

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило
Дальневосточного отделения Российской академии наук

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N. A. Shilo
Far East Branch, Russian Academy of Sciences

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ФАНЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ЮГА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА**

**GEOLOGY AND METALLOGENY
OF PHANEROZOIC ASSEMBLAGES
OF THE OMOLON MICROCONTINENT SOUTH**



Владивосток
Дальнаука
2017

УДК 55 (571.65) + 553.078 (571.65)

ББК 26.3 + 26.325.00

Г36

Горячев Н. А. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива / Н. А. Горячев, В. Н. Егоров, Н. Е. Савва, В. М. Кузнецов, М. И. Фомина, П. Ю. Рожков. – Сев.-Вост. компл. НИИ ДВО РАН. – Владивосток : Дальнаука, 2017. – 312 с.

Представлены результаты обобщения современных данных по геологии, тектонике, магматизму и металлогении юга Омолонского структурного блока, имеющего архейское основание. Изложены результаты работ авторов за последние 10 лет, с привлечением многочисленных изотопных, минералого-геохимических и других исследований, полученных в результате обработки собранных коллекций и обзора литературных данных. С единых позиций рассматривается история изучаемого блока, приводятся новые данные о раннепалеозойском и средне-позднепалеозойском этапах его развития. Дается характеристика главных месторождений полезных ископаемых. Приводятся многочисленные новые материалы по минералогии руд. Отстаивается концепция полихронности золотого оруденения промышленных объектов.

Для геологов, специализирующихся в области региональной геологии, петрографии и металлогении.

Ключевые слова: Омолонский массив, микроконтинент, геология, металлогения, золото, серебро, медно-порфировое оруденение, Северо-Восток Азии.

Ил. 84. Табл. 55. Библиогр.: 149 назв.

Goryachev N. A. Geology and Metallogeny of Phanerozoic Assemblages of the Omolon Microcontinent South / N. A. Goryachev, V. N. Egorov, N. E. Savva, V. M. Kuznetsov, M. I. Fomina, P. Yu. Rozhkov; [ed. by N. A. Goryachev]. – North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute. – Vladivostok : Dalnauka, 2017. – 312 p.

The authors generalize current data on geology, tectonics, magmatism, and metallogeny of the south of the Omolon structural block, which has an Archaean basement. It contains the results obtained by the authors over the last 10 years by using numerous isotopic, mineralogical, geochemical, and other methods and resulted from processing collections and reviewing publications. The history of the massif researched is considered from the same angle as the new data on its Early Paleozoic and Mid- to Late Paleozoic stages. Principal mineral deposits are characterized. Numerous materials on ore mineralogy are introduced. The idea of polychromic gold mineralization at commercial objects is defended.

Target audience includes geologists specializing in regional geology, petrography, and metallogeny.

Keywords: Omolon massif, microcontinent, geology, metallogeny, gold, silver, copper-porphyry mineralization, Northeast Asia.

Ills. 84. Tables 55. Refs.: 149 titles.

Ответственный редактор чл.-корр. РАН *Н. А. Горячев*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *И. Л. Жуланова*,
кандидат геолого-минералогических наук *Т. И. Михалицына*

Утверждено к печати Ученым советом СВКНИИ ДВО РАН

Печатается при финансовой поддержке ДВО РАН

УДК 55 (571.65) + 553.078 (571.65)

ББК 26.3 + 26.325.00

© Н. А. Горячев, В. Н. Егоров, Н. Е. Савва,
В. М. Кузнецов, М. И. Фомина,
П. Ю. Рожков, 2017

© СВКНИИ ДВО РАН, 2017

© «Издательство Дальнаука», 2017

ISBN 978-5-8044-1650-9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Горячев Н. А., Егоров В. Н.)	7
Глава 1. ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ (Егоров В. Н., Кузнецов В. М.)	10
Глава 2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (Кузнецов В. М., Егоров В. Н., Рожков П. Ю., Горячев Н. А.)	15
2.1. Характеристика фундамента	15
2.2. Краткое описание структурно-вещественных комплексов чехла	19
2.3. Характеристика основных структур южной части Омолонского массива	23
Глава 3. ГЕОЛОГИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Кузнецов В. М., Егоров В. Н., Рожков П. Ю., Горячев Н. А.)	31
3.1. Раннепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс	31
3.2. Магматизм раннего палеозоя	36
3.3. Структуры нижнего яруса чехла	46
Глава 4. ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Егоров В. Н., Кузнецов В. М., Рожков П. Ю.)	48
4.1. Структурно-формационное районирование	48
4.2. Среднепалеозойские вулканогенные образования (кедонская серия)	55
4.3. Нижнекаменноугольная вулканогенная моласса	63
4.4. Терригенный комплекс	67
4.5. Кедонская вулcano-плутоническая ассоциация	70
4.5.1. Кедонский вулканический комплекс	70
4.5.2. Интрузивные комплексы	74
4.6. Ауланджинская вулканогенно-осадочная ассоциация	83
4.7. История развития территории в среднем палеозое и формирование вулcano-тектонических структур	84
4.7.1. Характеристика основных вулcano-тектонических структур	87
Глава 5. ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – МЕЗОЗОЯ (Кузнецов В. М., Егоров В. Н., Горячев Н. А.)	93
5.1. Структурно-формационное районирование	93
5.2. Позднепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс	95
5.3. Мезозойский терригенный комплекс	101
5.4. Магматические комплексы раннего мезозоя	108
5.5. Структуры верхнего яруса чехла	110
Глава 6. ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ (Кузнецов В. М., Егоров В. Н.)	112
6.1. Позднемезозойский молассовый комплекс	112
6.1.1. Позднеюрские угленосные молассы	112
6.1.2. Нижнемеловая (доверхнеальбская) моласса	115
6.2. Меловые вулканогенные образования	116
6.3. Магматические комплексы позднего мезозоя	118
6.3.1. Магматизм стадии рифтогенеза	118
6.3.2. Магматизм стадии формирования ОЧВП	125
6.3.3. Магматические комплексы ОЧВП	131

6.4. Структуры позднемезозойского комплекса	136
6.4.1. Впадины орогенного этапа	136
6.4.2. Впадины активизационного этапа (этапа формирования ОЧВП)	137
6.4.3. Конгинская вулкано-тектоническая структура	137
Глава 7. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ФАНЕРОЗОЕ (Кузнецов В. М., Егоров В. Н., Горячев Н. А., Рожков П. Ю.)	142
Глава 8. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Горячев Н. А., Егоров В. Н., Фомина М. И., Савва Н. Е., Рожков П. Ю.)	151
8.1. Металлогеническое районирование	151
8.2. Золото-кварцевое оруденение	151
8.3. Молибденовое оруденение	176
8.4. Алюминиевые руды	176
8.5. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение	176
Глава 9. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Егоров В. Н., Савва Н. Е., Горячев Н. А., Рожков Ю. П.)	178
9.1. Металлогеническое районирование	178
9.2. Золото-серебряное эпитермальное вулканогенное оруденение (золото-серебряная формация)	182
9.3. Медно-порфировое оруденение	227
9.4. Формация золото-сереброносных джаспероидов	228
9.5. Золото-сульфидно-кварцевая формация	229
9.6. Серебро-арсенидная формация	230
9.7. Золоторудная минерализация вулканогенно-осадочного происхождения	242
Глава 10. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – МЕЗОЗОЯ (Горячев Н. А., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М., Рожков П. Ю.)	251
10.1. Металлогения позднего палеозоя раннего мезозоя	251
10.2. Металлогения позднего мезозоя	252
10.2.1. Металлогеническое районирование	252
10.2.2. Характеристика основных типов рудной минерализации	254
Глава 11. МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЙНОЗОЯ (Кузнецов В. М., Савва Н. Е., Егоров В. Н., Рожков П. Ю., Фомина М. И.)	269
11.1. Закономерности размещения золота разной пробыности	269
11.2. Россыпи самородного серебра Южно-Омолонского района	282
Глава 12. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ОМОЛОНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (Горячев Н. А., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М., Фомина М. И.)	285
12.1. Краткая характеристика минерагенических эпох	285
12.2. Основные типы оруденения	287
12.3. Рудоносные магматические комплексы	288
12.4. Тектонические и геодинамические обстановки металлогенических эпох	290
12.5. О происхождении оруденения фанерозойского чехла Омолонского микроконтинента	292
Заключение (Горячев Н. А.)	296
Литература	298
Список сокращений	309
Список символов	310

CONTENTS

Introduction (Goryachev N. A., Egorov V. N.)	7
Chapter 1. STUDY REVIEW (Egorov V. N., Kuznetsov V. M.)	10
Chapter 2. GENERAL CHARACTERISTICS OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE OMOLON MASSIF SOUTH (Kuznetsov V. M., Egorov V. N., Rozhkov P. Yu., Goryachev N. A.)	15
2.1. Basement characteristics	15
2.2. Brief description of the structural and compositional complex of the cover	19
2.3. Characteristics of basic structures of the southern part of the Omolon Massif	23
Chapter 3. GEOLOGY OF EARLY PALEOZOIC (Kuznetsov V. M., Egorov V. N., Rozhkov P. Yu., Goryachev N. A.)	31
3.1. Early Paleozoic clastic-carbonate sequence	31
3.2. Early Paleozoic magmatism	36
3.3. Structures of the lower level of the cover	46
Chapter 4. GEOLOGY OF MID-PALEOZOIC (Egorov V. N., Kuznetsov V. M., Rozhkov P. Yu.)	48
4.1. Structural and formational zoning	48
4.2. Mid-Paleozoic volcanogenic formations (Kedon sequence)	55
4.3. Lower Carboniferous volcanogenic molasses	63
4.4. Terrigenous sequence	67
4.5. Kedon volcanic-plutonic association	70
4.5.1. Kedon volcanic belt	70
4.5.2. Intrusive sequences	74
4.6. Aulandja volcanogenic-sedimentary association	83
4.7. History of the area development in mid-Paleozoic and formation of volcanic-tectonic structures	84
4.7.1. Characteristics of basic volcanic-tectonic structures	87
Chapter 5. GEOLOGY OF LATE PALEOZOIC – MESOZOIC (Kuznetsov V. M., Egorov V. N., Goryachev N. A.)	93
5.1. Structural and formational zoning	93
5.2. Late Paleozoic clastic-carbonate sequence	95
5.3. Mesozoic terrigenous sequence	101
5.4. Magmatic sequences of Early Mesozoic	108
5.5. Structures of the upper level of the cover	110
Chapter 6. GEOLOGY OF LATE MESOZOIC (Kuznetsov V. M., Egorov V. N.)	112
6.1. Late Mesozoic molasses sequence	112
6.1.1. Late Jurassic coal-bearing molasses	112
6.1.2. Lower Cretaceous (pre-Upper Albian) molasses	115
6.2. Cretaceous volcanogenic formations	116
6.3. Late Mesozoic magmatic sequences	118
6.3.1. Magmatism of the rifting stage	118
6.3.2. Magmatism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt formation stage	125
6.3.3. OCVB magmatic sequences	131

6.4. Structures of the Late Mesozoic sequence	136
6.4.1. Orogenic stage deeps	136
6.4.2. Deepes of the activation stage (OCVB formation stage)	137
6.4.3. Konginsky volcanic-tectonic structure	137
Chapter 7. GEODYNAMIC SITUATIONS AND HISTORY OF THE AREA GEOLOGICAL DEVELOPMENT IN PHANEROZOIC (Kuznetsov V. M., Egorov V. N., Goryachev N. A., Rozhkov P. Yu.)	142
Chapter 8. METALLOGENY OF EARLY PALEOZOIC (Goryachev N. A., Egorov V. N., Fomina M. I., Savva N. E., Rozhkov P. Yu.)	151
8.1. Metallogenic zoning	151
8.2. Gold-quartz metallization	151
8.3. Molybdenum metallization	176
8.4. Aluminum ores	176
8.5. Stratiform lead-zinc metallization	176
Chapter 9. METALLOGENY OF MID-PALEOZOIC (Egorov V. N., Savva N. E., Goryachev N. A., Rozhkov P. Yu.)	178
9.1. Metallogenic zoning	178
9.2. Gold-silver epithermal volcanogenic metallization (gold-silver formation)	182
9.3. Copper-porphyry metallization	227
9.4. Formation of gold-silver-bearing jasperoids	228
9.5. Gold-sulfide-quartz formation	229
9.6. Gold-arsenide formation	230
9.7. Gold ore mineralization of the volcanic-sedimentary origin	242
Chapter 10. METALLOGENY OF LATE PALEOZOIC – MESOZOIC (Goryachev N. A., Egorov V. N., Savva N. E., Kuznetsov V. M., Rozhkov P. Yu.)	251
10.1. Metallogeny of Late Paleozoic – Early Mesozoic	251
10.2. Metallogeny of Late Mesozoic	252
10.2.1. Metallogenic zoning	252
10.2.2. Characteristics of basic types of ore mineralization	254
Chapter 11. METALLOGENY OF CENOZOIC (Kuznetsov V. M., Savva N. E., Egorov V. N., Rozhkov P. Yu., Fomina M. I.)	269
11.1. Location regularities for gold of various fineness	269
11.1. Native silver placers in the South-Omolon district	282
Chapter 12. METALLOGENY OF THE PHANEROZOIC COVER OF THE OMOLON MICROCONTINENT (Goryachev N. A., Egorov V. N., Savva N. E., Kuznetsov V. M., Fomina M. I.)	285
12.1. Brief characterization of mineragenetic epochs	285
12.2. Basic types of metallization	287
12.3. Ore-bearing magmatic sequences	288
12.4. Tectonic and geodynamic situations of metallogenic stages	290
12.5. On the origin of metallization of the microcontinent Phanerozoic cover	292
Conclusion (Goryachev N. A.)	296
References	298
Abbreviations	309
Symbols	310

ВВЕДЕНИЕ

Предметом исследования в данной работе является южная часть Омолонского тектонического блока, одного из интереснейших и практически важных в геологическом и металлогеническом отношении структурных элементов Северо-Востока Азии. В истории изучения этой структуры разными авторами она представлялась как: (1) «осколок» древней платформы; (2) глыба или глыбовая область; (3) крупный срединный массив (или часть Колымо-Омолонского срединного массива); (4) микроконтинент, микрократон, кратонный террейн либо (5) часть Колымо-Омолонского супертеррейна (Геология СССР, 1970; Терехов и др., 1984; Лычагин и др., 1989; Чехов, 2000; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006; Хаин и др., 2009; и др.).

Относительная «жесткость» и устойчивость, тектонические ограничения и общая блоковая структура подтверждают понятия блока, глыбы, террейна, а дорифейское формирование континентальной земной коры рассматриваемой структуры, обрамляемой в палеозое и мезозое океаническими и морскими бассейнами, объясняет появление термина «микроконтинент». Авторы представляемой работы стоят на разных позициях и, рассматривая фанерозойские комплексы данной структуры, не считают необходимым углубляться в дискуссию о тектонической терминологии относительно предмета исследования, однако, исходя из современных реалий, нам представляется возможным использовать термин «Омолонский микроконтинент» как синоним прежде классического термина «Омолонский срединный массив», что нашло отражение в разных частях работы. В отличие от устоявшегося понимания, авторы исключают Тайгонский блок из состава Омолонского и рассматривают Гижигинскую зону как обрамляющую микроконтинент складчатую структуру. В то же время, основываясь на материалах глубинного трансекта 2-ДВ, авторы предполагают вероятность продолжения контура микроконтинента на юго-запад до Балыгычано-Сугойского прогиба (Горячев и др., 2007).

Рассматриваемая часть Омолонского микроконтинента выбрана для подробного исследования в связи с несравненно лучшей изученностью и с получением в последние годы принципиально важных новых данных по ее геологическому строению и полезным ископаемым. Эта территория, благодаря открытию и эксплуатации крупного золоторудного месторождения Кубака, привлекла внимание многих исследователей, что способствовало проведению регионального геологического картирования и тематических работ, в которых активное участие принимали авторы предлагаемой монографии, и определило ее актуальность.

Авторский коллектив являет собой результат творческой кооперации геологов-съемщиков и поисковиков с геологами, представляющими академическую науку, что позволило максимально всесторонне обработать и обсудить собранные авторские разнообразнейшие геологические и аналитические данные. Результаты этой работы рассеяны в многочисленных статьях и материалах разных конференций, неопубликованных ис-

точниках, что, помимо прочего, также послужило побудительной причиной выполнения данной обобщающей работы.

Образ Омолонского массива, или микроконтинента, в поле геологической информации известен в значительной степени благодаря многочисленным работам, посвященным изучению древнейших (3,5–3,8 млрд лет) комплексов, в том числе и серогнейсовых, архея и гранитизированных толщ протерозоя (Геология СССР..., 1970; Авченко, 1977; Бибикина и др., 1978; Геологическое..., 1984; Жуланова, 1990; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006; Акинин, Жуланова, 2016; и др.). Однако обобщающих работ по чехлу массива до сих пор не было, за исключением (Геология СССР..., 1970). Отдельные вопросы геологии и стратиграфии разных частей палеозойских и мезозойских отложений были рассмотрены в монографиях и публикациях М. И. Терехова (1984), М. Х. Гагиева (Гагиев и др., 2000), К. В. Симакова (1967), А. С. Бякова (2010), магматических комплексов (Дылевский, 1980; Мерзляков и др., 1982), в записках к тематическим и государственным мелкомасштабным геологическим картам (Мерзляков и др., 1984; Шульгина и др., 1991), однако сводного описания геологии чехла, магматизма и металлогении до настоящего времени не было. Авторы осознают, что данная монография только в небольшой степени восполняет существующий пробел, но мы надеемся, что она послужит для лучшего понимания одной из ключевых структур Северо-Востока Азии.

Цель исследования – дать комплексную геологическую и металлогеническую характеристику Омолонского блока и оценить вклад фанерозойской истории его существования в минерально-сырьевой потенциал территории. В предлагаемой монографии проанализированы и обобщены, прежде всего, материалы по геологическому доизучению листов Р-57-III, -IV, -V масштаба 1 : 200 000, проведенному под руководством В. Н. Егорова, обобщающих тематических (геологической, металлогенической и пр.) карт Колымо-Омолонского региона масштаба 1 : 500 000, выполненных под руководством В. М. Кузнецова, и результаты прогнозно-металлогенических и минералогических исследований коллектива СВКНИИ ДВО РАН им. Н. А. Шило (Н. Е. Савва, И. Н. Котляр, М. И. Фомина, Н. А. Горячев и др.). Поскольку в настоящее время большое внимание привлечено к развитию минерально-сырьевой базы региона, в работе значительное место отведено характеристике рудной специализации геологических образований, вопросам региональной металлогении и минерагении, включая характеристику россыпной золотоносности.

Работа выполнена в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте им. Н. А. Шило ДВО РАН под общим руководством Н. А. Горячева. Процесс выполнения работы начинался с обсуждения общих геолого-металлогенических проблем территории с выработкой планов исследований. Основная часть заключалась в подготовке каждым автором конкретных запланированных разделов (соответствующие ссылки на авторство указаны в оглавлении), которые в ходе обсуждения с внесением необходимых корректив объединялись в общий текст глав монографии. Подавляющая часть аналитических исследований проведена в лабораториях СВКНИИ ДВО РАН и ОАО «Магадангеология».

Авторы надеются, что работа вызовет интерес и послужит справочным руководством для геологов, интересующихся такого рода структурами, и привлечет внимание к Омолонскому микроконтиненту, многие особенности геологического развития и металлогении которого до сих пор являются предметом дискуссий.

Подготовке данной монографии к изданию способствовало много специалистов, которым авторы приносят свою благодарность. Особенно хотели бы отметить сотрудников СВКНИИ: Н. С. Кашину и Н. А. Шиляеву за помощь в оформлении графики и А. Д. Люскина, Е. М. Горячеву, В. П. Колесову, В. Я. Борходоева, В. И. Мануилову, Т. Д. Борходоеву за выполнение аналитических исследований. Мы глубоко благодарны к. г.-м. н. М. Л. Гельману, д. г.-м. н. В. В. Акинину, д. г.-м. н. Б. Ф. Палымскому, д. г.-м. н. И. Л. Жулановой и В. С. Шерстобитову за полезные дискуссии и критику, во многом способствовавшие улучшению представленной работы. Искренняя признательность А. В. Алексеенко за понимание и поддержку.

Особенная благодарность тем, кто внес определяющий вклад в макет нашей книги, нашим редакторам Т. А. Фокас и В. Н. Осетровой.

Глава 1. ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ

Начало геологических исследований территории было положено рекогносцировочными маршрутами С. В. Обручева (1929–1930 гг.) в составе Колымской экспедиции Академии наук. Однако планомерные геологические (рекогносцировочные и мелкомасштабные съемочные) работы начались в связи с организацией в 1931 г. треста «Дальстрой». В 1936–1938 гг. Омолонской экспедицией Дальстроя, возглавляемой С. В. Новиковым и Ф. К. Рабинович, в мелком масштабе была закартирована большая часть бассейна р. Омолон. На этой территории были выделены образования архея и протерозоя, палеозойские и мезозойские отложения, впервые установлены среднепалеозойские интрузивные образования, доказан девонский возраст пестроцветных вулканогенных толщ.

С середины 1950-х гг. геологические работы проводят экспедиции Северо-Восточного геологического управления (позднее – объединение «Севвостгеология»). На основе всего имеющегося материала к 1960-м гг. была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листов Q-57 (А. П. Шпетный) и P-57 (Б. А. Снятков). В 1967 г. опубликована первая полная и подробная геологическая карта Северо-Востока под редакцией Н. П. Анিকেева.

В 1960–1970-х гг. был выполнен основной объем среднемасштабной геологической съемки с последующим изданием листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000. На рассматриваемой территории эти работы велись в основном силами Сеймчанской геологоразведочной экспедиции. В работе участвовали К. В. Симаков, М. И. Терехов, А. И. Лобанов, Б. М. Гусаров, В. А. Шмелев, В. Г. Корольков, В. Н. Дорогой, Н. А. Усачев и др.

В это же время проводились и специальные тематические работы. Среди наиболее значительных обобщающих работ, касающихся нашей территории, следует отметить рукописные монографии А. П. Шпетного (1966 г., 1973 г.), посвященные геологии и магматизму Омолонского массива, П. П. Лычагина (1978 г.) по среднепалеозойскому магматизму, монографию М. И. Терехова (1979) по стратиграфии и тектонике южной части Омолонского массива. Необходимо подчеркнуть важность упомянутых работ для всестороннего познания строения Омолонского массива. Полные, насыщенные фактическим материалом работы А. П. Шпетного на многие годы явились настольным бестселлером геологов-съемщиков. Не менее значимы и популярны работы П. П. Лычагина, М. И. Терехова.

Специализированные стратиграфические исследования рифейских отложений проводили Р. С. Фурдуй, В. М. Мерзляков, В. Т. Работнов, ордовикских – В. М. Мерзляков, М. М. Орадovская. Стратиграфия среднепалеозойских отложений была предметом исследований К. В. Симакова (1974), верхнепалеозойских отложений – В. Г. Ганелина и Н. И. Каравановой (1977), мезозойских – И. В. Полуботко и Ю. С. Репина (1966 г.). Указанные стратиграфические исследования явились фундаментальными работами по

определению возраста пород и структурно-фациальному районированию территории для фанерозойского этапа развития массива. Обоснованность и надежность детального стратиграфического расчленения среднепалеозойских отложений, выполненного К. В. Симаковым, определила интерес к разрезам территории у мирового сообщества геологов. Опорный разрез пограничных слоев девона и карбона в бассейне р. Моланджа привлек внимание международного геологического конгресса, а исследование фаунистических комплексов и особенности временной границы девона и карбона явилось темой его докторской диссертации. В. Г. Ганелиным и Н. И. Караваевой детально изучен разрез пермских отложений на руч. Водопадный, послуживший основой расчленения отложений на региональные стратиграфические горизонты, которые используются по всему Северо-Востоку России.

Архейские метаморфические образования изучали М. Л. Гельман, И. Л. Жуланова, Б. С. Левин, В. М. Шевченко, А. П. Фадеев. Магматические комплексы Омолонского массива исследовали А. П. Биркис, А. П. Фадеев, В. М. Шевченко, Б. Ф. Дылевский, П. П. Лычагин. В результате этих исследований метаморфические образования фундамента массива расчленены на метаморфические серии и комплексы, выделены ультраметаморфические образования, магматические комплексы раннего и среднего палеозоя, раннего и позднего мезозоя.

К 1978 г. относится выполнение прогнозно-металлогенической карты Омолонского массива (без северной оконечности) масштаба 1 : 500 000 (Шпетный и др., 1978 г.) и сопровождающей ее записки о поисковых критериях золотороссыпных узлов. Карта составлена на геологической основе, на ней показаны все известные к тому времени месторождения и проявления золота, дифференцированные по морфологическим типам оруденения. В объяснительной записке, кроме общих вопросов геологии региона, приведено описание золоторудных районов и узлов района. Наиболее разработанным является раздел, посвященный изучению закономерностей размещения месторождений золота, где охарактеризованы основные типы оруденения. Выделены четыре эпохи золотого оруденения, из которых основными были среднепалеозойская и позднепалеозойско-мезозойская. Первостепенное значение отдано структурно-геологическим и магматическим факторам локализации золотого оруденения, среди других названы литология, явления метаморфизма в широком смысле слова и, наконец, геохимические критерии. Сделана попытка оценить глубину эрозионного среза геологических структур и размещения россыпей.

Разносторонние геологические исследования на территорию Омолонского массива были выполнены сотрудниками лаборатории региональной тектоники СВКНИИ В. М. Мерзляковым, М. И. Тереховым, П. П. Лычагиным и Е. Ф. Дылевским. В 1980 г. на площадь Омолонского массива была составлена Геологическая карта масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской под редакцией В. М. Мерзлякова (Терехов и др., 1980). На этой карте выделены, а в объяснительной записке описаны стратиграфические подразделения от архея до четвертичной системы, интрузивные образования от раннепротерозойского до палеогенового возраста. Омолонский массив рассматривается как дорифейская остаточная структура в составе мезозоид Верхояно-Чукотской об-

ласти. Показано его концентрически-блоковое строение, выделены комплексы фундамента и чехла.

