выйти в пос. Давша, административном центре Баргузинского заповедника, и пройти по берегу Байкала до Чивыркуйского залива, там покататься и отдохнуть.

Туристка из Москвы говорила, что таких неизгладимых впечатлений она нигде больше не ощущала, да еще таким «вкусным» воздухом она нигде боль-



Рис. 4.14. Зимний туризм на Байкале

Fig. 4.14. Winter tourism on Baikal

ше не дышала. Байкал всегда остается такой же «Желанный, яростный, прекрасный», как назвал свою книгу В. П. Брянский [Брянский, 2001].

Более чем за полувековой период мне довелось побывать в разных регионах Прибайкалья, в прибрежной полосе Байкала, в Хамар-Дабане и Восточном Саяне и часто встречаться и общаться с разными туристическими группами. Все группы, как правило, оставляли хорошее впечатление своей жизнерадостностью, а главное – все эти люди были предельно ответственные и хорошо знали, как вести себя «на природе»!

В наши дни о Байкале можно многое прочитать в Интернете и заказать место в одну из туристических баз, но собирающимся посетить Байкал, мы всё-таки рекомендуем познакомиться с указанной выше книгой В. П. Брянского. В этой объемной и прекрасно иллюстрированной книге читатель найдет много полезных советов для начинающих туристов и всех, кто ближе хочет познакомиться с разного рода достопримечательностями. Эта книга придется по душе и обычным туристам, и альпинистам, и любителям водного туризма и лыжных переходов, и спелеологам, и даже велосипедистам.

К их услугам комфортабельные санатории («Байкал», «Электра», «Горячинск»), кемпинги и многочисленные удобные дома и базы отдыха.



ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Очень образно о Байкале сказал Валентин Григорьевич Распутин: «У природы есть свои любимцы, которые она при создании отделяет с особым тщанием и наделяет особенной властью. Таков, вне всякого сомнения, и Байкал... Славен и свят Байкал своей чудесной животворной силой, духом не былого, не прошедшего, как многое ныне, а настоящего, не подвластного времени и преобразованиям, исконного величия и заповедного могущества» [Распутин, 2008].

Действительно, животворная сила этого чуда природы заключается не только в его необычайной чистоте воздуха, воды, окружающих его лесов, но и чего-то другого, что трудно уловить, но ощущаешь всем своим нутром. Это ощущение значительного непременно придёт, когда бы ты не побывал – летом, осенью, зимой или весной – на его священных берегах. Однако Байкал требует к себе уважительного отношения, он не терпит вольности и строго наказывает за легкомыслие. Но он никого не оставит равнодушным, в том числе и тех любителей природы, кто ближе познакомится с разного рода его достопримечательностями: разнообразными и живописными бухтами и заливами, протяженными естественными и искусственными геологическими разрезами, множеством животных и растительных эндемиков, редких и редчайших пород и минералов. При этом также нельзя не сказать о лечебных и термальных источниках, захоронениях ископаемой флоры и фауны, о первобытных стоянках человека и т. д. И все эти памятные дары геологического прошлого и настоящего нашей сибирской природы, являются поистине мировым наследием и, несомненно, нуждаются в сохранении и бережном отношении.

К сожалению, активное наступление человека на Байкал, связанное с техногенными последствиями, началось практически с середины прошлого столетия. Тогда на его берегах и в водосборном бассейне, вопреки здравому смыслу, отменяя самые веские предупреждения маститых учёных, стали возводить крупные промышленные объекты, такие как Байкальский целлюлозный и Селенгинский целлюлозно-картонный комбинаты, промышленные отходы которых и поныне сливаются в озеро. В наше время дела обстоят не лучшим образом. Чего стоит только одна попытка провести по его северо-западному берегу газопроводную трубу... Не получилось. Многотысячные митинги иркутян, проходившие ранней весной 2006 года в защиту Байкала, под лозунгом «Не бывать трубе на Байкале!», с участием людей самой разной профессиональной деятельности, самого разного возраста, особенно студенчества и школьников города и области, показали, что современное общество представляет определённую силу, и с ней надо считаться.

Нет, не всё покупается, и не всё подвластно сильным мира сего! Хотелось бы надеяться и на то, что все промышленные предприятия на берегах Байкала и вблизи его будут ликвидированы. И чем раньше, тем лучше. Есть и другие опасности, которые подстерегают наше любимое природное создание, например частые лесные пожары в его прибрежной зоне. А это уже зависит от нас с вами, уважаемый читатель, потому как пожары чаще всего возникают из-за небрежности людей.