Была составлена также карта структурно-формационного контроля оруденения масштаба 1 : 1 500 000 (Дылевский и др., 1983 г.) как часть геологического исследования Омолонского массива. Выделены дорифейская, рифейская, раннепалеозойская, среднепалеозойская и позднемезозойская металлогенические эпохи, намечены ареалы рудной минерализации, отличающейся по возрасту и формационной принадлежности. Допозднепалеозойская рудная минерализация сосредоточена в центральных частях массива, а позднемезозойская приурочена к периферическим частям. Установлено совмещение ареалов разновозрастной и разнотипной минерализации, определены структурные и магматические факторы контроля оруденения (Мерзляков и др., 1984).

Исследованием этапов тектоно-магматической активизации (ТМА), вулканизма и рудообразования Юкагирской глыбы занимался Е. А. Кораго. Им выделены два этапа ТМА – среднепалеозойский и мезозойский, сопровождающиеся своеобразной металлогенией.

Составление прогнозно-металлогенической карты Южно-Омолонского района в масштабе 1 : 200 000 было выполнено в 1985–1988 гг. (Шишкин и др., 1988 г.). Карта составлена с выделением структур и структурно-вещественных комплексов, за концептуальную основу ее выбрана позднемезозойская тектоно-магматическая активизация. В результате работ выделены локальные рудоносные площади (рудные узлы, поля), определены их прогнозные ресурсы и степень перспективности.

С 1980-х гг. на территории началось планомерное проведение геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 в основном групповым методом. Крупномасштабное картирование территории с общими поисками проходили под руководством Б. М. Гусарова, И. Ю. Габака, В. Н. Шамина, А. Г. Егорова, Т. Б. Русаковой, А. В. Чайцына, В. П. Показаньева и др. До конца 1980-х гг. этими съемками была закрыта вся территория. Параллельно велись работы, в том числе и специализированные стратиграфические, по подготовке легенд к сериям карт ГСР-50. На рассматриваемую территорию Б. М. Гусаров (1988 г.) подготовил легенду Верхне-Омолонской подсерии Омолонской серии геологических карт. В результате этих работ был систематизирован огромный объем материалов по детальному, сомасштабному, расчленению осадочных отложений, выделению местных стратиграфических подразделений, интрузивных комплексов.

Открытие Н. А. Усачевым (1979 г.) на правом берегу верхнего течения р. Омолон золоторудного месторождения Кубака стимулировало развертывание в этом районе большого количества поисковых, поисково-оценочных и тематических работ. Изучением строения рудного поля Кубака во второй половине 1980-х гг. занимались сотрудники ЦКТЭ М. В. Болдырев, СВКНИИ – И. Н. Котляр, Р. Б. Умитбаев, ЦНИГРИ – В. А. Степанов, ДВИМСа – В. А. Гуменюк и др. Взяв за основу геологические представления Северо-Эвенской экспедиции, сотрудники ИМГРЭ Г. Я. Абрамсон, И. М. Шульгина, Н. Д. Захарова разработали обобщенную поисковую модель рудных тел месторождения. Один из авторов монографии – Н. Е. Савва впервые детально описала минералогию руд, составила схему последовательности минералообразования, выделила две про-

дуктивные рудные стадии, а И. Н. Котляр провел детальное петрографическое описание вулкаников с петрохимической и геохимической характеристикой и получил **Rb-Sr изохро**ну, свидетельствующую об их среднепалеозойском (каменноугольном) возрасте.

За 1988–1990 гг., помимо этого, изучены золотое и серебряное оруденения прожилково-вкрапленного типа в южной части Омолонского массива (Болдырев, Яранцева, 1990 г.). Авторами была подчеркнута повышенная роль литологического фактора, отмечено экранирование рудоносных образований стратифицированными телами, залежами интрузивов, поверхностями несогласий и надвигов. Выделены три основные потенциально-рудоносные площади, где предполагается прожилково-вкрапленное оруденение в виде достаточно крупных объектов.

В 1991 г. завершены работы по космофотогеологическому картированию масштаба 1 : 500 000 на северную часть территории, относящуюся к листам Q-56, -57. Работы выполнялись (1986–1991 гг.) в объединении «Аэрогеология» (г. Москва) под руководством В. С. Шульгиной (Шульгина и др., 1991 г.). По данным имеющихся геолого-геофизических материалов и полевых работ на нескольких участках территории составлен комплект карт, в том числе карта закономерностей размещения полезных ископаемых (золото) масштаба 1 : 500 000, построенная на основе геодинамических структурно-вещественных комплексов. Формирование наиболее важных типов золотого оруденения связывается с коллизионными обстановками и активными континентальными окраинами. На территории выделен Омолонский металлогенический район, намечены тектонические, магматические и литологические факторы рудоконтроля. Даны прогнозная оценка территории на золото и рекомендации для дальнейших работ.

К 1991–1992 гг. закончилось составление и издание Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листов Q-56, -57 (Шульгина и др., 1991) и P-56, -57 (Корольков и др., 1992). Указанные карты с объяснительными записками обобщают новейший фактический материал по геологии территории, дают систематическое описание стратифицированных образований, интрузивных пород и различных типов полезных ископаемых. Специальные разделы записок посвящены тектонике и истории развития территории, проанализированных с позиций тектоники литосферных плит. Рассмотрены основные особенности минерации, осуществлено металлогеническое районирование.

В 1989–1992 гг. проводились работы по составлению прогнозно-металлогенической карты Омолонско-Омсукчанской территории масштаба 1 : 500 000 (отв. исполнители В. А. Шишкин, Е. М. Белов). Карта охватывает большую северо-восточную часть Колымо-Омолонского региона, ориентированную на золото, серебро, олово, молибден, полиметаллы. Металлогеническая нагрузка размещена на структурно-формационной основе, составлен комплект вспомогательных карт: карты блокового строения, гидротермально-метасоматических образований, глубинного строения, изоконцентраций золота, серебра, олова и молибдена.

На базе концепции позднемезозойской ТМА установлено структурно-металлогеническое районирование (районы, узлы, зоны), выделены рудоносные площади, на которых прогнозируется золотое, серебряное, редкометалльное и свинцово-

цинковое оруденение. Рудоносные площади с учетом информации по геологии, геохимии и геофизики разделены по степени (низкой, средней и высокой) надежности прогноза. Для рудных объектов территории определена формационная принадлежность, масштабность и экономическая значимость. Рассчитаны прогнозные ресурсы конкретных объектов, узлов и районов, даны рекомендации по дальнейшему ведению геологоразведочных работ (ГРР).

В 1993–1994 гг. оценка золотоносности Южно-Омолонского района производилась группой сотрудников СВКНИИ (Котляр и др., 1994 г.). Работы выполнены на основе структурно-петрологических критериев и создания прогнозно-поискового образа потенциально промышленного золоторудного объекта. Исследованиями охвачена большая часть Омолонского массива, при этом использовались нетрадиционные геохимические и геофизические методики. Полевые работы велись на проявлениях Ольча и Юный. Наиболее перспективным объектом признана Ольча, по типу оруденения и запасам близкая к месторождению Кубака.

В 1994 г. издана подготовленная значительно раньше (в 1986 г.) Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией О. Х. Цопанова. Карта составлена на формационной основе с распределением объектов по рудным формациям и нескольким металлогеническим эпохам. В пределы территории по этой карте входят части Колымо-Омолонской металлогенической системы. Показаны контуры некоторых металлогенических зон (Конгинская) и рудных узлов (на юге массива), наиболее значительные месторождения (Кубака, Верхне-Омолонское) различных генетических типов и масштабов.

Определенным этапом исследования территории является составление Металлогенической, Геологической карты и Карты полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона в масштабе 1 : 500 000 (Кузнецов и др., 1998 г., 2001 г.). Геологическая карта составлена по результатам всех проведенных к этому времени работ. При разработке легенды карты, основанной на местных стратиграфических подразделениях и магматических комплексах, кроме данных среднемасштабного картирования, в полной мере использовались легенды к сериям карт ГСР-50. Окончательная легенда карты максимально приближена к легенде Омолонской серии листов карт ГДП-200. Карта полезных ископаемых содержит все сведения о различных видах минерального сырья и сопровождается минерагеническим районированием территории.

В 1995–2000 гг. в целях составления геологической карты масштаба 1 : 200 000 (новой серии) в пределах трех листов масштаба 1 : 200 000 проводилось геологическое доизучение южной части территории (Егоров и др., 2000–2001 гг.). В рамках этой работы М. Х. Гагиев изучал разрезы среднего палеозоя с выделением и характеристикой конодонтовых комплексов девонско-раннекаменноугольного возраста (1996, 2000). Новые данные позволили существенно расширить металлогенический потенциал площади, выявить и уточнить закономерности распределения полезных ископаемых, осуществить новое металлогеническое районирование площади, существенно уточнить структурно-формационное районирование. Впервые были созданы цифровые модели комплектов геологических карт на листы Р-57-III, -IV, -V, электронная база геологических, геохимических и геофизических данных.

Глава 2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Рассматриваемая территория охватывает примерно половину Омолонского массива (рис. 2. 1). По данным геофизических исследований площади массива отвечает континентальная земная кора мощностью 45–50 км. Массив с ближайшим обрамлением объединяется в неравномерно устроенную область разуплотнения (гранитизации) фундамента, в пределах которой выделяются изометричные блоки различной степени преобразования. В современном виде массив представляется жестким, относительно стабильным блоком, ограниченным зонами долгоживущих глубинных разломов (Геодинамика..., 2006).

Общие представления о природе этой структуры по мере ее изучения менялись. Первоначально он считался элементом более крупной Верхояно-Колымской платформы или Колымо-Омолонского дорифейского срединного массива (Аникеев и др., 1970). Позднее он определялся как самостоятельная структура – срединный массив каледонской консолидации (Симаков, 1968; Шпетный, 1969). Затем превалировала точка зрения о дорифейском возрасте и остаточной природе массива (Мерзляков и др., 1982). В последнее время в связи с распространением плейттектонических представлений массив стал рассматриваться в качестве микроконтинента или кратонного террейна. По мнению И. Л. Жулановой (1990), многие особенности строения массива предопределены тектонически активным дорифейским гранито-гнейсовым куполом внутри обширного мигматит-гранулитового свода. Согласно последним данным (Геодинамика..., 2006), рассматриваемая тектоническая структура выделяется в качестве микроконтинента. Вместе с тем, независимо от различий трактовок его природы, всегда отмечались такие общие черты строения массива, как субплатформенный стиль дислокаций, отчетливая ярусность сложения, блоковая (концентрически-блоковая) структура. В геологическом разрезе массива четко различаются метаморфический фундамент и осадочный чехол, а также верхнемезозойский молассовый комплекс и образования мелового активизационного этапа.

2.1. Характеристика фундамента

Фундамент массива сформирован архейскими и раннепротерозойскими метаморфическими и ультраметаморфическими комплексами и вскрыт лишь фрагментарно, в основном в южной части территории в виде разобщенных выступов – Ауланджинского, Закороннинского, Коаргычанского, Ольдянинского, Джугаджакского и ряде более мелких блоков. Наиболее древние датировки пород (3,4–3,8 млрд лет), установленные радиологическими методами, по мнению И. Л. Жулановой (1990), фиксируют завершающую стадию формирования архейских гнейсовых куполов. Недавние повторные да-

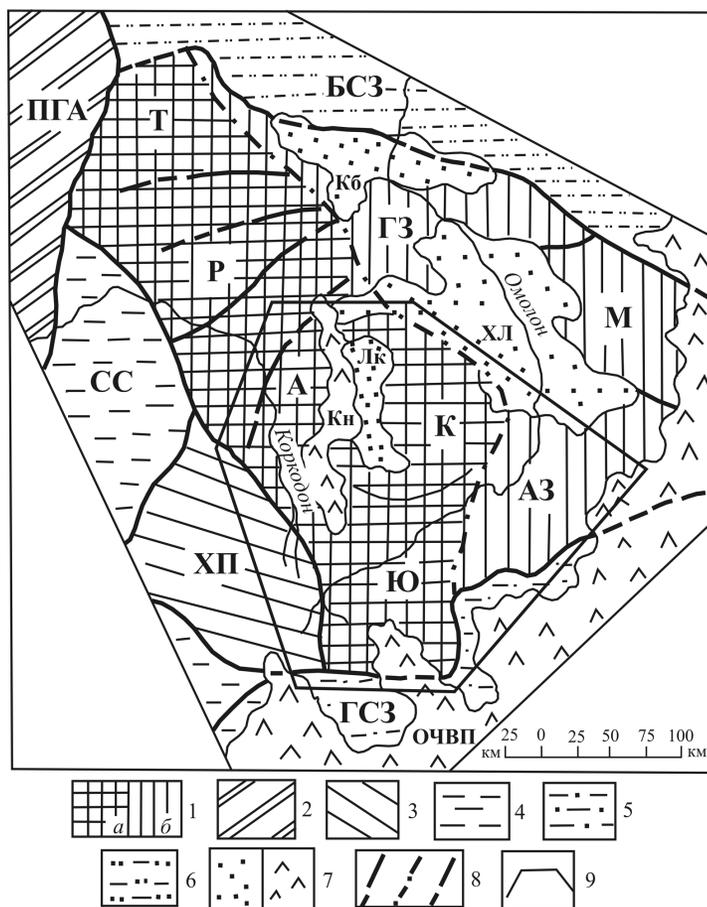


Рис. 2.1. Положение района исследований в структурах Омолонского микроконтинента (массива) и прилегающих территорий: 1 – блоки с архейским фундаментом по геологическим данным (а – во фрагментах на поверхности, б – погруженные); 2 – протерозойские блоки Приколымского горст-антиклинория (ПГА); 3 – Хетагчанское поднятие (ХП) – погруженный край Омолонского блока; 4 – Сугойский синклиний (СС) Яно-Колымского орогенного пояса; 5 – Гижигинская складчатая зона (ГСЗ) – структуры Охотско-Корякского орогенного пояса; 6 – позднемезозойские структуры Березовской складчатой зоны (БСЗ); 7 – позднемезозойские впадины и вулканические покровы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП); 8 – главнейшие разломы; 9 – район исследований, охарактеризованный в книге. Структуры архея: АЗ – Ауланджинская зона; Ю – Юкагирская глыба; К – Кедонский блок; А – Абкитское поднятие; Р – Рассошинское поднятие; Т – Тал-Юряхский выступ; М – Моланджинское поднятие

тировки современными методами подтвердили древний архейский возраст пород фундамента (Акинин, Жуланова, 2016).

Фундамент сложен глубоко метаморфизованными (в гранулитовой и амфиболитовой фациях) породами, расчлененными на метаморфические комплексы и серии. Наиболее древние образования отнесены к раннему архею и выделены в ауланджинский и ноддинский метаморфические комплексы.

Ауланджинский комплекс распространен в восточной части площади и включает золотогорскую, приискательскую и закороннинскую метаморфические серии и анманджинский ультраметаморфический подкомплекс. Золотогорская и приискательская серии и анманджинский подкомплекс выделены в Ауланджинском выступе, где слагают моноклинал с падением гнейсовидности пород на запад, интерпретируемую как западное крыло архейского гранитогнейсового купола, ядерная часть которого сложена чарнокитоидами.

В составе золотогорской серии установлены дупироксеновые и амфибол-дупироксеновые кристаллосланцы, амфиболовые эклогиты, гиперстенсодержащие биотитовые, биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые лейкократовые гнейсы с маломощными прослоями амфиболитов. Наиболее характерными породами (маркерами) толщи являются амфиболовые эклогиты, которые, наряду с дупироксеновыми сланцами, по мнению И. Л. Жулановой (1990), рассматриваются в качестве реликтов субстрата, подвергшихся гранулитовой фации метаморфизма и преобразованных в результате раннеархейской гранитизации.

В приискательской серии выделяются диопсидсодержащие амфиболиты, лейкократовые биотитовые, гранат-биотит-гиперстеновые, биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, биотит-диопсид-амфиболовые, биотит-гиперстеновые, амфибол-биотит-дупироксеновые сланцы. Существенная роль в составе серии принадлежит амфиболитам и гранат-биотитовым гнейсам.

В составе закороннинской серии, распространенной в одноименном выступе, Кубакинской и Лабазненской горст-антиклиналях, установлены амфибол-дупироксеновые, клинопироксен-скаполит-амфиболовые кристаллосланцы, эндербиты, амфиболиты, биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы, плагиогнейсы и кальцифиры.

Анманджинский подкомплекс ультраметаморфический представлен лейкократовыми биотитовыми гнейсами и чарнокитоидами, слагающими ядро Ауланджинского купола. Основной объем составляют тонкозернистые лейкократовые гнейсы, содержащие до 8% гиперстена, диопсида и биотита (Жуланова, 1990). Из биотит-микроклинового гнейса предположительно анманджинского подкомплекса Е. В. Бибиковой (1986) U-Pb методом (по верхнему пересечению конкордии с дискордией) определен возраст циркона, равный $3,39 \pm 0,15$ млрд лет, который, возможно, характеризует время гранулитового метаморфизма. Ею же, из данной точки, по гнейсам была получена **Sm-Nd изохрона с аналогичной датировкой** – $3,37 \pm 0,04$ млрд лет. Изотопный возраст гранат-биотитовых гнейсов золотогорской серии, определенный термоэмиссионным методом по цирконам, составляет 2900 ± 100 , 2730 ± 30 млн лет (Левин, 1991). Для гнейсов закороннинской серии методом Rb-Sr изохроны Т. Б. Русаковой получена дата $3,76 \pm 0,11$ млрд лет, при $Sr_0 = 0,70345$.

Ноддинский комплекс выделен в Коаргычанском выступе и представлен в основном серыми и светло-зеленовато-серыми биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами. Значительная их часть мигматизирована, обладает грубой и тонкой параллельной полосчатостью и сланцеватостью. В разрезах гнейсы перемежаются с амфиболитами и метабазами. В бассейне руч. Нодди метаморфическая полосчатость в породах образует субизоклиналные складки с амплитудой первые сотни метров, дли-

ной – первые километры, с углами наклона от 40 до 90°. Простираение складок преимущественно субмеридиональное, шарниры их погружаются на север. Химический состав биотит-амфиболовых гнейсов ноддинского комплекса характеризует ряд образований, которые по содержанию щелочей и кремнезема соответствуют диоритам, тоналитам, гранодиоритам и граносиенитам. Изотопный возраст амфиболовых плагиогнейсов характеризуется Rb-Sr изохроной по 4 пробам и составляет $3,79 \pm 0,14$ млрд лет, при $Sr_0 = 0,7023$ (коллекция Т. Б. Русаковой – правый борт р. Ниж. Коаргычан).

Раннепротерозойские образования выделены в батикский метаморфический и верхнеомолонский ультраметаморфический комплексы.

Батикский метаморфический комплекс раннепротерозойского возраста распространен в Коаргычанском и Ольдянинском выступах и ряде мелких блоков. Метаморфиты комплекса выполняют синклинальные структуры субмеридионального направления. Для батикского комплекса характерны следующие особенности:

значительная роль в составе комплекса основных пород (гранат-куммингтонитовых, гранат-антофиллит-куммингтонитовых, тремолит-куммингтонитовых сланцев) и проявление ультраосновных пород (пироксенолитов, голомеланократовых амфиболитов и др.);

присутствие разнообразных кварцитов: кварцито-гнейсов, амфибол-магнетитовых кварцито-сланцев, гранатовых кварцитов, магнетитовых и амфибол-магнетитовых с содержанием оксида магния (до 15%) и оксида кальция при низком содержании щелочей, близок базальтовым комагнитам. Вторая группа сланцев соответствует по основности андезитам ($SiO_2 = 57\%$) и также отличается низким содержанием щелочей (до 2%). В. М. Шевченко относит батикский комплекс к зеленосланцевым троговым образованиям. Из куммингтонит-тремолитового кристаллосланца верховьев руч. Нодди были выделены три фракции циркона с датами $2201,2 \pm 1,7$; $2103,4 \pm 2,1$ и $1997,9 \pm 4,1$ млн лет (U-Pb метод).

Верхнеомолонский комплекс объединяет микроклиновые метатектиты, мигматит-граниты, очковые гнейсы и гранито-гнейсы. Он представлен телами изометричной или вытянутой вдоль гнейсовидности формы, наиболее широко распространенными в Коаргычанском и Ольдянинском выступах, а также на Кубакинском поднятии. Поле очковых гнейсов в верховьях руч. Нодди разграничивает на значительной площади образования батикского и ноддинского комплексов. Очковые гнейсы по основности и щелочности соответствуют кварцевым монзонитам. Микроклиновые мигматит-граниты – метатектиты наблюдаются в виде согласных с гнейсовидностью жил, мощность которых колеблется от первых сантиметров до десятков метров или в виде полей неправильной формы. По структурным особенностям среди мигматит-гранитов выделяются гранито-гнейсы и пегматоидные граниты. Изотопные датировки ультраметаморфических гранитоидов верхнеомолонского комплекса, вероятно, соответствуют двум фазам гранитообразования: первая фаза – 2562 ± 14 млн лет (U-Pb метод), отвечает возникновению очковых гнейсов; вторая фаза (2180 ± 290 млн лет, Rb-Sr изохрона, $1954 \pm 8,5$ млн лет, U-Pb метод) лейкократовых гранито-гнейсов и пегматоидных гранитов завершает формирование гранито-гнейсовых куполов. С раннепротерозойской гранитизацией связа-

ны процессы кислотного выщелачивания, которые привели к образованию магнетитовых кварцитов, которые слагают маломощные (1–5 м, редко до 80 м) линзовидные тела протяженностью от 100 до 800 м, обычно согласные со сланцеватостью вмещающих метаморфитов. Количество магнетита в кварцитах составляет 25–40% объема.

Метагаббро и метадолериты, слагающие многочисленные силлы в кристаллосланцах батикского и среди тоналито-гнейсов ноддинского комплексов, А. В. Чайцын (1990 г.) выделил под названием *стрелкинского комплекса*. Обычно это вытянутые в субмеридиональном направления тела мощностью от 0,5 до 50 м и протяженностью – первые километры, залегающие согласно сланцеватости в кристаллосланцах. Метабазиты нередко сами сланцеваты в зонах эндоконтакта и практически не отличимы от сланцев рамы. По химизму метабазиты относятся к типичным толеитам с нормативным диопсидом и гиперстеном. **Rb-Sr изохронный возраст (В. Н. Кудряшов, ГИН, КНЦ РАН) метабазитов, распространенных в бассейне руч. Нодди, составляет 1479 ± 31 млн лет, при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7064$.**

Строение фундамента расшифровано далеко не в полной мере. Общее простирание метаморфических толщ субмеридиональное и северо-восточное. В самом общем виде можно считать, что фундамент массива характеризуется сочетанием гнейсовых куполов и субмеридиональных валов (Жуланова, 1990) с облекающими их линейными складками. На востоке в Ауланджинском выступе интерпретируется фрагмент гранито-гнейсового купола с ультраметаморфическими образованиями (чарнокитоидами) в ядре и обрамляющими его с северо-запада кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. В обнаженной западной части купола наблюдается моноклиналиное залегание архейских пород с падением на запад под углами от 25–30° вблизи ядра купола до 60–70° на периклинали. Отмечается мелкая изоклиналиная складчатость, ориентированная аналогично гнейсовидности пород. В пределах Закороннинского выступа наряду с преобладающим моноклиналиным залеганием в блоках метаморфитов на восток-юго-восток под углами 35–75° отмечаются и противоположно ориентированные залегания пород. Общая структура выступа существенно завуалирована последующими процессами мигматизации, магматизма и тектоники. Архейские и раннепротерозойские образования, обнажающиеся в Коаргычанском и Ольдянинском выступах, в результате многократной гранитизации существенно разуплотнены. По мнению В. М. Шевченко, они слагают здесь два субмеридиональных «антиклинала» (вала), ядерные части которых выполнены в основном плагиогнейсами или тоналито-гнейсами ноддинского комплекса; на крыльях и в ядерной части разделяющего их «синклинала» распространены раннепротерозойские метаморфиты батикского комплекса. Мощность разуплотненных гранитизированных образований по геофизическим данным оценивается в 10–12 км с погружением на запад до 20 км.

2.2. Краткое описание структурно-вещественных комплексов чехла

В составе чехла выделяются три яруса: нижний – неопротерозой-раннепалеозойский, средний – среднепалеозойский и верхний – позднепалеозойско-мезозойский (до средней, местами поздней юры включительно). Среди структурных форм чехла преоб-

ладают моноклинали, брахискладки, горст-антиклинали и грабен-синклинали. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения, выполняющие наложенные впадины и грабены, относятся к орогенным структурам, им свойственны пологие центриклинальные залегающие слоев пород.

Нижний структурный ярус чехла представлен слабометаморфизованными отложениями рифея, кембрия (за пределами территории) и ордовика. На юге Омолонского массива различаются нижний (рифейский) и верхний (ордовикский) подъярусы, разделенные стратиграфическим перерывом и поверхностью несогласия. В состав структурного яруса должны быть также включены образования анмандыканского и абкитского плутонических комплексов. Формирование интрузивов анмандыканского комплекса приходится на перерыв между структурными подъярусами, интрузивов абкитского комплекса – на перерыв нижнего и среднего структурных ярусов чехла массива.

Неопротерозойские (рифейские) отложения изучались Р. С. Фурдудем (1968 г.), К. В. Симаковым (1967) и затем В. Т. Работновым (1975). Стратотипические разрезы подразделений рифея располагаются на руч. Маяк (Кедон-Мунугуджакское между-речье). Рифейские образования отделены от фундамента массива резко выраженным угловым и азимутальным несогласием, на архейских гнейсах местами располагается древняя кора выветривания (Фурдуй, 1969 г.; Фадеев, 1974 г.). В основании рифейских толщ в обнажении на руч. Маяк залегают буровато-серые, вишнево-красные гравелиты (0,7 м) с мелкой галькой кварца и линзовидными скоплениями глауконита (Мерзляков, 1974 г., 1975 г.), а в бассейне руч. Ольдяни – пласт (3 м) гематитовых кварцито-песчаников. В бассейне руч. Магнетитовый в базальном слое песчаников присутствует галька железистых кварцитов. Породы резко отличаются от образований фундамента составом, более слабой дислоцированностью и значительно меньшей степенью преобразования, не выходящего обычно за пределы метагенеза.

Рифейские отложения относятся к единой (Омолонской) структурно-формационной области. Состав и строение разрезов отложений однотипно, замечается лишь существенное колебание мощностей подразделений по площади их распространения. Отложения разделены на три свиты: нючалинскую, заросшинскую и ольдянскую (Работнов, 1975). Среднерифейская *нючалинская свита* (R_{2nc}) образована пестроцветными кварцито-песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, глинистыми и известково-глинистыми сланцами и серицит-хлоритовыми филлитами мощностью до 300–550 м. Средне-верхнерифейская *заросшинская свита* (R_{2-3zr}) залегает согласно на нючалинской, сложена пестроцветными известняками, с пачками в верхней части светло-серых мелкозернистых кварцито-песчаников. Мощность свиты изменяется от 170 до 450 м. В составе свиты присутствуют строматолитовые известняки, содержащие среднерифейские (в нижней части разреза и позднерифейские строматолиты. Верхнерифейская *ольдянская свита* (R_{3ol}) связана постепенным переходом с подстилающей заросшинской и представлена в низах гематитовыми песчаниками, которые сменяются выше алевролитами с прослоями песчаников, и светло-серыми тонкослоистыми известняками. Мощность свиты 280–300 м и в северном направлении возрастает до 550–600 м. Для нижней части разреза отложений р. Ольдяни

по образцам известняков, песчаников и гравелитов **Rb-Sr изохронным методом** установлен возраст 824 ± 58 млн лет, что соответствует позднему рифею, вероятно, времени завершения метазенеза отложений.

Средне-верхнерифейские отложения составляют единую карбонатно-метатерригенную формацию общей мощностью до 1200 м. Рифейские толщи по территории вскрываются фрагментарно, приурочиваясь обычно к периферическим частям выступов фундамента. Во многих случаях они уничтожены последующей эрозией, в других случаях, вероятно, скрыты под образованиями вышележащих структурных ярусов. Намечается тяготение выходов рифейских отложений к субмеридиональным полосам выступов фундамента, где площади выходов составляют первые квадратные километры, изредка до 10–15 км². На обнаженных участках чаще всего наблюдаются моноклинально залегающие или собранные в пологие линейные складки пласты рифейских пород. На наиболее значительных по площади Маяжском и Ольдянинском выступах отложения неопротерозоя образуют вытянутые в меридиональном направлении синклинальные складки. В юго-восточной части Ольдянинского выступа рифейские толщи слагают синклиналь, вытянутую в субмеридиональном направлении на 10 км при ширине до 3 км. Падение пород варьирует от 20–40° на западном крыле складки до 65° – на восточном.

Средне-позднерифейские кварцито-песчаники, метаалевролиты, хлорит-серицитовые сланцы и карбонатные породы слагают пестроцветную карбонатно-метатерригенную формацию суммарной мощностью от 500 до 1300 м.

В раннем кембрии, отложения которого распространены на севере массива, выделяются пестроцветные вулканогенно-терригенная (аркозовые песчаники, конгломераты и умеренно-щелочные базальты сезамской и визуальнинской свит) и терригенно-карбонатная (известняки, доломиты, мергели, песчаники и алевролиты нельганской свиты) формации мощностью соответственно 500–800 и 500–600 м.

К верхнему подъярису принадлежит пестроцветная терригенно-карбонатная формация ордовика мощностью 200–700 м, более подробно охарактеризованная в главе 3.

Характерными структурами нижнего яруса являются мульды, или пологие брахискладки. Складки усложняются лишь в зонах крупных разломов, где отмечалось крутое (до 50°) падение пластов. К этому же ярусу принадлежат и раннепалеозойские магматические формации: нордмаркитов – нефелиновых сиенитов (анмандыканский комплекс) и гранодиорит-гранитовая (абкитский комплекс).

Средний ярус на Юкагирской глыбе представлен преимущественно среднепалеозойскими красноцветными вулканитами, выделенными в кедонский вулканический комплекс (Геология..., 1970; Геодинамика..., 2006; Палымский, Горячев, 2015). В его составе присутствуют вулканиты от основного до ультракислого состава известково-щелочной или умеренно-щелочной серий, формирующие обширную красноцветную базальт-андезит-риолитовую формацию мощностью от 500 до 2500 м. Состав и петрохимические свойства пород меняются по отношению к реконструируемому краю континента как в поперечном, так и в продольном направлении. С юго-востока на северо-запад по длинной оси Омолонского массива в пределах Юкагирской глыбы выделя-

ются три сегмента (вулканических района (Лычагин, 1978)) – Кедонский, Рассошинский и Токур-Юряхский, разделенные глубинными разломами. В Кедонском сегменте распространены вулканиды умеренно-щелочной и известково-щелочной серий, преимущественно калиево-натриевого, реже калиевого типов щелочности; в Рассошинском преобладают известково-щелочные калиево-натриевые вулканиды, а для Токур-Юряхского сегмента характерно резкое преобладание кислых умеренно-щелочных вулканидов калиевого или калиево-натриевого типа. В краевой Ауланджинской зоне среднепалеозойские отложения представлены преимущественно осадочными формациями: терригенной молассоидной мощностью до 900 м (крестикская свита), «отдаленной» кремнистой формацией мощностью до 1500 м (буондинская и ючугейская свиты), углисто-сланцевой формацией мощностью до 400 м (корбинская свита). Среди магматических образований к среднему ярусу чехла принадлежат граносиенит-аляскитовая формация (алы-юряхский комплекс), диорит-гранодиоритовая (булунский комплекс) (Лычагин и др., 1989) и монзонит-кварцевосиенитовая (одинокинский комплекс). Для этого структурного яруса характерны разнообразные вулканические, вулcano-тектонические или интрузивные очаговые структуры. Отчетливо выделяются крупные вулcano-тектонические депрессии и просадки, интрузивно-купольные поднятия, менее явно картируются стратовулканические постройки.

Верхний ярус чехла включает отложения от позднего карбона до нижней части отложений поздней юры, представленные преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и, в меньшей степени, вулcanoгенными формациями. В начальной стадии формируются отложения трансгрессивной, а на завершающей – регрессивной серий. Позднекаменноугольно-раннепермские породы распространены лишь на юго-востоке массива в Ауланджинской зоне и относятся к флишоидной формации мощностью до 550 м. Ранне-, позднепермские отложения в пределах Юкагирской глыбы залегают трансгрессивно на всех более древних образованиях, нередко с базальными конгломератами в основании и составляют терригенно-карбонатную формацию мощностью от 80–450 до 900 м в Ауланджинской зоне. Триасовые отложения на Омолонском блоке залегают со стратиграфическим несогласием на верхнепермских и относятся к черносланцевой формации (Кузнецов и др., 2001 г.). Позднетриасово-раннеюрские отложения распространены в Ауланджинской зоне, где они представлены вулcanoгенно-терригенной формацией мощностью до 550 м. С конца плинсбаха и до конца средней юры здесь накапливались терригенные отложения регрессивной серии алеврит-песчаниковой формации мощностью 700–750 м. На Юкагирской глыбе формирование терригенной алеврит-песчаниковой формации начинается в конце триаса (норий) и заканчивается в кимеридже, мощность ее – 500–900 м. Образования этого структурного яруса слагают крупные брахисинклинали, грабен-синклинали и более мелкие мульды и брахиантклинали.

В структурные ярусы чехла массива включаются также довольно многочисленные интрузивы ранне-, среднепалеозойского и мезозойского возраста. Позднеюрские и меловые образования территории относятся к проявлениям позднемезозойских орогенного и активизационного этапов. Многочисленные меловые интрузивы вместе с эффу-

живными покровами обычно составляют вулканоплутонические ассоциации структур Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) (Nokleberg et al., 2000, 2005; Горячев, 2005; Геодинамика..., 2006).

В конце поздней юры и раннем мелу в наложенных впадинах формируются угленосная моласса и осадочно-вулканогенные толщи Удско-Мургальской дуги. Наиболее характерными тектоническими структурами этого этапа являются грабенообразные впадины и мульды. В волжском веке и неокоме в пределах Хуличанской и Карбасчанской впадин (Намындыкано-Моланджинская зона) были сформированы вулканогенные толщи преимущественно основного и среднего состава мощностью до 700 м, выделенные в трахибазальтовую формацию. На Юкагирской глыбе с волжского века, а в Намындыкано-Моланджинской зоне с валанжина, в прибрежно-морских и континентальных условиях накапливались терригенные отложения угленосной молассы мощностью до 750 м. В Хуличанской и Карбасчанской впадинах вулканические процессы привели к формированию трахиандезитовой (внизу) и риолит-лейкобазальтовой формаций (Лычагин и др., 1989) раннемелового возраста мощностью соответственно 900–1100 и 250–600 м. В этот этап были сформированы и малые тела эссекситов, тешенитов, бостонитов и сиенитов омонского и бебеканского комплексов, выделенные в формацию щелочных габброидов и сиенитов. Завершается данный этап формированием верхнемолассовой формации мощностью от 100 до 1500 (?) м, представленной терригенными отложениями с прослоями каменного угля.

Позднемеловой этап на Омолонском массиве – это время формирования окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса. Наиболее ярко вулканические процессы проявились в зоне Конгинского разлома, где сформировалась линейно вытянутая цепь вулканических полей протяженностью 250–270 км и шириной от 15 до 30 км. Состав вулканических пород вверх по разрезу постепенно изменяется от основного до кислого, образуя единую андезитовую формацию (Дылевский, 1977). Общая мощность вулканитов колеблется от 100 до 800 м. Магматические образования представлены массивами от габбро до гранитов и граносиенитов и выделены в диорит-гранодиоритовую формацию. Покровы вулканитов концентрируются в пределах изометричных вулканоструктур (депрессий и просядок). Совместно с интрузивными массивами вулканические покровы формируют интрузивно-купольные поднятия.

2.3. Характеристика основных структур южной части Омолонского массива

Крупнейшими структурами юга Омолонского массива являются сравнительно устойчивая Юкагирская глыба и расположенная восточнее более подвижная Ауланджинская складчато-блоковая зона (см. рис. 2.1).

Юкагирская глыба – юго-западная наиболее устойчивая часть Омолонского массива с общей тенденцией относительного воздымания на протяжении почти всей геологической истории. Она обладает северо-западным удлинением и с запада ограничена Тебанинским глубинным разломом. Серией поперечных разломов Юкагирская глыба расчленена на Токур-Юряхский, Рассошинский (к северо-западу от рассматриваемой территории),

Абкитский и Кедонский блоки (поднятия), сложенные, в основном, палеозойскими образованиями. Некоторые исследователи южную часть Кедонского поднятия выделяют в самостоятельный Южно-Омолонский блок (Объяснительная..., 1998). Для поднятий характерны довольно крупные изометричные купольные и депрессионные структуры.

Вдоль границ блоков обычно располагаются впадины (грабен-синклинали), выполненные мезозойскими толщами. Вдоль юго-западного края глыбы прослеживаются Алы-Юряхская, Билирикенская и Тарынская краевые впадины (прогибы), отличающиеся от внутренних впадин несколько увеличенной мощностью толщ и их повышенной дислоцированностью (преимущественно линейной складчатостью). На востоке Юкагирская глыба граничит по Верхне-Омолонскому разлому с Ауланджинской зоной.

В монографии рассматривается лишь южная половина Юкагирской глыбы, представленная Кедонским и Абкитским блоками (поднятиями), и краевая часть массива, известная под наименованием Ауланджинской зоны (Терехов, 1979). Этой части Юкагирской глыбы отвечает площадь высокой и средней степени гранитизации фундамента, Ауланджинская зона характеризуется более плотным фундаментом и слабой степенью его преобразования.

Кедонский блок является самым крупным элементом Юкагирской глыбы и предположительно занимает центральное положение в составе всего Омолонского массива, он несколько вытянут в меридиональном направлении. Заметна некоторая асимметрия его строения: в южной части сосредоточены выступы фундамента с фрагментами пород нижнего структурного яруса, северо-восточная часть почти полностью сложена вулканитами среднепалеозойской кедонской серии, а северо-западная – терригенными формациями верхнего структурного яруса, выполняющими Верхнекедонскую брахисинклиналь. Южная пограничная часть блока на поверхности сложена толщами верхнего структурного этажа и известна под наименованием Хадаранджинской ступени (Терехов, 1979). В ее пределах известны небольшие изометричные выступы кедонских вулканитов (Бутальское, Хивачское поднятия). Примечательными элементами центральной части блока являются дугообразно изогнутые субширотные грабен-синклинали асимметричного поперечного профиля, сложенные породами верхнего структурного яруса и более молодыми отложениями. Южная граница блока перекрыта вулканитами внешней зоны ОЧВП.

Абкитское поднятие изометричной формы имеет относительно небольшие размеры. В его ядре обнажается крупный Абкитский гранитоидный массив раннепалеозойского возраста. По обрамлению интрузива отмечены выходы архейского фундамента и далее вулканиты кедонской серии. В составе блока выделяются (Симаков, Шевченко, 1974) Джугаджакский (на севере) и Коркодонский (на юге) горсты, разделенные Гольцовской грабен-синклиналью, выполненной породами верхнего структурного яруса. На границах грабен-синклинали с горстами разрывные нарушения группируются в серии субпараллельных ступенчатых сбросов.

Предполагается, что Кедонский и Абкитский блоки (поднятия) объединяются контурами Кедонской кольцевой мезоструктуры (крупной среднепалеозойской вулканотектонической депрессии).

Ауланджинская зона треугольной в плане формы расположена к востоку от Юкагирской глыбы. Она охватывает междуречье Омолон – Кегали, ограничиваясь Верхне-Омолонским разломом на западе и Чайваваамским – на юго-востоке. На севере через Бебеканский разлом зона сочленяется с Моланджинским поднятием. Она характеризуется сложным складчато-блоковым строением и объединяет ряд крупных брахиформных структур, разделенных разрывными нарушениями (Терехов, 1979). Вдоль западного края зоны распространены мелкие линейные, линзо- и клиновидные блоки (горсты, грабены, ступени), представляющие практически мелкоблоковый коллаж, в совокупности отражающий обстановку дробления и сжатия. Это подтверждается и развитием в пределах зоны надвигов с падением плоскостей сместителей к юго-востоку. Формирование многих структур западной части зоны связано с длительно проявлявшимся разломным разделом с Юкагирской глыбой.

Важными элементами, во многом определившими палеоструктуру и современную блоковую структуру территории, являются долгоживущие глубинные разломы, которые в совокупности составляют Омолонскую систему разломов (Горячев и др., 2016). Обращает на себя внимание их взбросовый (надвиговый) тип с наклоном плоскостей сместителей от центра массива. В расположении внутренних прямолинейных и дугообразных разломов преимущественно сбросового типа выделяются поперечные направления, интерпретируются элементы радиально-концентрической организации.

Северная часть Омолонского массива ограничивается Ярхонским и Березовским разломами надвигового типа, Ушуракчанским левосторонним сбросо-сдвигом. Рассматриваемая южная часть массива ограничивается Тебанинским, Гижигинским и Чайваваамским разломами.

Тебанинский (Коркодонский) разлом служит четкой юго-западной границей Юкагирской глыбы (Кузнецов, 1975). Он прослеживается в северо-западном направлении на 350 км. В современном структурном плане разлом представляет собой зону (шириной 5–15 км) сгущения субпараллельных, ветвящихся и сливающихся разрывных нарушений. Тип разрывных нарушений на разных отрезках разлома существенно меняется. На юго-западном фланге, входящем в пределы рассматриваемой территории, преобладают надвиги, плоскости сместителей которых полого (10–40°) наклонены к юго-западу. Они местами фиксируются силлоподобными телами фельзориолитов и диорит-порфиритов. По расположению крупнейших нарушений зоны и по смещению сопряженных элементов интерпретируется также и левосторонний сдвиговый тип перемещений.

Гижигинский разлом широтного простирания определяет южную границу массива. Его зона прослеживается на значительном протяжении, по геофизическим данным подтверждается градиентами поля силы тяжести. Гижигинский разлом состоит из серии кулисообразно соотносящихся сбросо-сдвигов и сопровождается косопримыкающими оперяющими нарушениями. Разломы представляются крупными сбросо-сдвигами, по которым, кроме вертикальных подвижек, смещены в горизонтальном направлении вулканические зоны ОЧВП (Кузнецов, 1991). Составляющие нарушения представлены зонами дробления, к их положению приурочены протяженные отрезки долины р. Гижига.

Чайваваамский разлом является юго-восточной границей массива и отделяет Ауланджинскую краевую зону массива от Гижигинской складчатой зоны. Его положению отвечает раздел зон различных мощностей и состава разновозрастных отложений, характера и напряженности складчатых дислокаций. Извилистая в плане зона разлома образована серией сближенных субпараллельных, вероятно, чешуйчатых надвигов и взбросов, иногда разорванных и смещенных поперечными нарушениями. Одним из крупных элементов юго-западного фланга зоны является Хиталинский надвиг (Терехов, 1979). Плоскость основного надвига падает на юго-восток под углами в среднем 30–40°, иногда круче, с ним сопряжены более мелкие надвиги и крутопадающие взбросы. На некоторых участках плоскость надвига совпадает с поверхностью мощного пласта среднеюрских песчаников, в его зоне отмечаются аномальные залегания пластов пород и запрокинутые к северо-западу мелкие складки. Амплитуда горизонтального смещения по Хиталинскому надвигу оценивается в 1–1,5 км, предполагаемая общая амплитуда смещения аллохтона 50–75 км. На северо-восточном фланге Чайваваамский разлом прослеживается фрагментарно, он перекрыт здесь вулканитами ОЧВП. Его положение под вулканитами предполагается по геофизическим признакам, по присутствию отдельных субсогласных нарушений, в том числе и совпадающих с долинами водотоков (р. Чайваваам).

Межблоковые разломы (II порядка) внутренней части системы разделяют блоки массива, отличающиеся особенностями развития в палеозойское и (или) мезозойское время; к ним относятся Верхне-Омолонский, Кедонский, Нянкинский разломы.

Верхне-Омолонский разлом разделяет Юкагирскую глыбу и Ауланджинскую зону, протягивается в северо-северо-восточном направлении из верховьев р. Мал. Авландя до бассейна р. Захаренко более чем на 120 км. Разлом представляет собой структуру длительного развития. Заложение его, вероятно, произошло еще в докембрийское время, о чем свидетельствуют многочисленные протерозойские интрузивы, развитые в зоне разлома в пределах Закороннинского выступа фундамента, позднее он контролировал расположение раннепалеозойских гранитоидов. В палеозое и мезозое он разделял структурно-формационные зоны, в среднем палеозое ограничивал распространение кедонского вулканизма на восток. В более позднее время вдоль зоны разлома внедрялись многочисленные интрузивные тела и дайки. Восточное крыло разлома в целом сброшено, суммарная амплитуда сброса, по-видимому, составляет 0,7–1,5 км. В современном структурном плане разлом представлен зоной (шириной 5–10 км) концентрации разномасштабных разрывных нарушений.

Одно из самых крупных нарушений зоны *Верхне-Омолонского разлома* известно под наименованием *Докумичного разлома* северо-северо-восточного простираения. Он представлен узкой серией субпараллельных протяженных (до 20–40 км) разрывных нарушений типа сбросов с вертикальным или круто наклонным к востоку падением сместителей. На северном фланге разлом расщепляется на серию нарушений по типу «конского хвоста». По соотношению мелких нарушений предполагается сдвиговая (левобоковая) составляющая движений по разлому. Амплитуда перемещений по

нарушениям – первые сотни метров, но, вероятно, достигает и больших величин, так как по некоторым разломам приведены в соприкосновение самые различные по возрасту образования. Позднепалеозойско-мезозойские толщи в этой зоне расчленены разрывами на узкие блоки, в которых нередко отмечается аномально крутое (до вертикального) залегание пород. Зона разлома трассируется многочисленными штоками и дайками раннемеловых гранитоидов, сопровождается приразломной складчатостью, зонами диафоритов в архейских метаморфических образованиях, зонами рассланцевания и дробления пород, неотектоническими депрессиями, к которым часто приурочены долины водотоков.

Кедонский разлом служит прямолинейной северной границей Кедонского блока и Омкучанской впадины. Он образован концентрированной серией протяженных ступенчатых сбросов с вертикальным и круто ($60\text{--}80^\circ$) наклонным положением плоскостей сместителей. Амплитуда перемещения по сбросам $0,3\text{--}1,4$ км. Разлом трассируется малыми телами и дайками раннемеловых диорит-порфириров. Нарушения сопровождаются амплитудными уступами в рельефе.

Нянкинский разлом обобщенно северо-восточного простирания имеет протяженность не менее 150 км. В среднепалеозойский этап он, очевидно, служил границей структурно-формационных зон, несомненно его проявление и в позднепалеозойско-мезозойский этап как раздела структурно-формационных зон. Он является границей Кедонского блока и Долоннанской грабен-синклинали. Разлом представлен серией субпараллельных, на окончаниях разветвляющихся, прямолинейных и дугообразных разрывных нарушений сбросового типа. Амплитуда сбросов различна, но часто весьма значительная (до $1\text{--}1,5$ км). Сместители нарушений обычно представлены мощными зонами дробления, часто наследуемыми депрессиями в рельефе и долинами водотоков.

Уверенно прослеживаются и дешифрируются на космоснимках крупные дугообразные разломы в центральной части Кедонского поднятия. Крупнейшие из них – Бродненский и Русский обращены выпуклостью к югу и сопровождаются вытянутыми грабенообразными позднемезозойскими впадинами. Заложились они предположительно еще в среднепалеозойский этап как элементы активизации гранито-гнейсового купола фундамента и крупнейших структур кедонского вулканизма. Но наиболее ярко проявились в орогенный этап как сбросо-сдвиги, вдоль которых заложились грабенообразные впадины, выполненные угленосной моласой позднеюрско-раннемелового возраста. В прибортовых частях впадин устанавливаются ступенчатые сбросы, что позволяет интерпретировать эти впадины как структуры растяжения. Активное проявление их может быть следствием ротационных движений блока (центральной части Кедонского поднятия) по часовой стрелке. Местами отмечается присутствие мелких надвигов, что, по-видимому, объясняется некоторой волнистостью плоскости смещения и возникновением локальных зон сжатия.

Бродненский разлом протяженностью около 100 км приурочен к южному борту одноименной грабен-синклинали, определяя ее дугообразную форму; на восточном

фланге он ограничивает Мунугуджакскую мульду. В позднеюрскую эпоху сместитель разлома служил плоскостью левостороннего смещения при ротационном движении блоков в условиях растяжения. Отдельные нарушения зоны разлома протяженностью до 20 км располагаются кулисообразно, что свойственно левосторонним сдвигам. Горизонтальная амплитуда перемещения предполагается до 8–10 км, вертикальная оценивается в интервале от 600–800 м до 2–3 км. Основная плоскость разлома смещена рядом более поздних мелких нарушений субмеридионального простирания.

Русский разлом длиной не менее 50 км несколько смещен к западу по отношению к Бродненскому. Он служит четким южным ограничением грабен-синклинали р. Русская, на своем западном фланге согласуется с разделом заметно обособленных ветвей Тарынского прогиба. Вертикальная амплитуда смещения по разлому различная, возрастает к восточному флангу до 2 км.

С различной степенью достоверности по некоторым геологическим и геофизическим признакам интерпретируются скрытые разломы фундамента меридионального (Конгинский, Коаргычанский) и северо-восточного (Левокедонский, Верхнекедонский) простираний. Меридиональные разломы фиксируются четкими зонами градиентов в поле силы тяжести, проявлены в строении фундамента и контролируют размещение раннепалеозойских магматогенных поднятий, определивших среднепалеозойское структурно-формационное районирование территории.

Конгинский разлом прослеживается на расстоянии 150 км, ширина его зоны достигает 30 км. В поле силы тяжести он выражается зоной градиентов, местами по западному ограничению с четкой ступенью, в магнитном поле – цепочкой интенсивных положительных магнитных аномалий. Разлом имеет древнее заложение. В среднем палеозое он разделял структурно-формационные подзоны и контролировал распределение фаций осадочных отложений. В меловое время Конгинский разлом определял положение линейной вулкано-тектонической структуры. На некоторых участках наблюдаются протяженные меридиональные сбросы, рассматриваемые как подновленные элементы зоны разлома в фундаменте.

Коаргычанский разлом протяженностью более 120 км контролирует положение валообразного магматогенного поднятия, в ядре которого вскрываются раннепалеозойские Коаргычанский и Анмандыканский плутоны и выведены на поверхность блоки фундамента и нижнего структурного яруса, в среднем палеозое разделял структурно-формационные подзоны. Разлом интерпретируется как мощная ослабленная зона, обеспечившая внедрение магматических расплавов и возникновение кулис разрывов (сбросо-сдвигов). Он отчетливо проявлен в геофизических полях резкой гравитационной ступенью, зоной разуплотнения и цепочкой интенсивных положительных магнитных аномалий.

Северо-восточные разломы являются синвулканическими для среднепалеозойского этапа, разделяют районы с отличающимся характером вулканизма. Выделяются Левокедонский, Верхнекедонский, Некучанский, Молькатский и Право-Омолонский разломы. Названные разломы представлены зонами концентрации сбросо- и взбросо-сдвигов, определивших блоковое, иногда «клавишное» строение. Они трассируются

цепочками малых тел и даек кедонского, булунского и викторианского интрузивных комплексов. Отмечается их важная рудоконтролирующая роль.