Сберечь и сохранить «Священное море» – наиглавнейшая задача всего мирового сообщества и, прежде всего, людей, проживающих вблизи озера, т. е. сибиряков. *«Люди, будьте благоразумны, берегите Байкал!»*

INSTEAD OF EPILOGUE

Valentin Rasputin, the famous Siberian writer, figuratively stated: «Nature creates its own favorites, treating them with special care and concern, as well as authorizing them with super power. Such is undoubtedly Lake Baikal, glorified and consecrated with a miraculous vivifying strength, spirit of the present, rather than past, never affected by time and change, native grandeur and reserved might» [Rasputin, 2008]. Indeed, Baikal hates disrespect, and it strictly punishes for levity. This alive being named "sacred sea" will never leave any visitor indifferent, for once you have seen it, you will be amazed and marveled by its intricately shaped bays, purest multi-color water, extensive natural soil and sand exposures, numerous flora and fauna endemics, rare and uncommon rocks and minerals. It is critical to note availability of medicinal thermal springs occurring off- and on-shore, flora and fauna burials, excavations of primeval sites of Homo sapiens, etc. All these remarkable nature gifts, retained up to these days, undoubtedly need to be conserved and carefully treated.

An active advance of people onto Baikal, with man-made after-effects, was launched in the mid-past century, when regardless of common sense and rejecting every warning, harmful enterprises were placed on the Baikal shore and in its watershed. Nowadays more efforts have been undertaken to harm Baikal water, e.g. the gas pipeline was proposed to be run on its coast. Numerous meetings of Irkutsk citizens held in early spring 2006 to protect sacred lake with the slogan «No pipes on Baikal!», with participants of different professions and ages, in particular students and school children of the city and region, prove that present-day society can be fairly powerful and strong. It is hopeful, that all industrial enterprises on the Baikal shore and in the vicinity will sooner or later be liquidated.

As a matter of fact, there are other sorts of danger, which our favorite natural creature might suffer from.

Expansion onto the lake is going on in the 21st century as well. To preserve Baikal is the central goal of entire world community, and principally people living close to it. In the other words, all citizens of Russia should be involved in protective battles sticking to the slogan: «*People, do not let fool yourselves and be ever watchful!*»

1. БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Возраст и геодинамическая позиция Озерского габброидного комплекса / Н. А. Срывцев [и др.] // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей : материалы междунар. конф. — Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2007. — С. 89–94.
2. Павловский Е. В. Западное Прибайкалье : Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района / Е. В. Павловский, А. И. Цветков. — М. : Изд-во АН СССР, 1938. — 156 с.
3. Петрова З. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья / З. И. Петрова, В. И. Левицкий. — Новосибирск : Наука, 1984. — 200 с.
4. Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений байкальской серии, Юго-Западное Прибайкалье / А. Б. Кузнецов, Г. В. Овчинникова, О. К. Каурова, Е. Ф. Летникова // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма : материалы 3-й Рос. конф. М. : ГЕОС. — 2006. — Т. 1. — С. 362–365.
5. U-Pb и Nd-Sm изотопные данные Баргузинского гранитоидного комплекса (Ангаро-Витимский батолит) Российский фонд фундаментальных исследований (земная кора и мантия) / С. В. Будников [и др.] // Петрология, минералогия, геохимия. — Иркутск. — 1995. — С. 15–16.
6. Абрамович Г. Я. Организация и проведение работ по геологическому картированию / Г. Я. Абрамович, Т. Ф. Галимова, С. П. Примина. — Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. — 79 с.
7. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2005. — 297 с.
8. Александров С. М. Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах / С. М. Александров ; отв. ред. А. А. Маракушев ; АН СССР, Ин-т геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского. — М. : Наука, 1990. — 344 с.
9. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный Плутон / Б. А. Литвиновский [и др.]. — Новосибирск : Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. — 141 с.
10. Анисимова С. А. Байкальская серия рифея стратотипический тип местности (Юго-Западное Прибайкалье) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / С. А. Анисимова. — Иркутск : ИЗК СО РАН, 2005. — 17 с.
11. Антипин В. С. Геохимия эндогенных процессов / В. С. Антипин, В. А. Макрыгина. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2008. — 363 с.
12. Аргучинцев В. К. Моделирование мезомасштабных гидротермодинамических процессов и переноса антропогенных примесей в атмосфере и гидросфере региона оз. Байкал / В. К. Аргучинцев, А. В. Аргучинцева. — Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. — 255 с.
13. Багдасарьян Г. П. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья / Г. П. Багдасарьян, А. И. Поляков, И. А. Рощина // Геохимия. — 1983. — № 1 — С. 102–108.
14. Байкал // Большая Советская энциклопедия. — М., 1970. — Т. 2. — С. 531.
15. Байкал в цифрах : краткий справочник. — Иркутск, 2001. — 72 с.
16. Байкаловедение : учеб. пособие / Н. С. Беркин, А. А. Макаров, О. Т. Русинек. — Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. — 291 с.
17. Беличенко В. Г. Нижний палеозой западного Забайкалья / В. Г. Беличенко. — М. : Наука, 1969. — 207 с.
18. Беличенко В. Г. XII сессия Международной ассоциации по геологическому изучению глубинных зон земной коры (АЗОПРО) на Байкале // Геология и геофизика, 1970. — № 9. — С. 135–138.
19. Брянский В. П. Желанный, яростный, прекрасный : туристский путеводитель / В. П. Брянский. — Иркутск : Облмашинформ, 2001. — 386 с.
20. Булгаков А. Н. Вероятная тектоническая природа докайнозойского осадочного комплекса южной котловины озера Байкал // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 1. — С. 1511–1516.
21. Булдыгеров В. В. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса / В. В. Булдыгеров, В. Н. Собаченко. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2005. — 184 с.
22. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций / А. В. Введенская. — М. : Наука, 1969. — 136 с.