Левokedонский разлом в среднепалеозойский этап являлся разделом фаций палеозойских вулканогенных образований (Симаков, Шевченко, 1974) и контролировал размещение экструзий риолитов. В поздне меловую эпоху он был подновлен, возникла серия субпараллельных разрывных нарушений, трассируемых свитами малых тел и даек диоритов и диорит-порфиритов викторианского комплекса.

Верхнекедонский разлом рассматривался И. Ю. Габаком (1980 г.) как важное синвулканическое нарушение, определившее, с одной стороны, разделение фациальных районов кедонского вулканизма, а с другой – контроль субвулканических и экструзивных образований. Его зона шириной до 10 км составлена из крупных кулисообразно расположенных нарушений, контролирующих расположение горстовидных блоков фундамента, девонских вулканоструктур и проявлений мелового магматизма.

Некучанский разлом длиной около 70 км образует тектоническую зону шириной 5–6 км. Для нарушений зоны разлома характерны взбросо-сдвиговые перемещения с амплитудами в первые сотни метров.

Молькатский разлом прослеживается на 60 км из бассейна р. Ольдяни до верховьев руч. Верхний Биркачан. Он представлен серией круто падающих сбросов, сконцентрированных в зоне шириной 6–7 км. Амплитуды смещения по сбросам измеряются первыми сотнями метров. Отдельные нарушения сопровождаются зонами дробления пород шириной до 300 м, прямолинейными отрезками долин ручьев, уступами в рельефе.

Право-Омолонский разлом протягивается на 120 км вдоль правого борта долины верхнего течения р. Омолон. Заложение разлома произошло в среднем палеозое, но наиболее активно он проявил себя в мезозое, когда сформировались узкие грабены и горсты, внедрились интрузии и дайки мелового возраста, а его зона приобрела «клавишное» строение. Зона разлома состоит из ряда разномасштабных параллельных нарушений; краевой с северо-запада разлом известен под наименованием Грунтовского, он на значительном протяжении совпадает с долиной р. Омолон. Расстояния между отдельными нарушениями, разделяющими поднятые и погруженные блоки, изменяется от 0,5 до 5 км. Для зоны разлома отмечается существенная роль взбросо-сдвиговых и надвиговых дислокаций, возникших при левостороннем сдвиге. Местами архейские метаморфические образования надвинуты на средне- и верхнепалеозойские толщи. Вертикальные амплитуды по разломам изменяются от первых сотен метров до 1 км, горизонтальные перемещения могут достигать нескольких километров. Один из крупных взбросо-надвигов прослежен в долине руч. Кубака. В районе месторождения Кубака он пересечен скважиной на глубине 45 м, где представлен зоной милонитизированных пород шириной до 5 м, сместитель нарушения наклонен на юго-восток под углами 45–55°, по нему архейские метаморфиты надвинуты на углисто-глинистые сланцы раннего карбона.

В пределах Ауланджинской зоны большее значение приобретают складчатые структуры; среди разрывных нарушений преобладают элементы северо-восточного

простирается. Одним из крупнейших нарушений подобного типа является *Дручакский разлом*, на большом протяжении следующий вдоль долины р. Бол. Авландя. Разлом характеризуется довольно длительной историей развития, особенно отчетливой для позднепалеозойского этапа, когда он служил границей Малоавландинской и Арманджинской структурно-формационных подзон. Сместитель разлома большей частью скрыт под рыхлыми осадками долины реки, его северный фланг в пределах Ауланджинского выступа фундамента четко проявлен цепочкой аномалий магнитного поля. По соотношению структурных элементов на крыльях разлома предполагается его сбросо-сдвиговый кинематический тип. Относительно опущено, очевидно, его восточное крыло, а смещение оси намской синклинали и мелких надвигов указывает на лево-боковые перемещения с амплитудой 1–3 км.

Помимо охарактеризованных разломов, существует большое количество более мелких разрывных нарушений различных кинематических типов: по направлению одни из них подчинены системам рассмотренных более крупных нарушений, отражая блоковую делимость высших порядков, другие являются составляющими и опережающими элементами широких разрывных зон.

Глава 3. ГЕОЛОГИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

К раннепалеозойским образованиям территории принадлежат обнажающиеся фрагментарно нижне-среднеордовикские терригенно-карбонатные отложения и отдельные массивы раннепалеозойских анамандыканского и абкитского комплексов (рис. 3.1). Указанные образования являются элементами единого со средне-верхнерифейскими отложениями нижнего структурного яруса чехла Омолонского массива.

3.1. Раннепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс

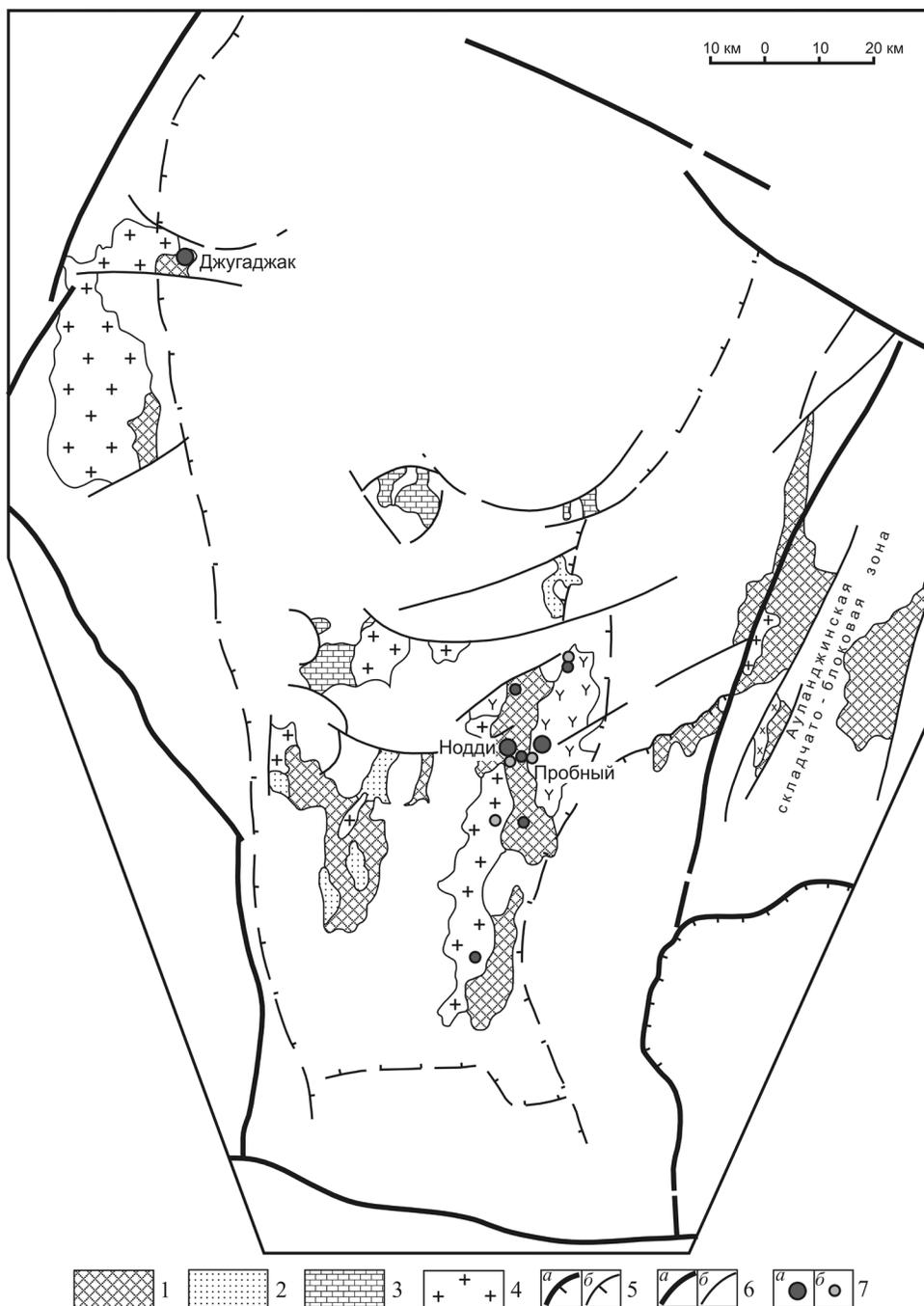
Нижне-среднеордовикские отложения вскрываются в основном в ядрах интрузивно-купольных поднятий (Ущельнинское, Верхнебродненское, Правобургалинское), контакты с подстилающими образованиями, как правило, не наблюдались. Отложения относятся к Омолонской структурно-формационной области (рис. 3.2), в соответствии с особенностями состава и строения толщ в контурах территории могут быть выделены Кедонская и Моланджинская зоны (Орадовская, 1997). Кроме того, предлагается выделение Ауланджинской зоны, отличающейся редуцированным типом разреза отложений (Гагиев и др., 2000). М. М. Орадовской (1997) в составе ордовикских отложений выделены раннеордовикские инаньинский и хитинский, а в составе среднеордовикских отложений – эльгенчакский и лачугский горизонты (рис. 3.3).

В *Кедонской структурно-формационной зоне* нижнеордовикские отложения представлены ущельнинской и чекской свитами, среднеордовикские – нарзанской.

Ущельнинская свита ($O_1\mu\delta$) обнажается в бассейнах рр. Лев. Кедон и Прав. Бургали. В основании вскрывающегося разреза свиты располагается пачка доломитов, которая может соответствовать кембрийской нельганской свите, распространенной севернее. Ущельнинская свита отличается выдержанным составом: в низах преобладают доломиты, сменяющиеся выше по разрезу пестроцветными известняками, алевролитами и песчаниками. Мощность свиты 250–300 м. Присутствие остатков брахиопод *Nanorthis* aff. *hamburgensis* (Wal.), *Arheoorthis melita* (H. et Wh.), трилобитов *Apatoccephalus* sp., *Nyaya* sp. и конодонтов *Cordylodus* cf. *proavus* Mull и др. определяет раннетремадокский возраст свиты, примерное соответствие ее инаньинскому горизонту.

Чекская свита ($O_1\check{c}k$) распространена только в бассейне р. Прав. Бургали, она сложена пестроцветными глинистыми, алевроитовыми и органогенно-обломочными известняками с прослоями зеленовато-серых глинисто-сланцев, мощность свиты не менее 150 м. По находкам брахиопод *Angarella plana* Kol., *Anomalorthis? dualis* Orad., гастропод *Archinacella* aff. *rotunda* Ul. et Sc., а также стратиграфической позиции свита в целом отвечает хитинскому горизонту, возраст ее ограничивается интервалом от позднего тремадока до аренигского века (включительно).

Нарзанская свита (O_2nr) залегает согласно на чекской (бассейн р. Прав. Бургали) либо с размывом и стратиграфическим несогласием на ущельнинской (р. Лев. Кедон) свите.



Горячев Н. А., Кашина Н. С., редактирование, электронная версия, СВКНИИ ДВО РАН, 2007 г.

Рис. 3.1. Раннепалеозойские образования в структуре южной части Омолонского массива: 1 – выступы архея; 2 – породы рифейского возраста; 3 – образования раннего палеозоя; 4 – интрузивы гранитного состава; 5 – надвиги: а – главные, б – второстепенные; 6 – разломы: а – главные, б – второстепенные; 7 – проявления рудной минерализации: а – золотой, б – молибденовой

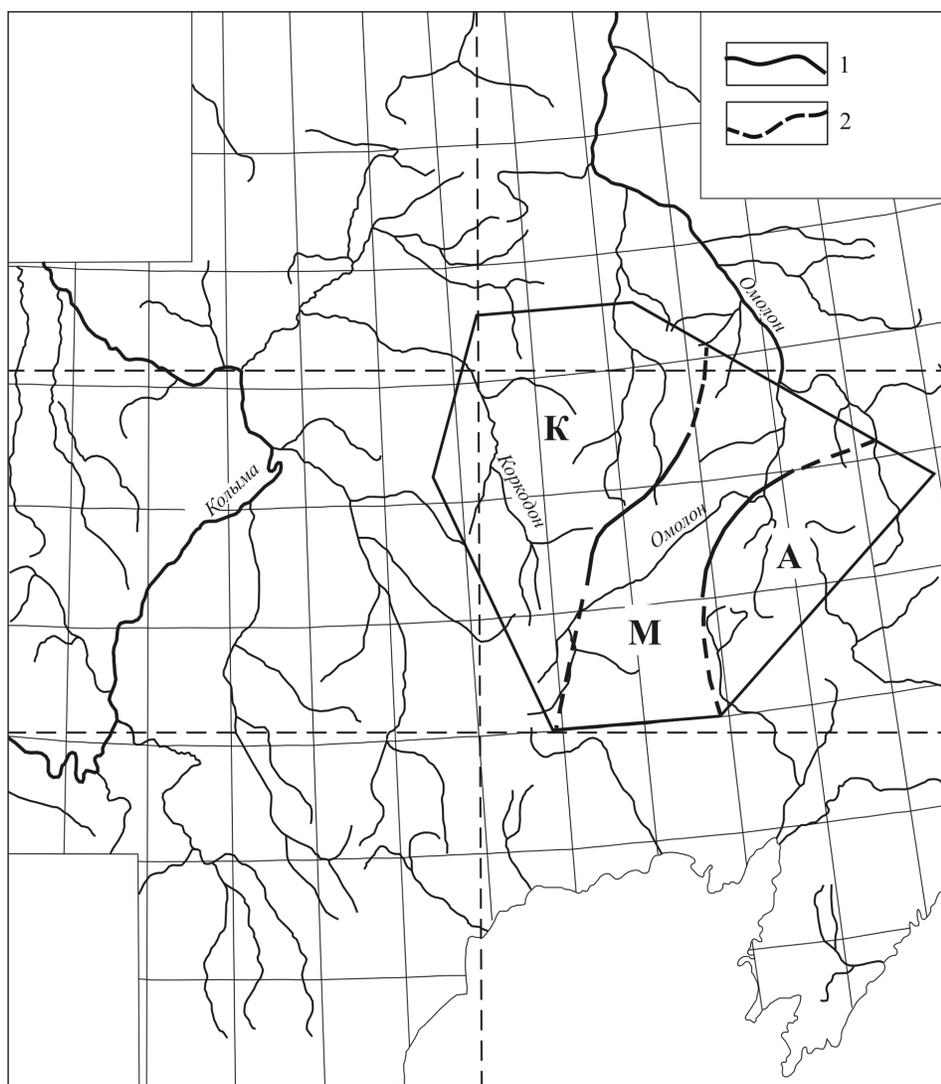


Рис. 3.2. Структурно-формационное районирование юга Омолонского массива для ордовикского периода. Структурно-формационные зоны: К – Кедонская, М – Моланджинская, А – Ауланджинская. 1 – границы САР; 2 – границы СФ подзон

Она имеет двучленное строение: нижняя часть (50–100 м) сложена пестроцветными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с пластами и линзами гравелитов и конгломератов, верхняя (150–450 м) – конгломератами с линзами гравелитов и песчаников. Мощность свиты возрастает в восточном направлении от 200–250 до 500 м. В цементе конгломератов обнаружены брахиоподы *Nathorthites cf. delicatula* Ul. et Coop., гастроподы *Pararaphistoma* sp., брахиоподы *Tetralobula aff. imbricata strelocensis* Orad., *Angarella* sp. и др., что определяет ее лланвирнско-раннеландельский возраст и принадлежность к эльгенчакскому и лачугскому горизонтам.

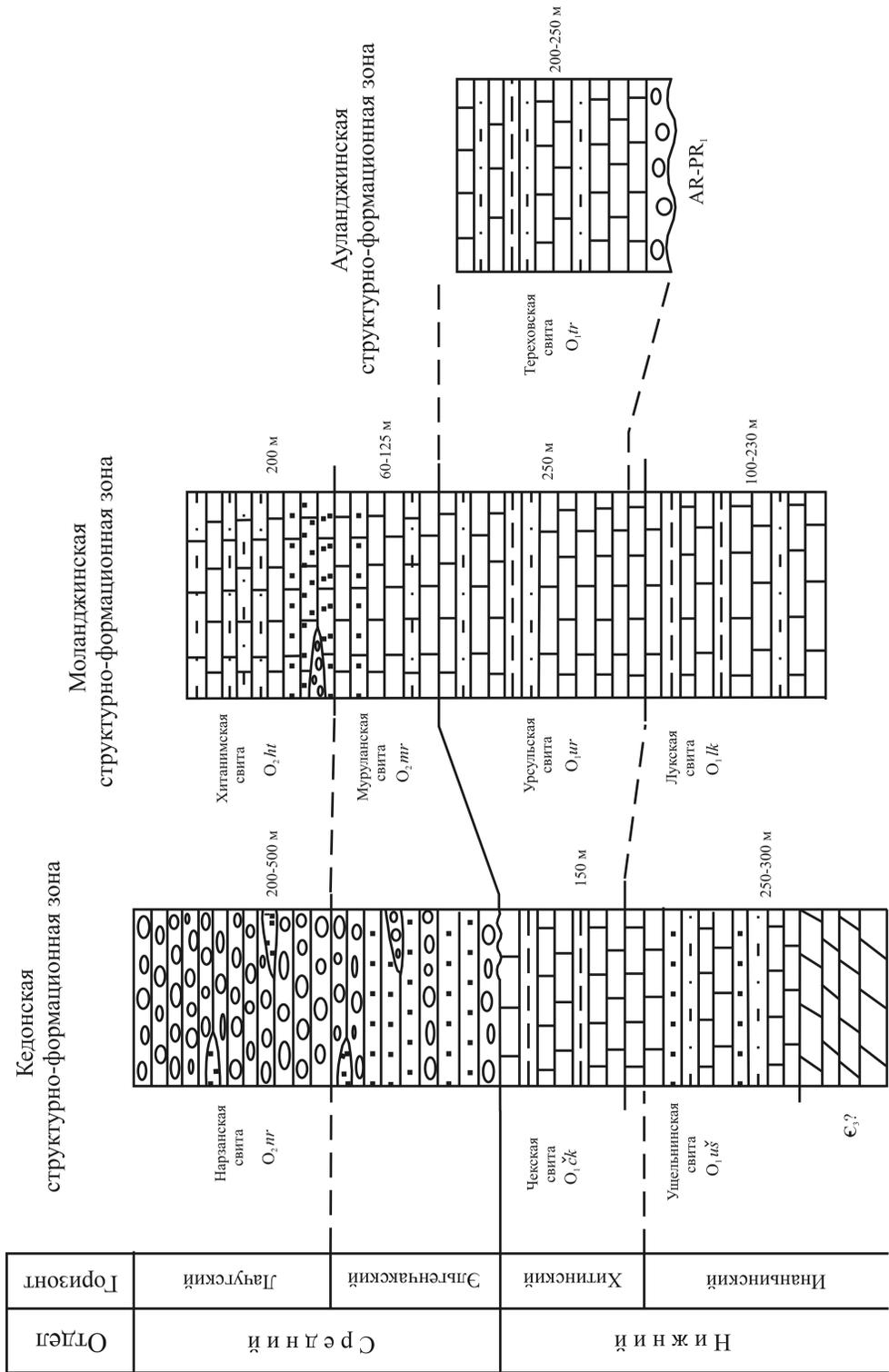


Рис. 3.3. Сопоставление разрезов ордовикских отложений юга Омолонской структурно-формационной области

Моланджинская структурно-формационная зона характеризуется наиболее полным разрезом отложений, подразделенным на нижнеордовикские лукскую и урскульскую, среднеордовикские муруланскую и хитанинскую свиты. Разобщенные площади распространения отложений находятся в бассейне р. Русская-Коркодонская и за пределами территории, в бассейне р. Моланджа.

Лукская свита (O_1lk) со стратиграфическим перерывом залегает на подстилающих рифейских отложениях, образована преобладающими серыми обычно алевритовыми, реже пелитоморфными известняками с прослоями доломитов, известково-слоистых алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты на территории 100–230 м. По данным М. М. Орадовской, комплекс брахиопод, состоящий из *Apheoorthis ocha* (Wal.), *Aph. melita* (Hall et Wh.), *Tetralobula korkodonensis* Orad., *Syntrophopsis minor* Ul. et Coop., определяет инаньинский горизонт и тремадокский возраст отложений. Не исключено, что нижняя часть свиты может включать позднекембрийские слои.

Урскульская свита (O_1ur) согласно, с постепенным переходом наращивает разрез нижнеордовикских отложений, представлена пестроцветными известняками, в том числе детритовыми и комковатыми, а также глинистыми, алевритистыми и песчанистыми разновидностями. В нижней части стратона изредка встречаются доломиты, в верхней – известняки чередуются с алевролитами, мергелями и сланцами. Мощность свиты 250 м. Собранные в породах свиты остатки брахиопод *Angarella plana* Kol., *Omolonia korolkovi* Orad., *Polytoechia planodorsata kolymica* Orad. указывают на принадлежность к аренигскому ярусу. Конодонты, обнаруженные в нижней части разреза свиты, *Teriodontus nakamurai* (Nod.), *Cordylodus proavus* Mull., *C. angulatus* Pand., характеризуют зону *Cordilodus angulatus* средней части нижнего тремадока (Gagiev, 1995). Свита отвечает хитинскому горизонту, а ее возрастной диапазон охватывает часть тремадокского века и аренигский век раннего ордовика.

Муруланская свита (O_2mr) согласно перекрывает урскульскую, сложена разнообразными пестроцветными известняками, присутствуют известковистые алевролиты и иногда известковые песчаники. Мощность свиты увеличивается в северо-восточном направлении от 60 до 125 м. Возраст свиты определяется как лланвирнский по находкам брахиопод *Notortis delicatula* Ul. et Coop. и гастропод *Tropidodiscus* cf. *pussilus* Per. и др., свита относится к эльгенчакскому горизонту среднего ордовика.

Хитанинская свита (O_2ht) залегает согласно на муруланской. Образована пестроцветными известковистыми песчаниками и алевролитами с пластами доломитизированных известняков с неопределимыми микрофитолитами, присутствуют пласты мергелей и линзы мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты около 200 м. Свита относится к лачугскому горизонту (Орадовская, 1997). Принимается раннелландейловский возраст.

Ауланджинская структурно-формационная зона представлена сравнительно мало-мощной карбонатной толщей, выделенной М. Х. Гагиевым в нижнеордовикскую тереховскую свиту (Гагиев и др., 2000).

Тереховская свита (O_1tr) залегает с отчетливым стратиграфическим и угловым несогласием на докембрийских метаморфических образованиях с базальными конгло-

мератами (20 м) в основании. Выше залегают брекчие- или конгломератовидные известняки, мраморовидные известняки и зеленоцветные туфоалевролиты и кремнеаргиллиты с линзами известняков. Суммарная, но неполная мощность свиты оценивается в 225–250 м. Позднетремадокско-раннеаренигский возраст свиты основывается на единичных находках брахиопод *Finkelburgia sp. indet.* и богатых комплексах конодонтов *Protopanderodus incostans* (Br. et M.), *Scolopodus cf. rex* Lind., *Policostatus falsionetoensis* (Z. et Van.) и др. Свита сопоставляется с нижнеордовикским хитинским горизонтом.

Нижне-среднеордовикские осадочные толщи Омолонского массива, вскрывающиеся в отдельных пунктах, в низах сложены известняками, доломитами и сланцами, а в верхах (средний ордовик) – красноцветными песчаниками, мергелями, конгломератами. Они составляют пестроцветную терригенно-карбонатную формацию регрессивного характера мощностью не более 800 м в пределах описываемой территории, постепенно увеличивающуюся в Намындыкано-Моланджинской зоне до 2400 м.

Ордовикские толщи слагают также небольшие по площади выступы, эрозионные окна среди вулканитов среднепалеозойской кедонской серии. Верхнебродненское интрузивно-купольное поднятие расположено в междуречье Русская-Коркодонская и Бродная. Структурный каркас поднятия и его ограничения представлены разломами разных направлений. Ордовикские толщи поднятия дислоцированы в относительно простые складки субширотного простирания шириной 1–3 км с углами падения пород на крыльях 5–20, редко до 40°.

3.2. Магматизм раннего палеозоя

Раннепалеозойский магматизм на юге Омолонского массива проявился формированием крупных плутонов, сложенных пестрой гаммой пород от диоритов и монцодиоритов до гранитов и нефелиновых сиенитов. В целом они характеризуются повышенной щелочностью. По составу и времени формирования отчетливо выделяются два интрузивных комплекса: Анмандыканский и Абкитский.

Анмандыканский комплекс кварцевых нордмаркитов – нефелиновых сиенитов (Pz_1an) выделен А. П. Шпетным (1975), объединяет раннепалеозойские плутоны щелочного состава, выходы которых тяготеют к зоне Коаргычанского глубинного разлома. Петротипом комплекса является Анмандыканский массив, кроме него к анмандыканскому комплексу принадлежат массивы Молькаты, Ольдянинский и ряд более мелких интрузивов. Рамой для пород комплекса являются архейские метаморфиты и рифейские осадочные породы. Становление комплекса происходило в три фазы. Состав и их взаимоотношения ярко проявлены в петротипе.

Анмандыканский массив описан многими исследователями (Биркис, 1956 г.; Шпетный, 1975). Начало исследований интрузива было положено Б. А. и Л. А. Снятковыми в 1938 г., а продолжено А. П. Биркис и И. М. Сперанской в 1956 г.

Массив имеет в плане грубоовальную форму с довольно неровными краями, площадь его около 310 км². Он вытянут в меридиональном направлении на 37 км, при ши-

рине до 10–13 км. По геофизическим данным массив имеет мощность около 7 км, в южной части контакт полого погружается под массив. Эрозионный срез массива превышает 1 км, а в западной части – 2 км.

Магнитное поле массива дифференцированное. Краевые части, образованные сиенитами, характеризуются положительными значениями (до 20 мЭ), центральная часть массива, сложенная более кислыми разностями, – нулевыми и слабоотрицательными значениями. В гравиметрическом поле плутону соответствует отрицательная аномалия овальной формы. В поле АГСМ он выделяется повышенными калиевыми аномалиями (до 8,5%), нефелиновым сиенитам третьей фазы отвечают аномально высокие значения тория (14–40510⁻⁴%).

В западном и южном обрамлении интрузив имеет рвущие контакты с гранито-гнейсовым комплексом архея, на севере прорывает рифейские породы, а на востоке перекрывается среднепалеозойскими вулканитами кедонской серии, в центральной части – карбонатными породами перми. Наблюдалось налегание вулканитов кедонской серии на слабо наклоненную размытую поверхность интрузива (Биркис, 1956 г.).

Внедрение массива вызвало контактовые изменения – фенитизацию по породам рифея, выразившуюся в появлении вторичных уралитовых роговых обманок, иногда натрового тремолита, зеленовато-бурого мелкочешуйчатого биотита. Также широко проявлена фельдшпатизация и альбитизация пород. Полоса контактовых изменений зависит от состава вмещающих пород. В архейских гнейсах она обычно невелика, не превышает нескольких сотен метров, в рифейских образованиях достигает 1 км. В эндоконтактных частях сиениты нередко альбитизированы и фельдшпатизированы.

К первой фазе относятся сиениты, монцониты, щелочные сиениты (меланократовые – тенсбергиты), кварцевые сиениты, олигоклазовые и кварцевые нордмаркиты до умеренно-щелочных двуполевошпатовых гранитов. Вторая представлена лейкократовыми щелочными и апонелефиновыми сиенитами, к жильной фации относятся жилы сиенит-аплитов и бостонитов. Третью фазу составляют слюдяные нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты. Взаимоотношения первой и второй фаз наблюдались в коренных обрывах р. Русская-Омолонская большинством исследователей. Пересечение дайковыми телами нефелиновых сиенитов третьей фазы пород двух первых фаз установлено в бассейне руч. Экал.

Массив имеет концентрически зональное строение: центральная часть массива сложена лейко- и плагиогранитами, олигоклазовыми и кварцевыми нордмаркитами, кайма шириной от 2 до 7 км – сиенитами, до монцонитов, щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами повышенной щелочности, а самая периферия на западе массива – эндоконтактная оторочка (200–800 м), представленная тенсбергитами и щелочными лейкократовыми сиенитами – пуласкитами второй фазы комплекса. Аналогичная «оторочка» наблюдается и вдоль южного и северного контактов массива.

Это грубозональное строение массива осложняется частым чередованием на небольших расстояниях разностей пород сиенитового ряда, отличающихся друг от друга либо величиной зерна, либо соотношением лейкократовой и меланократовой частей породы или комбинациями цветных минералов. Отмечаются шпировые обособления

меланократовых разностей, нередко придающие породе крупнопятнистый, трахитоидный и гнейсоватый облик. Характерной особенностью является наличие в эндоконтактной зоне массива участков, насыщенных скиалитами архейских пород, представленных кварц-полевошпатовыми гнейсами, размеры которых обычно невелики, но в отдельных случаях (правый борт руч. Выстрел) они достигают нескольких десятков метров в длину. Вытянуты скиалиты согласно полосчатости вмещающих сиенитов. Среди дайковых образований массива известны маломощные и непротяженные извилистой формы жилы сиенит-пегматитов (микроклинитов) и сиенит-аплитов второй фазы.

Нефелиновые биотитовые и биотитово-эгириновые сиениты третьей фазы образуют небольшие по размерам (менее 1 км², редко до 2 км²) линзо- и дайкообразные тела среди пород ранних фаз. Большая часть выходов этих пород приурочена к южной части массива. В северной его части встречено несколько выходов мусковитизированных апонифелиновых сиенитов, являющихся глубоко измененными постагматическими процессами первично нефелиновыми породами.

Практически все исследователи отмечают наличие первичной полосчатости в сиенитах, обусловленной послойным чередованием относительно меланократовых и лейкократовых пород, а также полосчато-параллельным расположением минералов. В южной части плутона преобладающая полосчатость имеет северо-восточное (30–40°) простирание и северо-западное под углами 70–90° падение, в западной части преимущественно субмеридиональное простирание полосчатости, в целом согласное контакту массива. Среди широко проявленной трещиноватости массива выделяется система ортогональных крутопадающих (70–90°) трещин, перпендикулярных или субпараллельных полосчатости, и система диагональных, относительно пологозалегающих (15–45°) трещин с преимущественным падением к северо-востоку или юго-западу. К последним нередко приурочены полевошпат-кварцевые, сульфидно-кварцевые, флюорит-кварцевые жилы и прожилки, несущие золотую, серебряную, медную и свинцово-цинковую минерализацию.

Массив Молькатский обнажается в бассейне одноименного ручья, в 5 км к западу от Анмандыканского плутона. Площадь выхода, имеющего треугольную форму, на дневную поверхность около 50 км². Массив находится в начальной стадии эрозии, не превышающей 500–700 м. В магнитном поле ему соответствует группа положительных аномалий.

В массиве Молькаты выделяются три фазы: 1-я фаза – мезократовые неравномернозернистые пятнисто-полосчатые щелочные сиениты, развитые вдоль южной и западной окраины плутона и занимающие около 10% его площади; 2-я фаза – красные лейкократовые апонифелиновые сиениты, составляющие около 85% плутона; 3-я фаза – сиренево-серые неравномернозернистые, атакситовые и среднезернистые массивные содалит-нефелиновые сиениты, образующие выходы в центральной части массива (5% площади); отличаются малой степенью измененности.

Для пород главной (первой) фазы характерно примерно равное соотношение между полевыми шпатами, и по минеральному составу они отвечают породам ряда монцодиорит – монцонит – кварцевый монцонит – адамеллит. В то же время по химическо-

му составу они попадают в поля сиенитов – кварцевых сиенитов – щелочных гранитов. Отмечаемые местами мезократовые гранат-биотит-амфиболовые сиениты и щелочные сиениты-тенсбергиты – неравномернозернистые, такситовые, полосчатые породы. Структура пойкилитовая, порфиروبластовая. Минеральный состав: $70-90 \text{ Mi} + 5-22 \text{ Nb}_{42} + 5-10 \text{ Aug} + 5-10 \text{ Bt}_{46} + 1-9 \text{ Gr}_{100} + 0-8 \text{ Pl}_{8-26} + 0-2 \text{ Ne} + \text{Sf} + \text{Ort} + \text{Mt} + \text{Ap} + \text{Cr}$. Полевые шпаты представлены субпараллельными ориентированными таблицами микроклина с обильным (30–50%) количеством пертитов и небольшого количества олигоклаза № 26. Роговая обманка ксеноморфна, представлена феррогастингситом. Пироксен – зеленоватый эгирин-авгит. Ярко-бурый высокомагнезиальный и высокотитанистый биотит и темно-бурый гранат могут образовывать самостоятельные скопления в виде полос и линз. Темно-бурый, почти черный высокожелезистый гранат наблюдается в виде точечных округлых зерен. Минеральный состав граната: $\text{And}_{54} \text{Gros}_{34} \text{Sp}_{12}$. Из аксессуарных широко развиты сфен и ярко-бурый зональный ортит, кроме того отмечаются магнетит, апатит, циркон.

По химическому составу породы соответствуют щелочным и фельдшпатоидным сиенитам, характеризуются значительным содержанием щелочей и высокой глиноземистостью, принадлежат к калиевой серии.

Сиениты – среднезернистые породы с полосчатой (в краевых частях массивов) и массивной текстурой, гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, иногда пойкилитовой и порфиرويدной структурой. Размер зерен достигает 8 мм. Минеральный состав: калишпат – анортоклаз-микроклин (40–80%) с большим количеством пертитов (до 20%), плагиоклаз – олигоклаз (15–50%) с характерной концентрической или пятнистой зональностью (в центре – андезин, в краевой части – альбит-олигоклаз), амфибол (5–15%) – гастингсит, пироксен (до 5%) – субщелочной авгит, биотит (до 5%), кварц (до 5%). Аксессуарные: апатит, сфен, магнетит. По химическому составу породы отвечают весьма высокоглиноземистым сиенитам калиево-натриевой серии миаскитового типа ($K_a = 0,78-0,89$). Вторичные изменения представлены альбитизацией.

Кварцевые сиениты – средне-крупнозернистые породы с массивной, реже порфиرويدной текстурой и гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, реже пойкилитовой структурой. Минеральный состав: плагиоклаз № 10–13 (8–20%), микроклин и ортоклаз (55–75%), реже анортоклаз, кварц (4–20%), роговая обманка (до 5%), биотит (менее 5%), пироксен (субщелочной авгит) – менее 5%, сфен, рудный минерал – пирит, титаномагнетит до 2%.

Нордмаркиты отличаются от лейкократовых щелочных сиенитов (калишпат – 85–90%) более высоким содержанием кварца (10–20%) и более мелкозернистой структурой (0,2–2 мм). В кварцевых нордмаркитах – кварца (20–30%). По химизму близки крайне высокоглиноземистым щелочным граносиенитам калиево-натриевой серии.

Умеренно-щелочные граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурой, состоят из таблитчатых кристаллов плагиоклаза № 18–25 размером 1–7 мм – 20–60%, ортоклаза и микроклина – 20–50%, кварца – 25–30%, мусковита – до 1%. Вторичные изменения – слабая серицитизация.

Апонефелиновые лейкократовые щелочнополевошпатовые сиениты – массивные мелко-, средне- и крупнозернистые породы. Состоят из таблиц красного калиево-натриевого полевого шпата (решетчатый микроклин) и псевдоморфоз светлой слюды (мусковита-серицита) по нефелину. Встречаются неравномерно распределенные мелкие округлые зерна темно-бурого меланита. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами агпаитовой и пойкилитовой. Минеральный состав: 66–95 Mi + 5–35 Ne + 0–3 Gr + 0–1 Hb + 0–3 Bt + Mt + Sf + Php. **Пространства между кристаллами микроклина** выполнены скоплениями мусковитовых и серицитовых псевдоморфоз по нефелину, чешуйками биотита, зернами граната и магнетита. Аксессуары: магнетит, сфен, апатит и флюорит. По химическому составу породы соответствуют кварцевым сиенитам с аномально высокой щелочностью, глиноземистостью. Отмечаются ультракалиевые и калиево-натриевые разности.

Нефелиновые сиениты третьей фазы – среднезернистые, такситовые породы. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и агпаитовой. Модальный состав: 60–80 $Mi_{Or-75, Al-25}$ + 10–30 $Ne_{Ne-73, Ks-27}$ + 5 Gr_{Andr92} + 6 Sod + 2–10 Bt + 0–5 Aeg + Sf + Php. Калишпат представлен ортоклазом-альбитом, образует удлиненные субпараллельно ориентированные таблицы (2,5–3 мм). Биотит (преимущественно лепидомелан) – в виде зеленовато-бурых пластинок заполняет интерстиции. По химическому составу породы относятся к весьма высокоглиноземистым фельдшпатоидным сиенитам калиевой серии миаскитового ряда ($K_a = 0,75–1,00$).

Нормативные составы сиенитов в системе «нефелин – санидин – диопсид» выражаются формулой: щелочной сиенит – $Ne_8Ort_{76}Di_{16}$; апонефелиновый сиенит – $Ne_{2-5}Ort_{76}Di_0$; гранат-содалит-нефелиновый сиенит – $Ne_{31}Ort_{65}Di_4$. Все они на тройной диаграмме этой системы попадают в поле высоких температур и низких давлений, что свидетельствует о гипабиссальных условиях кристаллизации щелочной магмы.

Для сиенитовых пород первой фазы характерны повышенные концентрации стронция и свинца до 1,5 фона, в наиболее кислых разностях (кварцевые нордмаркиты, граниты) хрома (более 3 фонов), свинца (около 2 фонов). Повышенные концентрации золота и лития (до 1,5 фона) характерны для тенсбергитов и нефелиновых сиенитов третьей фазы.

Среди фенитов выделяются амфибол-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-амфибол-пироксеновые, биотит-гранат-ставролитовые, гранат-содалитовые. Структура гранобластовая, роговиковая, микропойкилитовая. До 50–70% объема породы составляет микроклин. Кроме него, практически постоянным минералом всех разновидностей фенитов является зеленовато-бурый гранат – меланит и биотит в количестве до 10–15%. В кордиеритовых фенитах количество кордиерита достигает 25–30%; в ставролитовых – ставролита – около 5%, в содалитовых – содалита – 10–15%, в амфиболовых фенитах – изумрудно-зеленой роговой обманки 5–10%. Постоянны также сфен, апатит, флюорит, карбонат, светлые слюды, эпидот, цеолиты.

Средневзвешенный состав массивов соответствует сиениту, исходный расплав которого должен был иметь очень высокую температуру. В связи с этим между вмещающими породами и магмой существовал значительный температурный градиент,

в результате чего на контакте возникал эффект термодиффузии, приведший к формированию мощных ореолов фенитизированных пород по отложениям рифея и концентрически зональному строению массивов. Исходя из структурно-текстурных особенностей пород, предполагаются мезо-гипабиссальные условия формирования массивов на глубинах, не превышающих 1,5–2 км. В интрузивах встречаются участки шириной до 15–25 м сильно измененных (карбонатизированных, мусковитизированных, окварцованных) сиенитов, в пределах которых породы интенсивно трещиноваты с зеркалами скольжения. Нередко к таким участкам приурочены маломощные, быстро выклинивающиеся кварцевые прожилки мощностью в несколько сантиметров, часто образующие густую сеть. Во внешней сиенитовой зоне Анмандыканского массива, особенно вдоль западного контакта, широко развиты полого залегающие сульфидно-кварцевые и сульфидно-флюорит-кварцевые жилы, несущие золото-сульфидную с серебром и теллуридами и медно-молибденовую минерализацию. Нефелиновые и апонефелиновые сиениты являются потенциальным глиноземистым сырьем.

Строение массива близкое к концентрическому, в его центре на площади 1,5–2 км² обнажаются серо-сиреневые среднезернистые нефелиновые сиениты третьей фазы. Вся остальная часть массива сложена красными лейкократовыми разномасштабными апонефелиновыми сиенитами с яркими голубоватыми или бутыльно-зелеными слюдястыми псевдоморфозами по нефелину, количество которых варьирует от первых процентов до 40–50% объема. Вдоль южной границы плутона прослеживается 200–250-метровая полоса мезократовых разномасштабных полосчатых щелочных сиенитов. На востоке массив прорывает докембрийские метаморфогенные образования. Контакты слабоизвилистые с погружением в сторону вмещающих пород. Возможно, на глубине он образует единое целое с Анмандыканским массивом, на юге он рассечен гранитоидами абкитского комплекса.

Концентрическую структуру массива подчеркивают ленточные полосы фенитов, прекрасно выделяющиеся на местности благодаря белесой окраске пород. Несмотря на разный минеральный состав (содалитовые, гранат-роговообманковые, гранат-ставролитовые и др.), фениты, как правило, сохраняют облик осадочных пород: тонкозернистые, с параллельной и криволинейной слоистостью. Меланократовые фениты редки и представлены биотит-роговообманковыми кристаллосланцами, в которых полевой шпат – микроклин. Вместе с ними встречаются фиштакково-зеленые яшмоиды с прослоями и линзами гранатовых микроклинитов, а также массивные белые и кремовые мрамора и белые сливные кварциты. Наличие мраморов, яшмоидов и кварцитов прямо свидетельствует о том, что фениты развиваются по осадочным рифейским породам.

Для установления возраста комплекса имеются геологические данные и определения изотопного возраста. Массивы щелочных пород прорывают и метаморфизуют докембрийские образования и перекрываются вулканогенными образованиями кедонской серии. В бассейне руч. Ущельный, по данным К. В. Симакова (1964 г.), интрузивы комплекса перекрываются среднеордовикской нарзанской свитой. По руч. Молькаты в базальных туфобрекчиях кедонской серии содержатся обломки щелоч-

ных пород (Биркис, 1956 г.) – серицитизированные нефелиновые сиениты, мелкозернистые сиениты. В нижнем течении этого ручья щелочные сиениты прорываются гранитоидами абкитского комплекса. По данным А. В. Чайцына (1989 г.), изотопный возраст пород комплекса, определенный К-Аг методом по полевым шпатам, – 312–376 млн лет, по темноцветным минералам – 395–428 млн лет. Для Анмандыканского массива Т. Б. Русаковой (1990 г.) Rb-Sr методом (табл. 3.1) получена дата 537 ± 27 млн лет, $Sr_0 = 07062$.

Таблица 3.1

Данные Rb-Sr анализа сиенитов Анмандыканского массива (первая фаза)

№ пробы	Rb ⁸⁷ , мкг/г	Sr ⁸⁶ , мкг/г	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶
321-1	15,09	196,3	0,07687	0,7771
293	15,45	147,3	0,1049	0,7066
6147	24,10	131,3	0,1836	0,7073
287	22,01	114,5	0,1922	0,7074
5356	31,18	89,13	0,3498	0,7096
320-1	41,09	19,70	2,086	0,7221

Примечание. Аналитик А. Д. Люскин, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Абкитский комплекс гранодиорит-гранитовый (PZ₁ab) представляют крупные гранитоидные массивы Абкитский, Коаргычанский, Бродненский, Орлиный и ряд более мелких интрузий. Комплекс выделен А. П. Шпетным (1966 г.), его петротипом является Абкитский плутон, обнажающийся в ядре Абкитского поднятия.

В составе комплекса изучены следующие фазы и фации: первая (главная) фаза представлена биотит-роговообманковыми гранодиоритами ($\gamma\delta_1$) с эндоконтактной фацией биотит-роговообманковых, роговообманковых кварцевых диоритов ($q\delta_1$); вторая фаза дополнительных интрузий включает мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты (γ_2) и умеренно-щелочные двуполевошпатовые граниты ($\epsilon\gamma_2$); третья фаза – небольшие тела и дайки лейкогранитов ($l\gamma_3$), гранит-аплитов (γ'_1) и пегматитов.

Кварцевые диориты и гранодиориты первой фазы комплекса отличаются высокоаномальным положительным магнитным полем, граниты второй фазы – спокойным отрицательным магнитным полем и пониженными значениями поля силы тяжести. На карте радиогеохимических ассоциаций они выделяются низкими концентрациями тория и умеренно-повышенными калия и урана.

Породы комплекса интродуцируют докембрийские метаморфические комплексы. Контакты с метаморфитами сложные заливообразные, нередко расплывчатые из-за интенсивной фельдшпатизации пород рамы. В краевых частях массивов нередко проявлен автометасоматоз, выраженный интенсивной фельдшпатизацией. Гетеробласты калиево-натриевого полевого шпата размером до 5 см распределены крайне неравномерно. С зонами калиево-натриевого бластеза нередко ассоциируют пегматитовые жилки небольшой мощности. Породы в зонах отличаются крупнозернистым строением и гранитным составом, появляются кристаллы дымчатого кварца. Ширина по-

добных зон, фиксируемых повышенными аномалиями калия (до 6%), достигает 2 км. Постинтрузивные изменения представлены многочисленными разнонаправленными зонами сосюритизации.

Абкитский плутон занимает центральную часть одноименного поднятия. Его площадь в современном эрозионном срезе составляет около 1000 км². Длинная ось массива втянута в субмеридиональном направлении на 57 км, ширина массива колеблется от первых километров до 25 км. Гранитоиды прорывают метаморфические породы докембрия и перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями кедонской серии с галькой гранитоидов в базальных слоях. В целом интрузив, представляющий собою куполообразный массив с прогнутой центральной частью и несколькими вершинами, наследует структуру дорифейского купола.

В составе Абкитского массива выделяются главная интрузивная фаза, разделенная на породы главной фации и фации эндоконтактов; фаза дополнительных интрузий и жильные тела и дайки аплитов, пегматитов.

Интрузивными породами первой (главной) фазы внедрения сложена основная часть Абкитского плутона. В ее составе преобладающими разностями магматических пород являются серые и розовато-серые среднезернистые, порфирировидные биотит-роговообманковые тоналиты и гранодиориты.

Минеральный состав, %: плагиоклаз – 40–60, кварц – 10–25, калиево-натриевый полевой шпат – 10–25, роговая обманка – 3–10, биотит – 1–10, акцессории – 1–2. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая.

Гранитоиды эндоконтактовой фации главной фазы внедрения отличаются пестротой состава и строения. Вдоль восточной границы Абкитского плутона развиты темно-серые кварцевые диорит-порфириты, мелкозернистые, пятнисто-полосчатые диоритогнейсы, кварцевые диориты и диориты.

Жилы аплитов и пегматитов встречаются в массиве повсеместно. Их мощность составляет первые сантиметры. Отмечаются единичные жилки мощностью 20 и 50 см.

Массив Коаргычанский приурочен к одноименному глубинному разлому и локализован в пределах одноименного горста. Площадь его выходов составляет около 500 км². Он вытянут почти на 50 км в субмеридиональном направлении, при ширине 8–10 км. Массив значительно эродирован (1–2 км), по геофизическим данным его основание находится на глубине 2–3 км. С востока и северо-запада гранитоиды массива перекрываются вулканитами кедонской серии и пересекаются многочисленными дайками и телами кедонского и булунского комплексов. В строении массива участвуют гранодиориты первой фазы, иногда фациально замещаемые кварцевыми монцонитами, не имеющими существенного распространения. Гранодиориты прорываются гранитами и умеренно-щелочными гранитами второй фазы, преобладающими в составе массива (примерно 80% объема). Среди гранитов распространены равномернозернистые (от мелко- до крупнозернистых), в эндоконтактах – порфирировидные разности. Лейкограниты третьей фазы образуют тела площадью не более 1 км² и немногочисленные дайки. Среди гранитов второй фазы отмечаются кварц-полевошпатовые пегматоидные образования жильной и гнездообразной формы, кварцевые, реже сульфидно-

кварцевые и флюорит-кварцевые жилы с повышенным содержанием золота (до 1 г/т) и молибдена. В магнитном поле массиву соответствуют отрицательные аномалии малой интенсивности, на фоне которых положительные аномалии отвечают выходам гранодиоритов первой фазы; в гравитационном поле – отрицательные аномалии. Отмечаются повышенные аномалии калия, трассирующие зоны повышенной калишпатизации северо-восточного простирания.

Массив Кедровый площадью 40 км² обнажается в бассейне р. Русская-Омолонская и также приурочен к зоне Коаргычанского разлома. Породы массива пересекают щелочные сиениты анмандыканского комплекса и докембрийские образования, а на правом берегу р. Русская перекрываются вулканитами кедонской серии. Массив прорван телами и дайками кедонского и конгинского комплексов. Сложен в основном гранитами второй фазы, нередко порфиroidными (в южной части). В восточной части присутствуют лейкограниты третьей фазы на площади менее 1 км².

Массив Бродненский вскрывается в верховьях р. Бродная на междуречье Русская-Омолонская. Представляет собой интрузивное тело сложной конфигурации, слабо вытянутое в субмеридиональном направлении. Площадь выхода на дневную поверхность около 110 км², под перекрывающими его палеозойскими и мезозойскими отложениями по геофизическим данным достигает 190 км². С северо-запада интрузив ограничен разломом, на востоке перекрыт полого залегающими эффузивами кедонской серии, на юге и севере – пермско-мезозойскими толщами. По геофизическим данным восточный контакт массива прямолинейный, крутопадающий к востоку, южный полого погружается на юг и юго-запад, северный извилистый, вероятно, с обратным падением. Глубина до нижней кромки в южной части массива составляет 3–3,5 км. На северо-восточном фланге интрузив прорывает архейские метаморфиты, по которым развивается интенсивная фельдшпатизация, до образования крупнопорфиroidных сиенитоидных пород, на северо-западном – ордовикские отложения, в экзоконтактовой зоне мраморизованные и смятые в мелкие складки. Сложен Бродненский массив преимущественно породами первой фазы: биотит-роговообманковыми средне-крупнозернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, фациально сменяющимися друг друга, иногда в прикровельных частях переходящими в диориты и кварцевые монзониты. В эндоконтактовых и апикальных частях отмечаются мелкозернистые и порфиroidные разновидности, проявлена гнейсоватость. Умеренно-щелочные граниты и граниты второй и лейкограниты третьей фаз образуют небольшие (до 0,5 км²) штокообразные тела внутри пород первой фазы и суммарно занимают не более 5% площади массива. Жильная фаза представлена редкими маломощными дайками аплитовидных гранитов и пегматитов.

Для пород первой фазы комплекса, представленных среднезернистыми порфиroidными биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, характерно значительное колебание в содержании биотита и роговой обманки – от равных количеств до почти полного исчезновения одного из минералов. Иногда содержатся ксенолиты мигматитов, амфиболитов, реже пород, близких к разновидностям эндоконтактовых фаций. Состав колеблется в следующих пределах: 40–80 Pl_{60–24} + 10–35 Or +

15–30 Q + 3–10 Hb_{44–47} + 1–10 Bt_{44–48} + Mt + Sf + Ort + Ap. Структура гипидиоморфно-зернистая, монцонитовая, гранулитовая, с элементами пойкилитовой, мirmekитовой, пегматитовой. Роговая обманка и плагиоклаз одинаково идиоморфны. Биотит ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, амфиболу и кварцу. Калишпат обычно заполняет межзерновые пространства и образует порфиробласты. Плагиоклаз № 30–40 (редко до № 60) в ядре и № 24–28 – в кайме. Для него характерны мirmekитовые вросстки в олигоклазовой кайме. Обыкновенная роговая обманка образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы (0,2–10 мм в длину), ориентирована субпараллельно. Биотит формирует крупные деформированные кристаллы, по которым развивается эпидот и пренит. Акцессорные минералы: сфен, магнетит, апатит, ортит, циркон. Химический состав пород главной фазы соответствует типоморфному гранодиориту и кварцевому диориту.