23. Волколаков Ф. К. О наличии гидраргиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины / Ф. К. Волколаков, П. А. Хлыстов // Материалы по геологии Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ : Бурят-Монгольское кн. изд-во, 1967. С. 45–52.
24. Вологодский Г. П. Карст Иркутского амфитеатра / Г. П. Вологодский. — М. : Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 123 с.
25. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья / В. И. Мельникова [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. — Обнинск : Изд-во ФОП. — 2003. — С. 107–117.
26. Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах / Г. И. Галазий. — Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1984. — 386 с.
27. Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах / Г. И. Галазий. — Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1987. — 383 с.
28. Геологические памятники Байкала / сост. Г. В. Рязанов. — Новосибирск : ВО «Наука». Сиб. издат. фирма, 1993. — 160 с.
29. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона / А. А. Бухаров [и др.] // Геология и геофизика. — 1992. — № 12. — С. 29–39.
30. Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии Международного симпозиума в рамках проекта «Геохимия архея». — Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1981. — 97 с.
31. Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры (АЗОПРО) на Байкале. — Иркутск : Вост.-Сиб. Правда, 1969. — 151 с.
32. Геохронологические свидетельства синхронно-пульсоционного внедрения магм при формировании Ангаро-Витимского гранитоидного ареол-плутона / А. А. Цыганков [и др.]. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы науч. сов. — Иркутск : Изд-во Института географии СО РАН. 2004 — Т. 2. — С. 145–148.
33. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. — Новосибирск : Наука, 2000. — 288 с.
34. Геоэкологические основы организации научно-учебного полигона на особо охраняемых природных территориях: Забайкальский национальный парк : монография / А. Д. Абалаков [и др.]. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2010. — 147 с.
35. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2008. — 509 с.
36. Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала / Г. С. Голдырев. — Новосибирск : Наука, 1982. — 181 с.
37. Голенецкий С. И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. — Новосибирск : Наука, СО. — 1990. — С. 228–235.
38. Голенецкий С. И. Сейсмичность Прибайкалья — история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. — М. : Наука. — 1977. — С. 3–42.
39. Голубев В. А. Вертикальные температурные градиенты и статистическая устойчивость приранных вод оз. Байкал // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 239, № 6. — С. 1309–1312
40. Голубев В. А. Выявление субаквальных гидротерм на Байкале методом придонного термопрофилирования // Физика Земли. Изв. АН СССР. — 1984. — № 1. — С. 104–107.
41. Голубев В. А. Геотермический прогноз глубин нижней границы газогидратного слоя в донных отложениях озера Байкал // Докл. РАН. — 1997. — Т. 352, № 5. — С. 652–655.
42. Голубев В. А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне / В. А. Голубев. — Новосибирск : Гео, 2007. — 223 с.
43. Голубев В. А. Очаги субаквальной гидротермальной разгрузки и тепловой баланс Северного Байкала // Докл. РАН. — 1993. — Т. 328, № 3. — С. 315–318.
44. Голубев В. А. Свидетельства присутствия газогидратов в верхнем слое донных осадков озера Байкал: результаты измерений теплопроводности in situ // Докл. РАН. — 1998. — Т. 358, № 3. — С. 384–388.
45. Горная энциклопедия : в 5 т. / гл. ред. Е. А. Козловский. — М. : Советская энциклопедия, 1984. — Т. 1. — С. 492.
46. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и меры по его охране в 2006 году». — Иркутск : Сиб. филиал ФГУНПП «Росгеолфонд», 2007. — 420 с.
47. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и меры по его охране в 2007 году». — Иркутск : Сиб. филиал ФГУНПП «Росгеолфонд», 2008. — 443 с.
48. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и меры по его охране в 2008 году». — Иркутск : Сиб. филиал ФГУНПП «Росгеолфонд», 2009. — 450 с.
49. Грабкин О. В. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва / О. В. Грабкин, А. И. Мельников. — Новосибирск : Наука, 1980. — 95 с.
50. Грачев М. А. О современном состоянии экологической системы озера Байкал / М. А. Грачев. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2002. — 156 с.
51. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области / М. И. Грудинин. — Новосибирск : Наука, 1979. — 157 с.
52. Грудинин М. И. Первая учебная геологическая практика : учеб. пособие / М. И. Грудинин, А. В. Хрусталёва. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2001. — 52 с.
53. Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье) // Петрография Восточной Сибири. — М. : Наука. — 1965. — Т. 111. — С. 5–112.
54. Грудинин М. И. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия / М. И. Грудинин, Ю. В. Меньшагин. — Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 161 с.
55. Дольник Т. А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы / Т. А. Дольник. — Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 2000. — 320 с.
56. Ескин А. С. Биотитовые авгетиты Ушканьих островов (озера Байкал) // ДАН СССР. — 1958. — Т. 122, № 6. — С. 1098–1099.
57. Ескин А. С. Кайнозойский магматизм на Байкале / А. С. Ескин, А. А. Бухаров, Ю. А. Зорин // ДАН СССР. — 1978. — Т. 239, № 4. — С. 926–929.
58. Ескин А. С. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья / А. С. Ескин. — Новосибирск, 1979.
59. Замараев С. М. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии / С. М. Замараев, В. В. Самсонов // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. — М. : Госгеолтехиздат, 1959. — С. 435–475.
60. Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы / С. М. Замараев. — М. : Наука, 1967. — 248 с.
61. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / Ю. А. Зорин. — М. : Наука, 1971. — 168 с.
62. Зуляр Ю. А. Байкальское экологическое движение: история, достижения, проблемы и перспективы // Известия АГУ. — 2009. — № 4–1(64). — С. 83–86.
63. Изотопная хемостратиграфия байкальской серии юго-западного Прибайкалья: предварительные данные / А. Б. Кузнецов [и др.] // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза : материалы 2-й Рос. конф. — СПб., 2003. — С. 233–236.
64. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах / С. В. Крылов [и др.] // ДАН. — 1995. — Т. 345. — С. 674–677.
65. Исаев В. П. Геологические признаки газоносности впадин байкальского типа / В. П. Исаев, А. А. Ширибон // Геологической службе Бурятии — 50 лет : материалы региональной науч.-практ. конф. : Улан-Удэ. — 2003. — С. 124–125.
66. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история / В. Д. Мац [и др.]. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. — 251 с.
67. Кайнозойский континентальный рифтогенез : Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину / С. В. Рассказов [и др.]. — Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2010. — 40 с.
68. Камптониты Приольхонья (Западное Прибайкалье) / А. Б. Котов [и др.] // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей : материалы Междунар. конф. — Иркутск : Изд-во ИргТУ, 2007. — С. 51–54.
69. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / В. Л. Коломиец. — Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2010. — 18 с.

70. Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа / Е. В. Складаров [и др.]. — Новосибирск : Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. — 192 с.
71. Конев А. А. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ареоле Тажеранской щелочной интрузии / А. А. Конев, В. С. Самойлов. — Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 244 с.
72. Конев А. А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области / А. А. Конев. — Новосибирск : Наука, 1982. — 201 с.
73. Конев А. А. О находке нефелиновых, купсидин-мелилит-волластонитовых пород в Озерском массиве (Приольхонье) / А. А. Конев, А. С. Ожогина // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. — Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. — С. 150–155.
74. Конев А. А. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье / А. А. Конев, М. И. Грудинин, Ю. П. Остапенко // Геология и геофизика. — 1967. — № 8. — С. 122–129.
75. Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья / Д. С. Коржинский. — М. : Изд-во АН СССР, 1947. — 164 с.
76. Корундовая минерализация Западного Прибайкалья / Татаринев А. В. [и др.]. — Иркутск // Прикладная минералогия Восточной Сибири. — Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та— 1992. — С. 28–38.
77. Кузнецова Ф. В. Гранулитовый комплекс Юго-западного Прибайкалья / Ф. В. Кузнецова. — Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 181 с.
78. Кулаков Ю. И. Трёхмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и сейсмической томографии // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 1. — С. 317–331.
79. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины / В. В. Ламакин. — М. : Наука, 1968. — 211 с.
80. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 5. — С. 391–406.
81. Логачев Н. А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурятской АССР. Вып. 2. — Улан-Удэ : Бурят-Монгольское кн. изд-во, 1956. С. 111–130.
82. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. — М. : Наука, 1968. — С. 72–101.
83. Логачев Н. А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М. : Наука, 1974. С. 16–162.
84. Лузин В. Ф. Специализированная нефтегеологическая практика : учеб. пособие / В. Ф. Лузин, Н. Г. Коновалова. — Иркутск : Изд-во ИГУ, 2008. — 243 с.
85. Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. — М., 1964. — С. 5–123.
86. Лысак С. В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон / С. В. Лысак. — Новосибирск : Наука. Сиб. отд., 1988. — 197 с.
87. М. И. Грудинин [и др.] Раннепалеозойский габбро-сиенитовый Снежинский массив Юго-Восточного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2004. — Т. 45, № 9. — С. 1092–1101.
88. Масальский О. К. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье / О. К. Масальский, В. В. Чечельницкий, Н. А. Гилёва // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : материалы 2-й междунар. сейсмологической шк. — Обнинск : ГС РАН. — 2007. — С. 140–144.
89. Мельникова В. И. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. / В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович // Геология и геофизика. — 1998. — Т. 39, № 11. — С. 1598–1607.
90. Мельникова Т. М. Палеозойский гранитоидный магматизм Байкало-Патомского нагорья // Отечественная геология. — 1993. — № 2. — С. 48–56.
91. Минералогия Прибайкалья. Байкальская экскурсия XI съезда Международной минералогической ассоциации — Иркутск : Вост.-Сиб. правда, 1978. — 222 с.
92. Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах / Л. А. Мишарина. — М. : Наука, 1967. — 136 с.
93. Мишарина Л. А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны / Л. А. Мишарина // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — М. : Наука. — 1972. — С. 161–171.