В гранитах и умеренно-щелочных гранитах второй фазы отмечается преобладание красного полевого шпата и серого полупрозрачного кварца. Последний определяет своеобразную пятнистую текстуру гранита. Модальный состав: 30–44 Pl_{4–25} + 26–45 Mi₈₅ + 27–39 Q + 1–5 Bt + 0–2 Hb₄₄ + Mt + Sf + Ort + Cr + Ap. Структура гипидиоморфно-зернистая, монцонитовая с элементами гранулитовой и пегматитовой. Идиоморфный плагиоклаз по составу отвечает альбиту-олигоклазу № 4–25. Крупные кристаллы калишпата (до 3 см) представлены груборешетчатым микроклином. Мелкие зерна биотита и роговой обманки обычно замещены хлоритом, эпидотом, лейкоксеном, карбонатом, магнетитом.

Лейкограниты третьей фазы обладают массивной текстурой при гипидиоморфно-зернистой и микропегматитовой структуре. В минеральном составе преобладают: плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 5–15 до 35–40%), микроклин – до 30–35% и кварц – до 30–35%.

Минеральный и химический составы гранитоидов комплекса варьируют в пределах диорит – тоналит – кварцевый монцонит – гранодиорит – гранит. Количество щелочей в породах повышенной основности остается на уровне гранитов (в пределах 8%) при преобладании Na₂O.

По текстурно-структурным особенностям можно предполагать, что формирование массивов происходило на глубине более 1,5 км.

Для гранодиоритов первой фазы характерны повышенные (до 2 фонов) концентрации олова, никеля и чуть меньше висмута, для гранитов второй фазы – золота, третьей фазы – свинца и молибдена (1,5 фона).

Раннепалеозойский возраст комплекса подтверждается тем, что его породы прорывают щелочные сиениты анмандыканского комплекса массива Молькаты, а аплитовидные и пегматитовые жилы Коаргычанского массива пересекаются дайками риолитов кедонской серии. Одновременно галька гранитов Коаргычанского массива отмечается в конгломератах кедонской серии. Нижняя возрастная граница определяется метаморфизмом ордовикских известняков гранитоидами Бродненского массива. Rb-Sr изотопное изохронное датирование гранитоидов Абкитского массива показало силурийский возраст (420±14 млн лет, В. С. Шульгина) и Коаргычанского плутона – 425±160 млн лет (табл. 3.2).

Аналитические данные по Rb-Sr изохронному датированию Коаргычанского плутона

№ пробы	Порода	Rb ⁸⁷ ±σ, г/г	Sr ⁸⁶ ±σ, г/г	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶ ±σ	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶ ±σ	Возраст, млн лет
1521/3	Гранодиорит	8,549	79,34	0,107	0,71055	425±160 Sr ₀ = 0,70993
1522/1	Кварцевый диорит	14,78	126,7	0,115	0,71051	
2123/6	Гранодиорит	17,33	127,6	0,134	0,71062	
2123/9	Гранит	19,59	105,8	0,183	0,71114	
2124/4	Гранит	18,18	49,76	0,361	0,71200	

Примечание. Большая ошибка обусловлена изотопной неоднородностью пород.

3.3. Структуры нижнего яруса чехла

Комплексы нижнего структурного яруса обычно обнажаются в изолированных блоках совместно с кристаллическими породами фундамента, участвуя в строении горстообразных выступов (Абкитский, Захаренковский, Коаргычанский, Ольдянинский и др.) или интрузивно-купольных поднятий (Верхнебродненское, Маякское и др.). Их внутреннее строение из-за незначительности выходов расшифровано слабо; обычно фиксируются моноклинали или фрагменты простых складок с углами падения пород от 20 до 40°, реже до 60°, часто нарушенные разломами. Одна из немногочисленных синклинальных складок в породах рифея закартирована в юго-восточной части Ольдянинского выступа в междуречье Ольдяни – Просторный. Она вытянута в субмеридиональном направлении на 10 км при максимальной ширине 3 км. Падение пород меняется от 20–40° на западном крыле до 65° на восточном. Складка нарушена многочисленными осложняющими ее продольными и поперечными сбросами. Брахиформные складки характерны и для ордовикских отложений в пределах магматогенного Ущельнинского выступа, где они чередуются с простыми линейными складками северо-восточного простирания. Углы падения пород на крыльях также не превышают 30–40°.

В ядерных частях обычно интрузивно-купольных поднятий наблюдаются раннепалеозойские интрузии и интродуцируемые ими породы фундамента. На крыльях таких поднятий чаще всего обнажаются в различной степени метаморфизованные отложения нижнего структурного яруса чехла.

Верхнебродненское интрузивно-купольное поднятие находится в междуречье Русская-Коркодонская и Бродная. В центральной части его обнажаются гранитоиды Бродненского интрузива с ксенолитами архейских метаморфитов. На западной и северо-западной периферии поднятия распространены породы ордовика и, незначительно, рифея. В восточной части поднятие перекрыто вулканитами среднего палеозоя, а в южной и северной – пермско-мезозойскими толщами. Структурный каркас поднятия, так же как и его ограничения, представлен разломами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания. Блоковая структура поднятия отчетливо проявлена в геофизических полях. В магнитном поле центральная часть его отображена изометричной высокомагнитной аномалией (гранодиориты и кварце-

вые диориты массива), краевые части окаймлены слабоотрицательным полем. В поле Δg поднятие выделяется гравитационным максимумом, центр которого несколько смещен к западу от ядерной части поднятия в поле развития ордовикских пород. По геофизическим данным можно предположить, что структура полого погружается на юг под Рускинскую грабен-синклиналь. Ордовикские терригенно-карбонатные толщи поднятия дислоцированы в относительно простые складки субширотного простирания с углами падения $5-20^\circ$, редко до 40° . Судя по фрагментам их выходов, ширина складок составляет 1–3 км.

Глава 4. ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В среднепалеозойский этап территория Омолонского массива была ареной интенсивных тектоно-магматических процессов, в результате которых на большей части территории сформировался окраинно-континентальный вулканический пояс, объединяющий площади накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ разнообразных формационных типов и мощностей (рис. 4.1). Среднепалеозойские толщи залегают с размывом на образованиях нижнего структурного яруса чехла и фундамента массива.

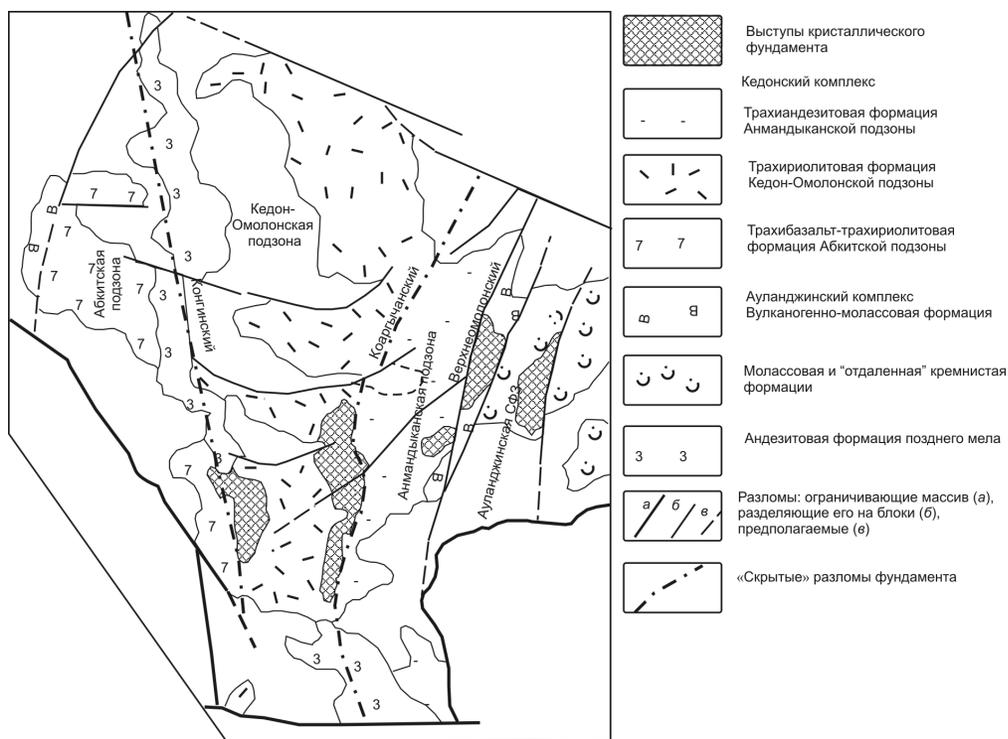


Рис. 4.1. Схема районирования южной части Омолонского массива в среднем палеозое, масштаб 1 : 2 500 000

Вулканические покровы совместно с комагматичными субвулканическими массивами образуют вулканические комплексы. Близкие по возрасту гипабиссальные интрузии выделены в три интрузивных комплекса, а совместно с вулканическими они составляют крупную вулкано-плутоническую ассоциацию – типоморфный элемент Омолонского массива.

4.1. Структурно-формационное районирование

Среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования Омолонского массива резко отличаются от одновозрастных отложений окру-

жающих структур и образуют Омолонскую структурно-формационную область (рис. 4.2).

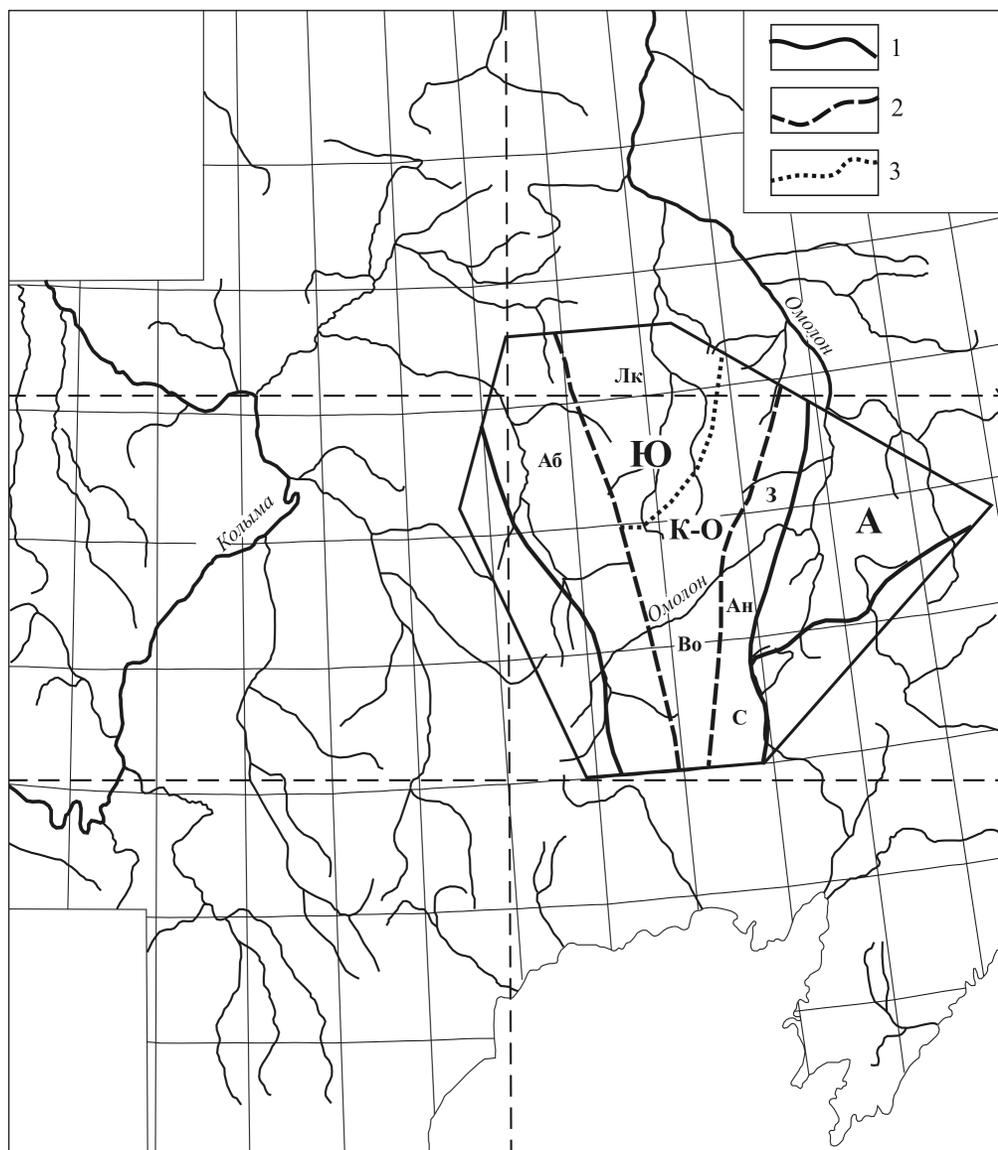


Рис. 4.2. Структурно-формационное районирование юга Омолонского массива для средне-палеозойского времени. Структурно-формационные зоны: Ю – Юагирская, А – Ауланджинская; подзоны: К-О – Кедон-Омолонская, Ан – Анмандыканская, Аб – Абкитская. Структурно-фациальные районы: Лк – Левокедонский, Во – Верхнеомолонский, С – Спокойнинский, З – Захаренковский. 1 – границы САР; 2 – границы СФ подзон; 3 – границы СФ районов

В пределах наиболее жесткой части массива – Юагирской глыбы в течение большей части девона и в начале карбона в субаэральных условиях накапливались преимущественно красноцветные вулканогенные толщи, обнажающиеся сейчас в трех

поднятиях – Кедонском (совместно с небольшим Абкитским), Рассошинском и Токур-Юряхском. Эти блоки, по-видимому, были разделены крупными разломами древнего заложения и различаются плотностью фундамента, обусловленной неоднородной степенью его гранитизации (Кошкарев, 1991). Каждое из поднятий отличается составом вулканитов и их характерным петрохимическим профилем. Следовательно, можно говорить о наличии продольной, по отношению к интерпретируемой окраине континента, зональности вулканического пояса (в современных координатах), связанной с различным составом субстрата (фундамента). В соответствии с этим выделяются Кедонская, Рассошинская и Токур-Юряхская структурно-формационные зоны (СФЗ). В юго-восточной части массива в пределах краевой Ауланджинской зоны осадконакопление начинается только в позднем девоне, где накапливаются морские преимущественно терригенные отложения суммарной мощностью до 2,5 км (Ауланджинская СФЗ).

Рамки монографии охватывают Кедонскую и Ауланджинскую СФЗ. Границей этих двух зон служил Верхне-Омолонский глубинный разлом.

В Кедонской СФЗ распространены девонско-раннекаменноугольные субаэральные красноцветные вулканогенные образования и, в меньшей степени, раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы. По закономерному изменению состава и петрохимическим особенностям вулканитов кедонского комплекса в пределах СФЗ с востока на запад выделяются Анмандыканская, Кедон-Омолонская и Абкитская структурно-формационные подзоны, границами которых служили достаточно крупные валообразные палеоподнятия над зонами глубинных разломов «скрытого» типа (см. рис. 2.1). План этих палеоструктур в значительной степени унаследован от древних (дорифейских) этапов, когда в результате палингенной калиевой гранитизации был сформирован гранито-гнейсовый купол с осложняющими его кровлю субмеридиональными валообразными поднятиями (Жуланова, 1990). На состав среднепалеозойских вулканитов влияли различные факторы, и, видимо, не в последнюю очередь состав и степень гранитизации фундамента массива, в пределах которого зарождались промежуточные магматические очаги (табл. 4.1).

Центральная часть поднятия (Кедон-Омолонская подзона), отличающаяся высокой степенью гранитизации фундамента, характеризуется развитием преимущественно кислого игнимбритового вулканизма, мощностью до 1,5–2,5 км (трахириолитовая, игнимбритовая формация). Петрофонд формации: игнимбриты трахириолитов, трахириодацитов – 35–45%, риолитов и риодацитов – 25–30%, трахидацитов, щелочных трахидацитов – 5–10%, игнимбриты и лавы кварцевых латитов, трахиандезитов, трахитов – 5–15%, туфы кислого состава и вулканогенно-осадочные породы – 10–20%. По химическому составу вулканиты Кедон-Омолонской подзоны принадлежат к известково-щелочной или умеренно-щелочной серии с калиево-натриевым типом щелочности. Кремнеземистость их колеблется от 57 до 80%.

В восточной части Кедонского поднятия, характеризующейся средней степенью гранитизации фундамента, выделяется Анмандыканская структурно-формационная подзона дифференцированного трахиандезит-трахидацит-риолитового вулканизма с существенной ролью (иногда преобладают) вулканитов среднего состава, мощностью 500–1400 м (трахиандезитовая формация).

Таблица 4.1

Средние составы магматических пород среднего палеозоя Омолонского массива

Комплекс	Сегм., зона	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	Кол-во анализов	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
		λ	74,77	0,19	12,49	2,11	0,06	0,54	0,91	2,60	4,28	0,05	0,92	1,21	69	86	206	6	120	3
	К	λ _с	70,33	0,28	14,39	2,91	0,08	0,59	1,08	3,40	4,44	0,08	1,19	1,54	66	96	315	14	198	7
		τ _с	65,03	0,45	15,67	4,48	0,09	1,27	2,60	3,90	3,54	0,15	1,29	2,30	91	67	722	12	154	4
		та	58,88	0,77	16,74	6,77	0,12	2,35	3,51	4,17	2,98	0,25	2,51	4,44	80	47	768	16	160	2
		таβ	54,59	0,95	17,51	8,18	0,16	3,20	5,02	4,18	2,26	0,36	2,03	2,41	19	34	319	24	214	10
		тβ	50,67	1,10	17,12	8,91	0,18	3,46	5,70	4,12	2,08	0,37	2,21	5,60	12					
		тλ	73,68	0,21	13,66		0,06	0,62	0,84	3,04	4,29	0,07	1,09	1,05	22					
		λ _с	70,75	0,34	14,75		0,08	0,91	1,25	3,52	4,22	0,09	1,56	1,76	6					
		τ _с	64,90	0,50	16,19	0,54	0,09	1,59	2,63	3,80	3,29	0,14	2,11	2,60	16	3	507	6	42	6
Кедонский, D ₁ -C ₁	Р	та	58,70	0,88	17,10	5,31	0,16	2,39	4,61	4,09	1,79	0,30	6,32	1,71	31	32	609	35	146	10
		аβ	55,37	0,90	17,68	5,85	0,18	3,48	6,43	3,32	1,26	0,28	1,28	1,14	35	31	711	38	156	11
	ТЮ	β	47,86	1,58	16,87	3,47	0,25	4,82	8,35	3,34	0,96	0,37	7,17	4,96	23	26	697	29	141	9
		тλ	75,66	0,18	12,47		0,04	0,42	0,28	2,64	5,41	0,06	1,00	0,81	44					
		тλ _с	69,37	0,37	15,01		0,08	0,76	0,90	4,21	4,44	0,11	1,44	1,78	19					
		τ _с	66,31	0,49	15,76		0,12	0,95	0,99	4,06	5,14	0,15	1,87	2,13	15					
		та	58,89	0,82	17,07		0,14	2,79	3,48	3,77	4,26	0,22	2,66	3,53	7					
		τ _с	65,18	0,43	16,39	3,54	0,06	0,73	1,68	5,10	4,37	0,14	1,60	1,93	4					
		таα	60,55	0,63	16,63	5,95	0,13	1,66	2,78	4,90	3,67	0,21	2,03	4,05	16	47	767	14	175	0
		таβ	52,81	1,23	16,64	9,01	0,18	5,32	3,57	4,61	2,65	0,61			1					
Ауланд- жинский, C ₁	А	таα	59,73	0,65	17,10	6,62	0,20	1,85	3,04	4,34	4,03	0,24	2,87	3,17	8					
		таβ	54,94	1,28	15,50		0,20	2,25	4,76	4,48	2,14	0,92	5,07	4,35	2					
	К	тβ	48,47	2,24	16,42	11,44	0,33	3,78	7,21	4,01	1,09	0,82	4,28	7,90	3	34	319	24	214	10
		тλ	74,71	0,16	13,41		0,04	0,28	0,49	3,05	5,10	0,57	0,98	0,90	9					
		λ _с	69,90	0,25	14,70		0,05	0,85	0,67	3,25	5,42	0,08	2,04	1,63	8					
		τ _с	66,84	0,33	15,48		0,07	0,85	1,22	3,36	5,70	0,10	2,25	1,81	7					
		та	57,30	0,85	17,75		0,11	2,74	1,76	5,02	3,97	0,29	2,40	4,89	3					
		тβ	51,10	1,09	16,80		0,20	0,20	2,80	5,40	0,80	0,30	3,90	5,80	2					
		НМ	λ _с	69,90	0,25	14,70		0,05	0,85	0,67	3,25	5,42	0,08	2,04	1,63	8				
			τ _с	66,84	0,33	15,48		0,07	0,85	1,22	3,36	5,70	0,10	2,25	1,81	7				
Моланд- жинский, D ₁₋₃	НМ	та	57,30	0,85	17,75		0,11	2,74	1,76	5,02	3,97	0,29	2,40	4,89	3					
		тβ	51,10	1,09	16,80		0,20	0,20	2,80	5,40	0,80	0,30	3,90	5,80	2					

Окончание табл. 4.1

1	К	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
		qđ	61,27	0,67	16,60	6,78	0,13	2,57	4,28	3,66	2,59	0,25	2,91	3,30	2	35	1090	14	116	1	
		γđ	66,02	0,46	15,75	4,17	0,11	1,40	2,72	4,09	3,50	0,16	1,83	2,49	3	55	1040	4	130	1	
		εγ	71,17	0,27	14,62	2,36	0,08	0,58	0,75	4,47	4,41	0,07	1,37	1,07	8	78	383	11	138	2	
		εγγ	73,74	0,20	13,78	1,60	0,07	0,31	0,57	3,99	4,53	0,03	0,51	0,75	6	77	168	9	132	2	
		δ	55,84	0,89	18,14	8,16	0,13	3,56	6,19	3,15	1,95	0,17	4,13	4,02	3						
		qđ	61,69	0,65	16,21	6,24	0,12	2,59	4,20	3,45	2,84	0,20	2,99	3,25	7						
		γđ	64,87	0,51	15,51	5,15	0,12	1,97	3,24	3,69	3,38	0,17	2,81	2,34	8						
		γ	70,75	0,22	14,70	2,86	0,11	1,16	1,85	3,91	3,19	0,06	1,67	1,19	3						
		εγγ	75,15	0,15	13,05	1,84	0,03	0,27	0,52	3,05	5,10	0,03	1,37	0,46	5						
1	ТЮ	γξ	67,79	0,42	14,77	3,87	0,06	0,70	1,23	3,52	6,55	0,11	1,34	2,53	3						
		εγ	69,01	0,22	14,71	3,24	0,11	0,96	0,91	4,05	5,07	0,09	1,89	1,35	2						
		εγγ	75,23	0,14	12,88	1,57	0,04	0,34	0,85	3,64	4,84	0,03	0,79	0,78	7						
		γξ	67,81	0,26	14,93	3,96		1,16	2,65	4,04	4,98	0,20			1						
1	НМ	εγ	70,22	0,31	15,19	2,60	0,08	0,64	1,77	4,45	3,46	0,14	1,39	1,21	1						
		εγγ	75,49	0,07	12,31	2,33	0,06	0,38	1,24	2,30	5,06	0,03	1,18	1,15	1						
		qц	63,02	0,54	15,48	5,32	0,10	2,10	3,04	3,93	4,06	0,16	2,52	2,54	8	57	1024	19	117	3	
		qđ	63,17	0,60	15,69	6,23	0,11	2,42	3,94	3,31	3,58	0,16	3,20	2,93	7	59	863	22	129	1	
1	К	γđ	66,06	0,45	15,27	4,43	0,08	1,55	2,61	3,75	3,78	0,15	2,32	2,03	29	59	718	8	171	2	
		εγ	69,69	0,29	15,08	2,93	0,08	0,74	1,44	4,15	4,12	0,09	1,69	1,19	4	92	182	13	137	2	
		γγ	75,32	0,13	13,11	1,48	0,04	0,25	0,67	3,41	4,18	0,03	0,79	0,92	6	97	224	7	107	1	
		qđ	63,31	0,50	15,80	5,36	0,11	1,98	3,01	3,71	3,49	0,16	2,66	2,56	4						
1	Р	γđ	65,37	0,46	16,04	5,04	0,13	1,75	2,61	3,61	3,59	0,12	2,65	1,95	7						
		εγ	70,21	0,24	15,07	2,83	0,07	1,07	1,28	3,69	3,88	0,06	2,24	0,59	2						
		qц	59,87	0,68	17,60	6,34	0,09	1,88	2,97	4,42	3,71	0,22	2,05	2,96	3						
		qξ	62,98	0,58	16,31	4,49	0,14	1,79	1,70	5,12	4,27	0,18	1,77	2,53	4						
1	К	γξ	65,95	0,51	16,20	3,75	0,11	0,98	0,90	5,01	4,62	0,13	2,15	1,63	3						
		qц	59,63	0,67	15,53	7,68	0,11	2,84	3,66	3,63	4,93	0,22	3,04	4,31	2						
		qξ	63,32	0,50	16,19	4,93	0,10	1,72	1,90	4,75	4,85	0,18	2,02	2,72	5	68	231	5	135	1	
		γξ	64,50	0,40	16,42	3,92	0,05	1,45	1,46	4,64	5,96	0,15	1,74	1,87	2	78	448	10	162	1	

Примечание. Сегменты и зоны Омолонского массива – Кедонский (К), Рассошнский (Р), Токур-Юряхский (ТЮ), Намандякано-Моланджинская (НМ), Ауланджинская (А).

Петрофонд формации: лавы и туфы трахиандезитов, кварцевых латитов – 25–40%, лавы, игнимбриты и туфы трахидацитов – 15–30%, лавы, игнимбриты и туфы риолитов, трахириолитов, трахириодацитов – 25–45%, трахиандезибазальты, латиты – 1–2%, вулканогенно-осадочные породы – 5–20%. По химическому составу вулканиды Анмандыканской подзоны значительно более контрастны, чем Кедон-Омолонской подзоны. Кремнеземистость их колеблется от 48 до 85%. Хотя преобладающее значение имеют вулканиды умеренно-щелочного ряда, но вместе с тем существенную роль играют породы нормального ряда. Они также широко различаются и по типу щелочности от натриевого до калиевого, с преобладанием калиево-натриевого, что в целом характерно для краевых зон жестких структур.

Юго-западная и западная части Кедонской СФЗ (в том числе Абкитское поднятие) характеризуются средней степенью гранитизации фундамента и отнесены к Абкитской подзоне с контрастным вулканизмом от трахибазальтового до трахириолитового и с существенной ролью в разрезе пирокластического материала, мощность пород от 400 до 1500 м (трахибазальт-трахириолитовая формация). Петрофонд формации: лавы и игнимбриты риолитов, риодацитов, дацитов и их умеренно-щелочных разновидностей – 30–40%, туфы кислого состава – 20–30%, андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты и трахибазальты – 20–30%, вулканогенно-осадочные породы – 5–15%. Кремнекислотность пород меняется от 50 до 78%, преобладает – 60–75%. Породы характеризуются умеренной щелочностью калиево-натриевого и калиевого типов.

При переходе от Анмандыканской через Кедон-Омолонскую к Абкитской подзоне для пород одного уровня кислотности наблюдается постепенное увеличение общей щелочности и калиевости. Такая закономерность характерна для вулканических поясов при переходе от их внутренних зон к внешним (рис. 4.3). Границей Анмандыканской и Кедон-Омолонской подзон служит выделенный В. Н. Егоровым «скрытый» Коргычанский разлом длительного развития, разграничивающий блоки фундамента с различной степенью гранитизации. В поле силы тяжести он выражен крупной гравитационной ступенью шириной 3–5 км общего субмеридионального, со сменой на северо-восточное, простирания. Граница Кедон-Омолонской и Абкитской подзон проходит по скрытому субмеридиональному Конгинскому разлому, вероятно, имеющему длительную историю развития и трассируемому интрузивными массивами различного возраста, в том числе и среднепалеозойского. Он также выражен гравитационной ступенью субмеридионального простирания.

В составе двух подзон Кедонской СФЗ в соответствии с контурами крупных вулканотектонических структур (вулканических полей) выделяются структурно-вулканические районы. В Анмандыканской подзоне обособляются Спокойнинский на юге и Захаренковский на севере районы, охватывающие одноименные соответственно грабен и депрессию. В Кедон-Омолонской подзоне выделяются Верхнеомолонский район, по-видимому, также отвечающий грабенообразной структуре, и Ловкедонский район, приуроченный к центральной части крупной Кедонской вулканотектонической депрессии.

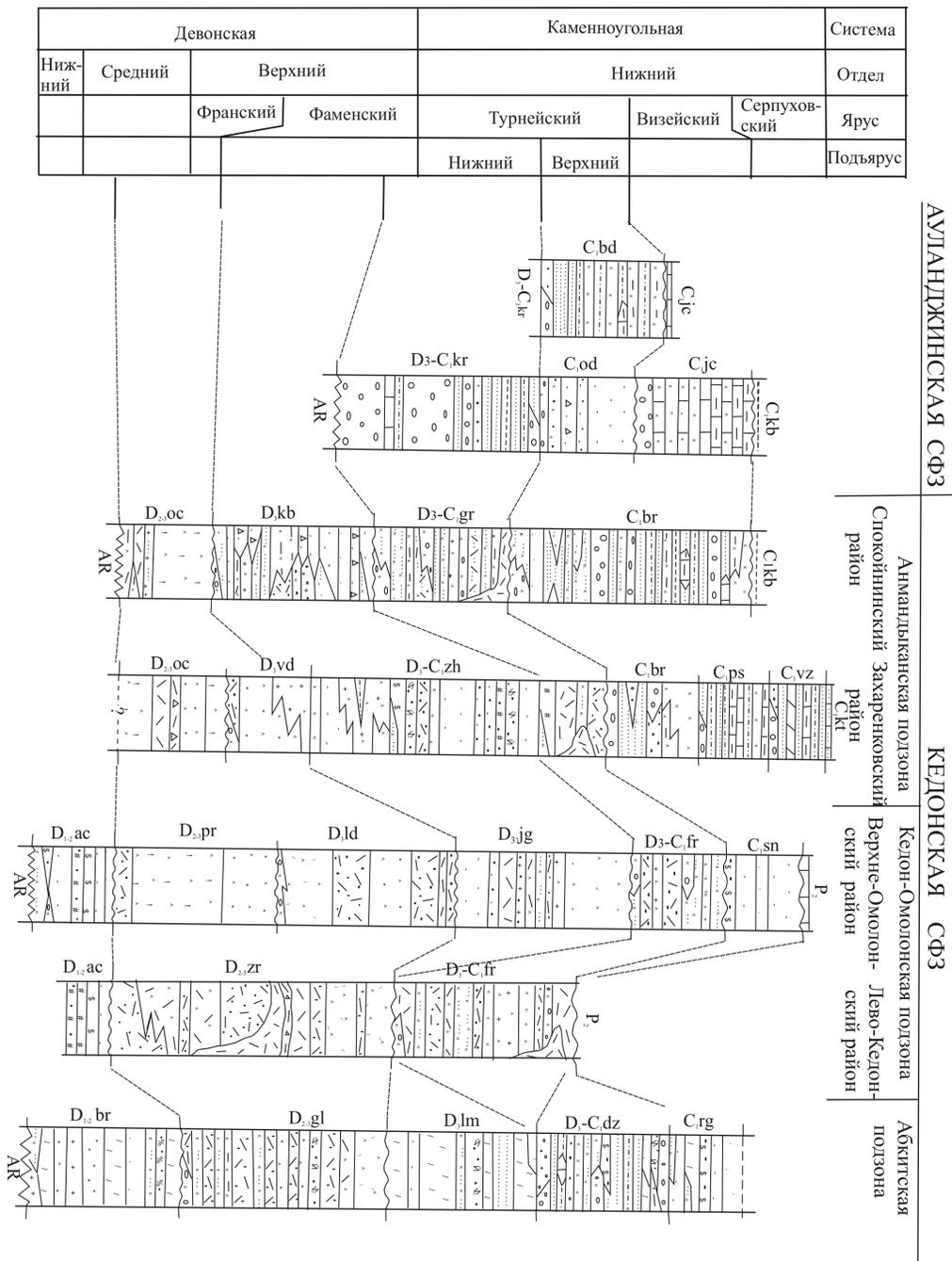


Рис. 4.3. Схема корреляции разрезов среднепалеозойских отложений

Начиная с раннего карбона Ауланджинская СФЗ расчленяется на Малоауланджинскую и Арманджинскую подзоны, различающиеся литологическим составом и мощностью отложений (рис. 4.4).

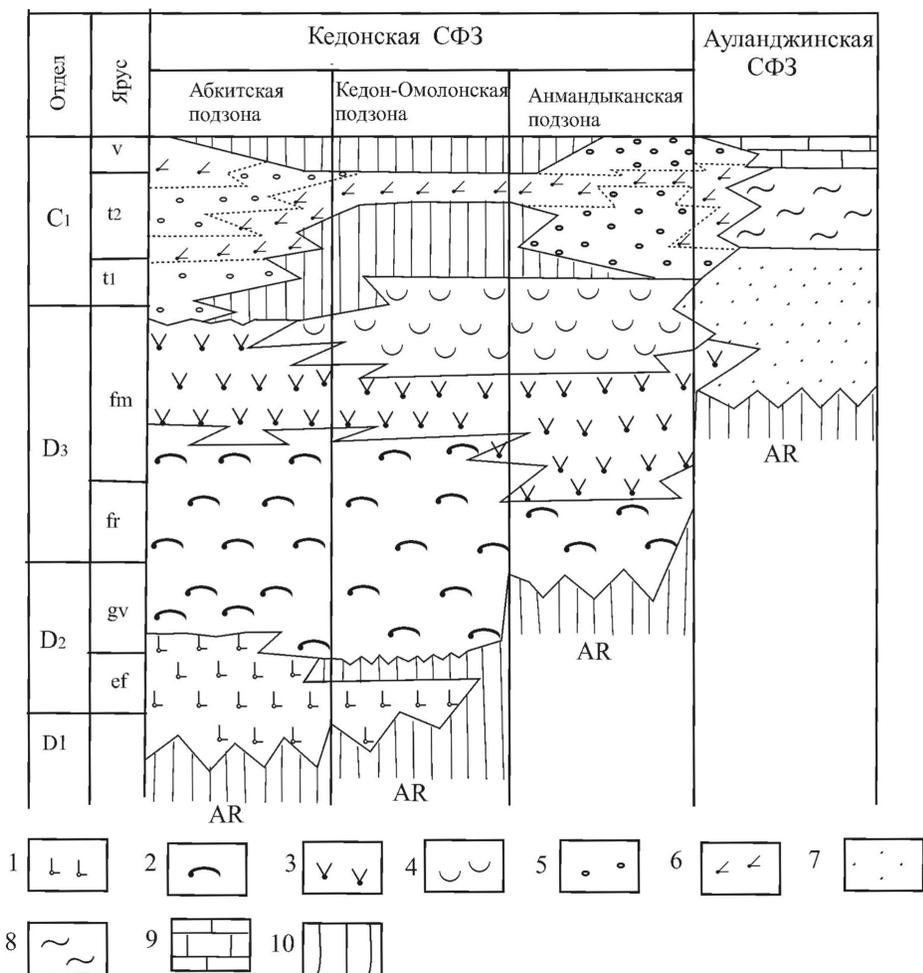


Рис. 4.4. Схема соотношений генерализованных разрезов среднепалеозойских отложений ауланджинского комплекса: 1–4 – вулканические этапы кедонского комплекса: 1 – трахибазальт-трахиандезитовый, 2 – трахириолитовый, 3 – трахиандезитовый, 4 – риолитовый; 5, 6 – вулканогенная моласса: 5 – вулканомиктовые породы, 6 – трахиандезибазальты – кварцевые латиты; 7 – терригенная моласса (крестикская свита); 8, 9 – «отдаленная» кремнистая формация: 8 – бундинская свита, 9 – югугейская свита; 10 – перерывы в осадконакоплении

4.2. Среднепалеозойские вулканогенные образования (кедонская серия)

Континентальные пестроцветные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя, распространенные в пределах Юагаирской глыбы, выделены в кедонскую серию. Состав и строение серии исследовали К. В. Симаков и В. М. Шевченко (1974 г.), П. П. Лычагин (1978 г.), В. С. Шульгина (1991 г.), В. Н. Егоров (2001 г.). Значительный материал по детальному расчленению вулканитов серии получен в процессе крупномасштабного геологического картирования, проведенного на юге массива в 80-е гг. прошлого столетия. По результатам этих работ на юге Омо-

лонского массива были выделены 4 структурно-вулканических района и около 20 толщ с собственными названиями. Однако злоупотребление с выделением, не всегда обоснованным, новых толщ дало отрицательный результат для выделения региональных вулканоструктур, изучения вертикальной и латеральной зональности вулканического пояса, затруднило корректное проведение палеовулканических реконструкций.

Возрастной диапазон кедонской серии постоянно менялся, преимущественно в сторону расширения. Первоначально на стратиграфическом совещании (Магадан, 1957 г.) возраст кедонской серии был принят как средне-позднедевонский. Работами К. В. Симакова (1974 г.) была уточнена верхняя возрастная граница серии как нижнекаменноугольная (турнейская). В. С. Шульгиной (1991 г.) на Рассошинском поднятии **Rb-Sr методом были получены раннедевонские датировки вулканитов и даже раннепалеозойские**. В результате этого, а также по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными вулканогенными толщами Намындыкано-Моланджинской зоны в Легенде к Омолонской серии листов возраст серии принят как раннедевонский – раннекаменноугольный. Однако если верхняя возрастная граница кедонской серии определяется уверенно как положением в разрезе, так и находками органических остатков, то нижняя достаточно условна, и ее определение требует еще тщательного анализа и дополнительных исследований.

Rb-Sr датировки покровных образований серии в Кедонской СФЗ колеблются от 377 до 332 млн лет (табл. 4.2). В кедонской серии по возрасту, преобладающему литологическому составу, распространению и условиям накопления выделены стратифицированные вулканогенные толщи, значительно фациально изменчивые по латерали. Образования кедонского комплекса распространены на характеризуемой площади преимущественно в Кедонской СФЗ и лишь в незначительной степени в пределах Малоауланджинской подзоны Ауланджинской СФЗ.

Кедонская структурно-формационная зона

В пределах Кедонской СФЗ в среднем палеозое накапливались красноцветные субазральные вулканогенные толщи кедонской серии, возраст которой трактуется в пределах от раннего девона до начала раннего карбона включительно. Если нижняя возрастная граница кедонской серии достаточно условна, то верхняя определяется уверенно как положением в разрезе, так и находками органических остатков. Перекрываются вулканиты кедонской серии вулканогенно-осадочными образованиями раннекаменноугольного возраста, выделенными в ауланджинский комплекс вулканогенной молассы (Егоров, 2004) (вулканогенно-осадочной ассоциации).

Анмандыканская подзона. В основании кедонской серии в пределах подзоны залегают игнимбриты риолитов, риодацитов и трахириодацитов с прослоями кислых туфов **очакчанской толщи** (D_{2-3} оэ) мощностью 300–350 м. Они слагают основание Спокойнинского грабена и залегают на всех более древних образованиях. По химическому составу породы толщи относятся к кислым и умеренно-кислым разностям (SiO_2 – 67–75%) нормальной, реже умеренной щелочности (7–8,5%) калиево-натриевого типа (рис. 4.5). По игнимбритам и риолитам толщи нередко развивается кварц-гидрослюдистый метасоматоз и прожилковое окварцевание со слабой золотоносностью.

Таблица 4.2

Rb-Sr датировки пород кедонского вулканического комплекса

Автор	Порода	Rb ⁸⁷ , мкг/г	Sr ⁸⁶ , мкг/г	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Возраст, млн лет
И. Н. Котляра	Трахиандезит	15,7400	67,8500	0,23200	0,70480	337±8
	То же	29,9500	36,9800	0,80990	0,70800	
	Кварцевый лагит	40,0800	21,9100	1,82900	0,71280	
	Трахит	15,8200	28,4000	0,55700	0,70680	
	Трахиандезит	26,0600	64,6700	0,39990	0,70650	
	То же	26,7300	22,6400	1,18100	0,70960	
	Трахит	53,0600	17,9900	2,94900	0,71770	
	Риолит	17,7100	30,5800	0,57910	0,70570	344,0
	То же	30,3500	15,5300	1,95400	0,71290	
	- " -	40,5900	11,3900	3,56400	0,72020	
	- " -	21,4400	18,0500	1,18800	0,70890	
	- " -	27,3600	6,3120	4,33500	0,72270	
	- " -	40,2800	2,9030	13,8800	0,77090	
	Риолит субвулкан.	20,8400	14,7500	1,41300	0,70940	
То же	43,9200	9,7400	4,50900	0,72490		
В. Н. Егоров	Трахиандезит	22,6±0,2	53,17±0,2	0,419999	0,70867	365±21
	Игнимбриг кв. латита	26,28±0,1	52,9±0,2	0,490838	0,70985	
	То же	23,45±0,1	38,11±0,1	0,607818	0,70951	
	Игнимбриг трахириодацита	32,11±0,1	21,95±0,1	1,445444	0,71497	
	Игнимбриг риолита	33,28±0,0	11,08±0,0	2,975856	0,72209	
	Дацит	7,7±0,1	82,8±0,2	0,092	0,70962	
	Трахидацит	20,7±0,1	75,5±1,4	0,271	0,71042	
Трахириодацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	377±42	
Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114		
П. А. Шерстобитов	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	361±3
	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	
	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	
	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	
	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	
	Андезитацит	19,4±0,1	46,4±0,2	0,413	0,71114	
В. М. Лазович	Трахиандезиты субвулкан.	17,51	55,67	0,3145	0,7090	177±29
	То же	23,28	57,08	0,4079	0,7102	
	- " -	40,21	40,96	0,9817	0,7099	
	- " -	32,37	21,42	1,511	0,7123	
	- " -	46,90	27,74	1,691	0,7132	
	- " -	39,37	14,67	2,684	0,7151	

Примечание. Аналитик А. Д. Люскин, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан. Пробы И. Н. Котляра отобраны из вулканитов гурникской толщи и рассекающих ее субвулканических тел. Пробы В. Н. Егорова и П. А. Шерстобитова отобраны из вулканитов буреломнинской толщи и рассекающих ее субвулканов.

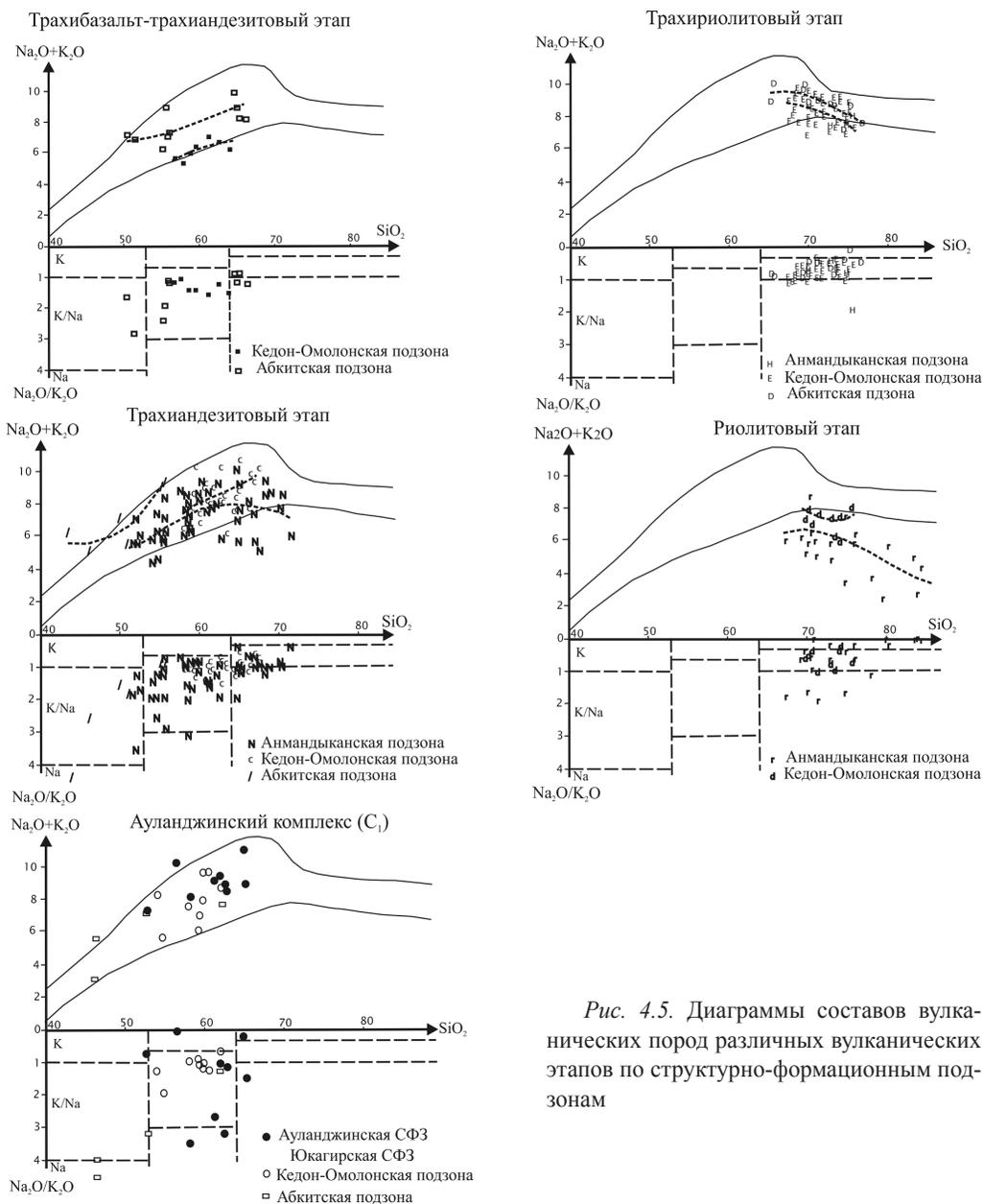


Рис. 4.5. Диаграммы составов вулканических пород различных вулканических этапов по структурно-формационным подзонам

Возраст ее условно принят как средне-позднедевонский по положению в основании разреза кедонской серии.

В Спокойнинском районе очакчанская толща перекрывается **кубакинской толщей** (D_3^{kb}), имеющей трехчленное строение: в нижней части преобладают лавы и туфы трахиандезитов, трахиандезибазальтов, кварцевых латитов; в средней – туфы и игнимбриты кислого состава в переслаивании с вулканогенно-обломочными породами (туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами); в верхней – лавы и туфы

трахиандезитов, кварцевых латитов, трахидацитов. Мощность толщи колеблется от 300 (на западе) до 700 м. Фациальные изменения по площади связаны прежде всего с существенными колебаниями мощностей различных ее частей (до полного выклинивания). Наблюдается закономерное изменение фациального состава толщи с юго-запада на северо-восток с трахиандезитового на более контрастный с увеличивающейся ролью умеренно-кислых разностей, туфов и вулканогенно-осадочных пород. В направлении с юго-востока (руч. Кубака) на северо-запад (бассейн руч. Магнитный) наблюдается налегание всех более высоких пачек толщи на породы основания.

По химическому составу различаются породы от кислых и умеренно-кислых разностей (SiO_2 – 68–73%) до основных (SiO_2 – 50–53%), с преобладанием средних (SiO_2 – 55–65%) с умеренной щелочностью калиево-натриевого типа. Позднедевонский возраст толщи обусловлен находками в вулканогенно-терригенной пачке средней части разреза обломков конодонтов *Polygnathus ex gr. semicostatus* Br. et M. (определения М. Х. Гагиева).

Синхронно с покровами формировались субвулканические тела трахиандезитов, наиболее широко распространенные вблизи предполагаемых центров извержения.

Выше залегает **гурникская толща** (D_3 - C_1 gr), характеризующаяся преобладанием в своем составе кислых туфов и вулканогенно-обломочных пород (от туфоалевролитов до туфоконгломератов и разнообломочных туффитов), с прослоями лав и игнимбритов кислого (от риолитового до трахидацитового) состава. Фациальная изменчивость толщи связана с различным соотношением количества туфогенных и вулканогенно-осадочных пород. В северной части района в составе толщи преобладают туфы, в южной – вулканогенно-осадочные породы. Общая мощность толщи не превышает 450–500 м. По химическому составу породы толщи относятся к кислым и умеренно-кислым, иногда ультракислым разностям (SiO_2 – 64–84%), преимущественно с нормальной, реже умеренной щелочностью (Σ – 3,5–9%). Существенные колебания щелочности от чисто натриевого до калиевого типа, вероятно, связаны с вторичными изменениями пород, широко проявленными в кислых вулканитах.

Возраст толщи определен на основании сборов флористических остатков *Hele-niella theodori* Nal. (определения А. Н. Криштофовича из коллекции В. М. Заводовского), *Archaeopteris* sp. и лепидофитов нового рода (определения Г. Н. Васильевой из коллекции Т. Б. Русаковой), *Cyclostigma kiltornense* Haughton, *Tetraxylopteris* sp. (определения Н. М. Петросян из коллекции Н. А. Усачева) как позднедевонский – раннекаменноугольный. С учетом положения толщи в разрезе между фаунистически охарактеризованными кубакинской и бургалийской толщами возраст принимается как позднефаменский – раннетурнейский.

Формирование толщи сопровождалось внедрением многочисленных субвулканических и экструзивных тел риолитов и трахидацитов. Породы сильно изменены и превращены в кварц-серицит-гидрослюдистые или кварц-серицитовые метасоматиты, пронизанные кварцевыми, карбонат-кварцевыми и адуляр-кварцевыми прожилками и

жилами, нередко несущими золото-серебряное оруденение (месторождение Кубака, проявления Биркачан, Магнитный, Бокчар).

В Захаренковском районе на очакчанской толще залегает **водораздельнинская толща** ($D_{2-3}vd$), представленная довольно монотонными пестрыми гиало- и порфиорокластическими игнимбритами трахидацитового-трахириодацитового состава. Мощность толщи 450–500 м. По химическому составу породы толщи относятся к кварцевым латитам – трахириодацитам с содержанием SiO_2 от 63 до 70% (преобладают 65–69%), умеренной щелочностью (7–9%) калиево-натриевого типа.

Захаренковская толща (D_3-C_1zh) перекрывает игнимбриту водораздельнинской толщи и сложена лавами и туфами трахидацитов и кварцевых латитов с прослоями вулканогенно-обломочных пород в нижней части, риолитами и их туфами в кровле. Мощность 600–650 м. Небольшие выходы толщи зафиксированы на западе Ауланджинской зоны (Одинокинский район), где она с несогласием залегает на ордовикских породах и представлена преимущественно терригенными в низах и вулканогенно-обломочными породами среднего состава в верхней части разреза. Мощность толщи здесь не превышает 150–175 м. Химический состав пород колеблется от трахиандезибазальтов, латитов и трахидацитов в нижней половине разреза толщи до риолитов в верхней ее части. Породы характеризуются умеренной щелочностью калиево-натриевого, реже натриевого типов. Для вулканитов среднего состава типична высокая глиноземистость.

Позднедевонский – раннекаменноугольный возраст толщи определяется находками ископаемых растительных остатков. В опорном разрезе на р. Захаренко в основании толщи собраны остатки флоры *Archaeopteris* sp., *Heleniella theodori* Zal. (Симаков, 1974). На междуречье Рыбный и Одинокий в нижней части толщи собраны остатки лепидофитов *Heleniella* sp.