94. Надвиги в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии (геологическая интерпретация геофизических данных по профилю Братск / Ю. А. Зорин [и др.]. // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты : материалы XXXIV Тектонического совещания. — М. : Геос. — 2001. — Т. 1. — С. 248–252.
95. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии / А. В. Солоненко [и др.]. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. — 1993. — Вып. 1. — С. 113–122.
96. Нефтегазоносность отложений озера Байкал / А. Э. Конторович [и др.] // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48, № 12. — С. 1346–1356.
97. Нефть и газ в современном мире: геолого-экономические и социально-культурные аспекты : тез. докл. Молодежной науч. шк. 19–23 ноября 2001 г. Иркутск / ИГУ; ин-т геохимии им. А. П. Виноградова СОРАН и др. : ред. кол. В. П. Исаев, С. П. Примина, В. С. Зубов, В. Ф. Лузин. — Иркутск, 2001. — 60 с.
98. Новосёлова М. Р. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья / М. Р. Новосёлова, Е. Ж. Турутанов // Сов. геология. — 1982. — № 5. — С. 110–116.
99. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. — М. : Наука. — 1977. — 536 с.
100. О возрасте Цаган-Забинского вулканического комплекса Западного Прибайкалья / Н. А. Срывцев, Н. С. Герасимов, М. И. Грудинин, Т. М. Калмычкова // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : сб. науч. тр. / науч. ред. А. И. Сизых. — Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2009. — С. 206–211.
101. Одинцов М. М. По Восточной Сибири в геологических походах (из записок сибирского геолога) / М. М. Одинцов. — Иркутск : Иркут. кн. изд-во, 1981. — 169 с.
102. Ольхон. Четыре знака Байкала. — Иркутск : Мартин, 2005. — 91 с.
103. Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области / Е. В. Павловский. — М. : Изд-во АН СССР, 1948. — 174 с.
104. Павловский Е. В. Когда и каким образом возникла впадина озера Байкал. Новая Сибирь / Е. В. Павловский. — Иркутск : Иркут. кн. изд-во. — 1954. — С. 273–285.
105. Первая находка газогидратов в осадочной толще оз. Байкал / М. И. Кузьмин [и др.] // Докл. РАН. — 1998. — Т. 362, № 4. — С. 541–543.
106. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация / Т. В. Донская [и др.] // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 10. — С. 1006–1016.
107. Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифа Сибирского кратона / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Геология и геофизика. — 2008. — Т. 49, № 10. — С. 990–1002.
108. Проблемы охраны геологической среды на примере Восточной Сибири / Б. И. Писарский [и др.]. — Новосибирск : ВО «Наука». Сиб. издат. фирма, 1993. — 168 с.
109. Птицы дельты Селенги. Фаунистическая сводка / И. В. Фефелов [и др.] ; науч. ред. С. В. Пыжьянов. — Иркутск : ЗАО «Восточно-Сибирская издательская компания», 2001. — 320 с.
110. Путеводитель Байкальской экскурсии. VII Всесоюзное петрографическое совещание. Прибайкалье 13–18 сентября 1986 г. — Иркутск : ИЗК, 1986. — 91 с.
111. Путеводитель геологической экскурсии 8 совещания РГ 4.3 «Деформации и метаморфизм горных пород». — Иркутск : ИЗК, 1983. — 56 с.
112. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания «Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов складчатых областей» — Иркутск : ИЗК, 1990. — 30 с.
113. Путеводитель экскурсии по Восточной Сибири. XX VII МГК. — М. : Наука, 1984. — 168 с.
114. Пуцилло В. Г. Нефти, битумы и битуминозные породы района оз. Байкал / В. Г. Пуцилло, С. И. Миронов // Нефти и битумы Сибири. — М. : Изд-во АН СССР. — 1958. — С. 7–53.
115. Распределение метана в воде озера Байкал / А. И. Обжиров [и др.] // Четвёртая Верещагинская Байкальская конференция. — Иркутск : ЛИИ СО РАН. — 2005. — С. 141–142.
116. Распутин В. Г. Земля у Байкала / В. Г. Распутин. — Иркутск : Издатель Сапронов, 2008. — 416 с.
117. Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. — Новосибирск : ВО «Наука». Сиб. издат. фирма, 1993. — 288 с.

118. Розен О. М. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) / О. М. Розен, В. С. Федоровский. — М. : Научный мир, 2001. — 188 с.
119. Ронов А. Б. Стратосфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование) / А. Б. Ронов. — М. : Наука, 1993. — 144 с.
120. Ружич В. В Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / В. В. Ружич, С. И. Шерман, С. И. Тарасевич // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 205, № 4. — С. 920–923.
121. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области / Л. И. Салоп. — М. : Недра, 1967. — Т. 2. — 515 с.
122. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение / А. М. Ларин [и др.] // Докл. АН. — 2003. — Т. 392, № 4. — С. 506–511.
123. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / отв. ред. В. П. Солоненко. — Новосибирск : Наука, СО. — 1977. — 303 с.
124. Сизых А. И. Научный туризм по геологическим и археологическим достопримечательностям Ольхона и Прибайкалья / А. И. Сизых, А. А. Бухаров, М. А. Юденко // Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та. — 2008. — С. 141–207.
125. Сизых В. И. Загадки байкальской нефти / В. И. Сизых, М. П. Лобанов // Природа. — 1996. — № 1. — С. 23–33.
126. Слюдянский кристаллический комплекс. — Новосибирск : Наука, 1981. — 196 с.
127. Станевич А. М. Микрофоссилии протерохоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация / А. М. Станевич, В. К. Немеров, Е. Н. Чата. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2006. — 204 с.
128. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С. В. Рассказов [и др.]. — Новосибирск : Гео, 2007. — 193 с.
129. Стратиграфия, палеогеография и археология Средней Сибири (к XIII конгрессу ИНКВА). — Иркутск : ИЗК, 1990. — 165 с.
130. Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири (к XIII конгрессу ИНКВА). — Иркутск : ИЗК, 1990. — 165 с.
131. Суворов В. Д. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом / В. Д. Суворов, Ц. А. Тубанов // Геология и геофизика. — 2008. — Т. 49, № 8. — С. 805–818.
132. Тензочувствительные объекты в геоэлектрическом разрезе Байкальского прогностического полигона как индикатор подготовки сейсмических событий / Ю. А. Дашевский, Н. Н. Неведрова, Г. М. Морозова, И. О. Грехов, Н. Г. Поторочина // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 3. — С. 409–421.
133. Технология геоинформационных систем при решении обратной задачи глубинных электрических зондирований / М. М. Мандельбаум [и др.] // Геофизика. — 1996. — № 1. — С. 29–36.
134. Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей : материалы Междунар. конф. — Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2007. — 504 с.
135. Ультрабазит-базитовые комплексы в структуре Байкало-Хубсугульского региона / М. И. Грудинин [и др.] // ДАН. — 1999. — Т. 366, № 1. — С. 84–87 с.
136. Устинов С. К. В лесах у Байкала: зарисовки эколога / С. К. Устинов. — Иркутск : Облмашинформ, 1998. — 32 с.
137. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области / В. С. Федоровский. — М. : Наука, 1985. — 200 с.
138. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. — М. : ГОНТИ, 1939. — 450 с.
139. Флоренсов Н. А. К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. — М. : Мир. — 1964. — С. 124–138.
140. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н. А. Флоренсов. — М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1960. — 258 с.
141. Флоренсов Н. А. Тропы моей памяти / Н. А. Флоренсов. — Иркутск : Изд-во ИЗК СО РАН, 2009. — 215 с.
142. Хаин В. Е. Планета Земля от ядра до ионосферы / В. Е. Хаин, Н. В. Короновский. — М. : КДУ, 2007. — 244 с.
143. Шафеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана / А. А. Шафеев. — М. : Наука, 1970. — 179 с.
144. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / А. М. Мазукабзов [и др.] ; науч. ред. Е. В. Склярков ; ИЗК РАН СО. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2006. — 367 с.
145. Crane K. Heat flow and hydrothermal vents in Lake Baikal / K. Crane, B. Hecker, V. Golubev // EOS. Trans. AGU. — 1991 a. — Vol. 72, N 52. — P. 585.
146. Crane K. Hydrothermal vents in Lake Baikal / K. Crane, B. Hecker, V. Golubev // Nature. — 1991 b. — V. 350. — P. 281.
147. Eskola P. On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia // Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl, 1921. — Bd. LXIII, and A, № 1, — 100 p.
148. Fedorovsky V. S. The Olkhon collision system / V. S. Fedorovsky [et al.] // Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / ed. E. V. Sklyarov. — Irkutsk : IEC SB RAS, 2005. — P. 5–76.
149. Grudin M. I. Riphean ofiolites of the Northern Baikal region (East Siberia) / M. I. Grudin, I. A. Demin // Proc. 29-th Int. Geol. Congr. Part. D. — 1994. — P. 263–272.
150. <http://www.seis-bykl.ru>
151. Hutshinson D. R. Bottomsimulating reflector in Lake Baikal / D. R. Hutshinson, A. J. Golmshtok, W. Weigel // EOS. — 1991. — Vol. 72. — P. 307.
152. Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress / S. V. Rasskazov [et al.]. // Berliner paläobiologische abhandlungen. — 2003. — B. 4. — P. 33–48.
153. Radziminovitch N. The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications / N. Radziminovitch, J. Déverchère, V. Melnikova // Geophys. J. Int. 161. P. 387–400. doi: 10.1111/j.1365–246X.2005.02604.x
154. Rasskazov S. V. Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine. — 1994. — Vol. 18, № 2. — P. 437–452.

Научно-популярное издание

БАЙКАЛ. ГЕОЛОГИЯ. ЧЕЛОВЕК

Составители
Грудинин Мефодий Иванович,
Чувашова Ирина Сергеевна

ISBN 978-5-9624-0527-8

Редактор Э. А. Невзорова
Дизайн-макет А. В. Врон

Темплан 2011. Поз. 42.

Подписано в печать 06.05.11. Формат 60х90 1/8.
Уч.-изд. л. 13,0. Усл. печ. л. 13,9. Тираж 500 экз. Заказ 54.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИГУ
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36