Синхронно с покровами толщи формируются многочисленные субвулканические тела и экструзии риолитов, трахидацитов и реже андезитов, по которым нередко развивается кварц-серицит-гидрослюдистый метасоматоз и редкое кварцевое прожилкование с золотой минерализацией.

Кедон-Омолонская подзона. В Верхнеомолонском районе в основании разреза выделяется **ачеканская толща** ($D_{1-2}a\check{c}$), сложенная преимущественно вулканитами среднего состава нормальной и умеренной щелочности (андезиты, андезибазальты, кварцевые латиты) с прослоями трахидацитов и вулканогенно-осадочных пород. Она залегает с угловым несогласием на докембрийских образованиях. Мощность толщи колеблется от 100 до 400 м. Ранне-среднедевонский возраст толщи принят условно на основании положения ее в низах разреза кедонской серии. Однако не исключается и только ее среднедевонский возраст.

Произвольнинская толща ($D_{2-3}pr$) сложена преимущественно кислыми слабо стратифицированными игнимбритами нормальной или умеренной щелочности с редкими прослоями лав и туфов риолитов. Залегает с угловым несогласием на архейских метаморфитах, рифейских отложениях и раннепалеозойских интрузиях. Общая мощность толщи не превышает 550–750 м. По химическому составу породы толщи отно-

сятся к кислым и умеренно-кислым (содержание SiO_2 – 67–75%), с нормальной или умеренной щелочностью калиево-натриевого типа и повышенной глиноземистостью. Средне-позднедевонский возраст толщи определен ее положением в разрезе и также требует уточнения.

Ледниковская толща (D_3ld) представлена хорошо стратифицированными кислыми вулканитами умеренной щелочности, преимущественно игнимбритами с прослоями туфов и вулканогенно-обломочных пород. Вулканиты толщи с несогласием залегают на породах рифея, произвольнинской и ачеканской толщ. Общая мощность толщи достигает 600 м. По химическому составу породы толщи относятся преимущественно к кислым разностям с нормальной или умеренной щелочностью калиево-натриевого ряда. В вулканогенно-осадочных породах из нижних слоев толщи И. Ю. Габаком (1980 г.) обнаружены отпечатки *Archaeopteris* sp., *Rhacaphyton* sp., *Sphaenopteridium keilhani* Noth, *Aneurophyton* sp., *Bergeria* sp., *Pteridorachis* sp., подтверждающие ее позднедевонский возраст. Синхронно с покровами формируются субвулканические и экструзивные тела, выполненные игнимбритами кислого состава.

Ягоднинская толща (D_3jg) характеризуется преобладанием в своем составе вулканитов умеренной или повышенной щелочности – игнимбриков и туфов трахидацитового состава с пластами трахиандезитов или кварцевых латитов. Толща с несогласием залегают на породах произвольнинской и ледниковской толщ. Мощность толщи колеблется от 200 до 600 м. По химическому составу породы относятся к умеренно-кислым и средним разностям (SiO_2 – 59–66%), умеренной или повышенной щелочности (до 10–11%) калиево-натриевого типа. Возраст отложений условно принят как позднедевонский на основании положения ее в разрезе кедонской серии.

Фрамская толща (D_3-C_1fr) отличается резким преобладанием туфов (40–50%) и вулканогенно-обломочных пород (30–35%), в меньшей степени присутствуют игнимбрики и лавы (10–20%) кислого состава. Толща с несогласием перекрывает нижележащие отложения кедонской серии. Мощность ее 200–300 м в Верхнеомолонском районе и возрастает, по данным И. Ю. Габака (1980 г.), до 400–500 м в Ловокедонском районе. Фрамская толща, по-видимому, является возрастным аналогом гурникской толщи. По химическому составу это кислые породы нормальной, реже умеренной щелочности калиево-натриевого типа. Позднедевонский – раннекаменноугольный возраст ее определяется находками остатков *Lepidodendropsis omolonensis* Petros. sp. nov., которые, по мнению Н. М. Петросян, характеризуют поздний девон – ранний карбон, с наибольшей вероятностью – ранний турне, а также *Archaeopteris* sp., *Heleniella theodori* Zal. (определение Г. Г. Филипповой). **Формирование эффузивов толщи сопровождалось внедрением многочисленных субвулканических и экструзивных тел риолитов и риодацитов.**

Отличие разреза кедонской серии в Ловокедонском районе заключается в отсутствии ачеканской толщи и в фациальном замещении произвольнинской и ледниковской толщ условно средне-позднедевонской **зеркальнинской толщей** ($D_{2,3}zr$). Последняя представлена, по данным И. Ю. Габака (1980 г.), переслаивающимися туфами и игнимбритами риолитового, трахидацитового и кварцеволатитового состава мощностью

от 500 до 1500 м. Для толщи характерно образование крупных экструзий, сложенных кристаллокластическими игнимбритами кислого состава и нередко формирующих купольные структуры.

Абкитская структурно-формационная подзона

В пределах подзоны выходы вулканитов кедонской серии наблюдаются в локальных блоках, разделенных мезозойскими впадинами или выступами фундамента.

В основании разреза залегает нижне-среднедевонская **буреломнинская толща** ($D_{1-2}br$), сложенная преимущественно умеренно-кислыми и кислыми игнимбритами и туфами умеренной щелочности с прослоями лав аналогичного состава, трахиандезитов, трахибазальтов и терригенных пород, мощностью 500–700 м. В стратотипическом разрезе толща имеет двучленное строение. В нижней части преобладают лавы трахидацитов, иногда с прослоями лав, игнимбритов и туфов трахириодацитов, мощность пачки от 100 до 450 м. Верхняя сложена лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов и их умеренно-щелочных разностей; мощность их колеблется от 150–200 до 500–600 м (Симаков, Шевченко, 1974). В значительной мере условный ранне-среднедевонский возраст толщи определяется положением ее в основании кедонской серии. В бассейне руч. Темный в верхней части разреза собраны остатки флоры *Aneurophyton* cf. *germanicum* Ur. et Weyl., которые по заключению Н. М. Петросян определяют живетский возраст отложений (Показаньев и др., 1976 г.). Изотопный возраст пород из бассейна руч. Ольдяни, определенный Rb-Sr методом, 365 ± 21 млн лет ($Sr_0 = 0,70684 \pm 0,00045$) и 377 ± 42 млн лет ($Sr_0 = 0,7091 \pm 0,00053$).

Выше залегает средне-верхнедевонская **гольцовская толща** ($D_{2-3}gl$), представленная переслаиванием игнимбритов и туфов кислого состава нормальной и умеренной щелочности с прослоями туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов, мощностью 600–650 м. Для толщи характерно преобладание кислых разностей с умеренной щелочностью калиево-натриевого типа и повышенной глиноземистостью. В стратотипической местности в бассейне руч. Гольцовый в туфоалевролитах толщи собраны раннефранские брахиоподы *Spinatripa* sp. (*S.* ex gr. *bifidaeformis* Paeck.), *Mucrospirifer* sp. (*M.* ex gr. *novosibiricus* Toll.) (Симаков, Шевченко, 1974). На левобережье р. Ольдяни А. В. Чайцыным (1990 г.) в туфопесчаниках найдены отпечатки *Archaeopteris hibernica* (Forbes) Dawson, которые по заключению А. Р. Ананьева характеризуют позднефаменский возраст отложений. Не исключено, что самые нижние горизонты толщи имеют среднедевонский возраст.

На левобережье р. Коркодон в бассейне р. Лев. Медвежья на риолитах гольцовской толщи (?) залегают осадочно-вулканогенные отложения фаменского возраста, описанные В. С. Шульгиной (1991 г.) в составе кедонской серии. Они выделены В. Н. Егоровым (2004 г.) по материалам В. С. Шульгиной в самостоятельную **левомедвежьинскую толщу** (D_3lm) позднедевонского возраста. Разрез детально описан В. С. Шульгиной на левобережье р. Лев. Медвежья и охарактеризован сборами конодонтов. В основании разреза залегает мощная (до 300–350 м) толща трахибазальтов и трахиандезитов, выше – переслаивающиеся разнозернистые терригенные и вулканогенно-

обломочные породы, перемежающиеся с покровами трахибазальтов и прослоями туфов кислого состава. Общая мощность левомедвежьинской толщи в разрезе – 780–880 м и, по-видимому, максимальная для этой территории. По данным В. С. Шульгиной (1991 г.), базальтоиды принадлежат щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6\text{--}8\%$) калиево-натриевого, реже натриевого типа. Возраст толщи охарактеризован находками конодонтов *Polygnathus* aff. *inornatus* Вг. et М., типичных для позднего фамена (Шульгина и др., 1991 г.).

4.3. Нижнекаменноугольная вулканогенная моласса

Завершается среднепалеозойский этап развития вулканизма на Кедонском поднятии формированием вулканогенной молассы, представленной разнообломочными вулканомиктовыми отложениями, с пачками и прослоями тефроидов, туфов и лав среднего и основного состава. Они накапливались в окраинных прогибах вдоль восточной и западной границ поднятия и лишь в незначительной степени проявлены в его центральной части.

В восточной части (Анмандыканская подзона на границе с Ауланджинской СФЗ) на вулканитах гурникской и захаренковской толщ с несогласием залегает **бургалийская свита** (C_1br), сложенная преимущественно продуктами разрушения вулканических построек (в том числе лахаровыми брекчиями), выполняющими межгорные прогибы. В составе свиты преобладают красноцветные разнообломочные вулканомиктовые породы с прослоями и линзами лав и туфов трахиандезибазальтов, трахиандезитов и тефроидов в основании. Отмечается ее фациальная изменчивость по латерали как следствие локального проявления вулканизма и замещения пачек конгломератов и конглобрекчий гравелитами и песчаниками. В верхних частях иногда появляются линзы известковистых алевролитов и глинистых известняков. Мощность свиты колеблется от 350 до 800 м. По химическому составу вулканиты свиты относятся к средним умеренно-щелочным породам с калиево-натриевым типом щелочности.

В опорном разрезе в основании свиты собраны флористические остатки *Sublepidodendron igrischense* Ananiev, *Aneimites acadica* Dawson (Симаков, 1974), характерные преимущественно для нижней половины верхнего турне. В верховьях руч. Долинный (Русакова, 1990 г.) обнаружены брахиоподы *Torynifer* sp. indet., *Chonetes* sp., *Rugosa* sp. Н. И. Караваева в известковистом цементе конгломератов верхней части разреза, распространенных в верховьях правобережья руч. Прав. Кубака (сборы В. А. Степанова), определила фораминиферы *Endothyra* ex gr. *similis* (Raus. et Reit.), *E. omphalota* (Raus. et Reit.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reit.), *Globoendothyra* ex gr. *globolus* (Wech), *Mediocris broviscula* (Gan), *Archaediscus* sp. и др., характеризующие средневизейский возраст пород. Радиологические **К-Аг датировки возраста трахиандезибазальтов** – 131 млн лет (табл. 4.3) оказались явно омоложенными. Субвулканические тела трахиандезибазальтов и трахиандезитов, развитые в районе тригопункта «Бокал», вероятно, формировались синхронно с покровами вулканитов под эродированным конусом вулкана.

Результаты определения радиологического возраста
пород кедонского комплекса К-Аг методом

№ пробы полевой	Привязка	Порода	(K±σ), %	(⁴⁰ Ar _{рад} ±σ _{хф}), %	(T±σ), млн лет
1692/1	Правобережье р. Ольдяни	Трахириодацит	3,68±0,01	79,0±2,8	286±9
1692/2	То же	Трахириолит	4,25±0,02	87,3±2,4	274±7
1745/4	Правобережье руч. Косой	То же	4,13±0,03	55,1±1,6	183±5
1716/1	Левобережье руч. Охотник	Риолит	5,33±0,03	41,3±1,2	109±3
1633/4	Левобережье руч. Магнитный	То же	3,49±0,02	46,0±0,4	181±2
5071/5	Левобережье р. Инняга	"-	2,80±0,01	51,6±0,7	248±3
305/9	Верховья руч. Бокчар	Трахириолит	3,78±0,02	58,1±0,8	209±3
306/3	То же	Трахидацит	1,01±0,01	13,7±0,2	183±5
1664/2	Верховья руч. Ветка	Трахириолит	3,90±0,01	36,9±0,6	132±2
1710/4	Левобережье р. Русская-Омолонская у устья	Риолит	4,28±0,03	40,3±0,2	131±1
1602/1	Междуречье Ниж. Биркачан – Докумичная	То же	1,78±0,01	36,0±0,2	271±2
1580/2	Руч. Одинокий	"-	4066±0,01	61,8±0,8	182±2
204	Вершина г. Бокал	Трахиандезит	2,96±0,01	29,0±0,3	136±2
202/4	Верховья руч. Бокал	Трахиандезибазальт	2,24±0,01	21,1±0,3	131±2
331	Междуречье Ниж. и Верх. Биркачанов	Игнимбриг трахидацита	3,04±0,03	32,5±0,1	148±2
39-3	То же	Трахидацит	2,88±0,01	57,3±2,83	266±12
38-11	"-	Долерит	1,94±0,01	42,5±0,10	291±2
86/4	Руч. Ящер	Андезит	2,96±0,03	33,1±1,01	154±2
87/2	То же	Игнимбриг трахириолита	4,69±0,03	49,6±2,39	147±2
1004/3	Джугаджак	Трахиандезибазальт	1,72±0,02	45,4±0,28	345±4
1009-4	То же	Трахириолит	3,65±0,02	69,3±1,10	255±4
1010/1	"-	Трахиандезит	3,07±0,02	63,5±0,67	276±2
1060/6	Руч. Бурелом	Трахириолит	3,45±0,01	62,2±1,74	243±2
1075/3	То же	Трахибазальт	2,27±0,01	46,9±1,96	276±2
3001/2	Руч. Темный	Трахиандезит	8,90±0,02	78,8±0,45	123±1
3028/21	Джугаджак	Трахириолит	3,39±0,01	65,5±0,03	259±1
3042	То же	Трахиандезибазальт	0,70±0,01	18,4±0,84	344±5
3074/1	Руч. Упрямый	Трахиандезит	1,69±0,01	18,1±0,31	148±3
460а-5	Руч. Снайпер	То же	3,21	57,2	240±3

Примечание. Аналитик А. Д. Люскин, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

На их раннекаменноугольный возраст указывают находки сильно измененных полигональных конодонтов *Siphonodella* sp. в линзах известняков, сохранившихся среди силлов трахиандезитобазальтов, которые, по определению М. Х. Гагиева, датируют среднетурнейский возраст отложений. Среди субвулканических тел отмечаются также трахиты, образующие дайки и небольшие пластовые тела.

Таким образом, возраст свиты трактуется как позднеурнейский – средневизейский. По всей видимости, она является возрастным аналогом распространенных восточнее одинокинской толщи и буюндинской и ючугейской свит. На это же указывает и наличие в верхней части разреза прослоев пепловых туфов и линз известняков, аналогичных ючугейской свите.

В западной части Кедонской СФЗ (Абкитское поднятие) распространена **джугджакская свита** (C_1dz), выделенная К. В. Симаковым (1974 г.). Отложения свиты, представленные чередованием вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, их туфогенных разностей, с прослоями в верхней части лав и туфов кислого и основного состава. Они перекрывают вулканиды левомедвежьинской и гольцовской толщ. Мощность свиты от 650 до 800 м. Химический состав базальтоидов свидетельствует о принадлежности их к умеренно-щелочной серии (сумма щелочей 4,5–6%) калиево-натриевого, реже натриевого типов. Литологически свита близка бургалийской свите, распространенной в Анмандыканской подзоне.

Возраст свиты охарактеризован находками конодонтов *Polygnathus communis* Br. et M., *Gnathodus* sp., распространенных в верхах фаменского яруса и турнейском ярусе (Шульгина, 1991 г.). К. В. Симаковым собрана флора *Sublepidodendron igrischense* Ananiév, характерная для раннего турне. Радиологический возраст свиты определен Rb-Sr методом в 345 ± 20 млн лет. Возраст свиты, вероятнее всего, может быть установлен как раннекаменноугольный (турнейский).

Рагульнинская толща (C_1rg) выделена К. В. Симаковым, распространена в бассейнах рр. Няники, Эльгахчан и Рагуля (Абкитская подзона). В основании толщи залегает пачка (25–40 м) мелкогалечных полимиктовых конгломератов, гравелитов и разнотернистых песчаников, которая перекрывается пестроцветными, нередко миндалекаменными трахиандезитами и трахибазальтами и их туфами. Мощность ее от 200 до 400 м. По литологическому составу и стратиграфическому положению она близка к снайперской толще Верхне-Омолонского района, на основании этого возраст ее принимается как раннекаменноугольный (позднеурнейский). **К-Аг датировки вулканидов**, по данным В. С. Шульгиной (1991 г.), несколько омоложены – 297 ± 15 – 231 ± 15 млн лет.

Снайперская толща (C_1sn) выделена (Егоров, 2001 г.) в бассейне руч. Снайпер (Кедон-Омолонская подзона) и представлена преимущественно вулканидами среднего состава от андезитов-трахиандезитов до кварцевых латитов и трахитов, иногда с туфами или вулканогенно-осадочными породами в основании. Она с несогласием залегает на породах фрамской толщи. Мощность не превышает 200 м. Раннекаменноугольный возраст определяется положением в разрезе выше фрамской толщи и по аналогии с ли-

тологически близкой позднеурнейской одинокинской толщей. Радиологический возраст трахиандезитов, определенный калий-аргоновым методом, составил 240 ± 3 млн лет.

В Ауланджинской структурно-формационной зоне (Одинокинский район) локальное распространение получила **одинокинская толща** (C_1od), выделенная К. В. Симаковым (1974 г.) в верховьях руч. Одинокий под названием «одинокинская линза». Толща сложена вулканогенно-терригенными породами с преобладанием вулканитов среднего состава. Она имеет двухчленное строение: в основании залегают туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты с прослоями известковистых песчаников, выше – кварцевые лагиты, лагиты и трахидациты с прослоями туфов и игнимбриков. По латерали на восток она быстро сменяется морскими отложениями бундинской, на запад – прибрежными образованиями бургалийской свиты. Извержения были слабыми, носили островной характер, поэтому выходы толщи крайне локальны, в пределах узкой полосы северо-восточного простирания, а состав ее фациально изменчив. Мощность толщи 250–350 м. По петрохимическим особенностям вулканиты относятся к группе латита – кварцевого латита с умеренной щелочностью. При этом в бассейне руч. Одинокий преобладают породы калиево-натриевого типа, а в Лабазненском поднятии – натриевого (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Средние химические составы вулканических и интрузивных пород
(ауланджинский и одинокинский комплекс)

Комплекс	Порода	Кол-во обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Ауланджинский	Андезиты-трахиандезиты	3	58,80	0,69	17,37	3,14	3,16	0,13	2,03	4,15	3,48	3,35	0,24
	Кварцевые лагиты	6	60,50	0,65	15,89	1,76	4,26	0,15	1,79	2,23	5,05	4,05	0,25
	Трахиты	5	60,30	0,63	16,94	2,70	3,17	0,24	1,74	2,37	4,85	4,43	0,24
	Трахиандезит-базальты	2	53,86	0,99	18,20	4,89	3,65	0,14	2,67	4,77	4,73	3,60	0,32
	Трахидациты	2	65,12	0,39	16,20	1,10	2,33	0,06	0,74	1,65	5,30	4,53	0,13
	Андезитбазальты	1	56,02	1,57	12,80	5,24	5,05	0,25	1,82	4,74	4,22	0,67	1,52
	Трахибазальты	3	48,47	2,24	16,42	9,05	7,90	0,33	3,78	7,21	4,01	1,09	0,82
Одинокинский	Кварцевый монцонит-порфир	3	60,40	0,58	17,62	1,86	3,30	0,10	1,68	2,56	5,05	3,65	0,23
	Кварцевый сиенит-порфир	13	62,68	0,57	16,13	2,12	2,81	0,10	1,94	2,11	4,54	4,85	0,18
	Граносиенит-порфир	6	66,87	0,46	15,49	1,75	2,08	0,09	0,84	1,06	4,27	5,59	0,12

Возраст толщи установлен по сборам в ее нижней части конодонтов *Siphonodella cooperi* Hass Morph., *S. duplicata* (Br. et M.) Morph., *Protognathodus cf. praedelicatus* L., S. et Z., *Pseudopolygnathus fusiformis* Br. et M., *Polygnathus communis communis* Br. et M., *P. ex gr. inornatus* Branson, *P. cf. purus* Voges и др., которые, по определению М. Х. Гагиева, однозначно датируют позднетурнейское время. С учетом того, что сборы проведены в отложениях нижней половины толщи, не исключается и присутствие нижевизейских слоев.

Характер отложений и сопутствующих им магматических образований показывает, что на рубеже раннего и позднего турне происходит резкая структурная перестройка территории. Начинается разрушение сформировавшегося вулканического плато. Интенсивная магматическая деятельность практически прекратилась, лишь над зонами глубинных разломов, ограничивающих Кедонское плато, частично уже в субаквальных условиях продолжают слабые вулканические процессы, сопровождаемые внедрением гипабиссальных интрузий. В предгорных и межгорных прогибах формируются отложения вулканогенной молассы. Ауланджинская зона вовлекается в интенсивное прогибание, начинается трансгрессия моря.

4.4. Терригенный комплекс

Ауланджинская структурно-формационная зона

В Ауланджинской СФЗ в среднепалеозойское время осадконакопление начинается только в фамене, когда прежде, по-видимому, стабильный и приподнятый блок начинает раскалываться на отдельные части с формированием горстов и грабенных и накоплением в последних груботерригенных осадков молассоидной формации.

В основании среднепалеозойских отложений на породах архея и рифея с угловым и азимутальным несогласием залегает **крестикская свита** (D_3-C_1kr). Свита представлена, главным образом, лититовыми и аркозовыми песчаниками с пластами и пачками гравелитов, пудинговых конгломератов и алевролитов и линзовидными пластами известняков с остатками ископаемой фауны. Мощность крестикской свиты колеблется от 400 м на юге и западе до 1200 м на северо-востоке. Позднефаменско-турнейский возраст свиты обосновывается находками брахипод и гониатитов. Кроме того, М. Х. Гагиевым (1996, 2000) из нижней части свиты был определен комплекс позднефаменских конодонтов, в верхней части свиты заключены остатки конодонтов, указывающие на нижнюю часть верхнего турне. По заключению М. Х. Гагиева (2000), стратиграфический объем свиты соответствует интервалу конодонтовых зон Middle expansa – punctatus и отвечает позднему фамену и большей части турне.

В пределах Малоауланджинской подзоны (Егоров, 2000 г.) на породах крестикской свиты согласно с постепенным переходом (иногда с конгломератами в основании) залегает **буондинская свита** (C_1bd). Она сложена малахитово-зелеными и зеленовато-серыми туфоалевролитами и кремнистыми алевролитами, туффитами, мелкозернистыми песчаниками и туфопесчаниками с редкими линзами известковистых конгломератов и известняков-ракушечников. Фациальные изменения свиты в пределах площади обусловлены колебанием в ее составе количества прослоев вулканогенно-осадочных и

карбонатных пород. В некоторых разрезах свита почти не содержит карбонатных пород, в других – нередко известковистые разности пород и появляются прослои известняков. Мощность свиты варьирует от 300 до 1000 м, в целом возрастая от бассейна р. Мал. Авландя к бассейну р. Закоронная. Далее в северо-восточном направлении на левобережье р. Омолон ее мощность вновь снижается до 300–400 м.

Породы свиты включают остатки брахиопод *Chonetes* sp., *Linoproductus* sp., *Schizophoria* sp., *Chonetipustula* ex gr. *membranacea* (Phill.), *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz., и др., по заключению Н. И. Караваевой, характеризующие верхи турнейского и низы визейского ярусов (Русакова, 1990 г.). Кроме брахиопод, в породах свиты встречаются кораллы, мшанки, криноидеи, фораминиферы, водоросли. В нижней части свиты обнаружены конодонты: *Gnathodus punctatus* (Cooper), *Gn. cuneiformis* Mh. et Th., *Gn. typicus* Cooper, *Bispathodus* cf. *aculeatus* (Br. et M.), *Polygnathus carina* Voges и др., характеризующие, по заключению М. Х. Гагиева, среднюю часть верхнего турне. В верхах свиты М. Х. Гагиевым выделены конодонтовые комплексы верхов верхнего турне либо базальных частей визейского яруса: *Mestognathus praebeckmanni* L., S. et Z., *M. beckmanni* Bisch., *Gnathodus pseudosemiglaber* Mh. et Th., *Doliognathus latus* Br. et M. и др. С учетом изложенного возраст свиты определяется поздним турне – ранним визе. По мнению М. Х. Гагиева (1996, 2000), она соответствует интервалу конодонтовых зон *punctatus* – *Lower texanus*.

Ючугейская свита (*C₁ju*) залегает с несогласием на буюндинской свите или одинокинской толще, а местами и на породах фундамента. Нижняя часть свиты представлена пачкой валунно-галечных и разногалечных конгломератов с подчиненным количеством прослоев гравелитов, песчаников и алевролитов. На левобережье р. Омолон и частично в бассейне р. Бол. Авландя в составе обломков наблюдаются архейские гнейсы, гранитоиды, доломиты и песчаники. В юго-западном направлении по мере приближения к Кедонскому поднятию в обломочном материале постепенно возрастает количество девонских вулканитов, а отложения приобретают пестроцветный облик. Большой объем галек вулканитов в составе конгломератов отмечается вблизи выходов одинокинской толщи.

Верхняя часть свиты сложена серыми, реже темно-серыми органогенно-обломочными, зернистыми, иногда окремненными известняками, переслаивающимися с зеленовато-серыми, зелеными и светло-серыми туфоаргиллитами, пепловыми туфами кислого состава и туффитами, известковистыми песчаниками и туфопесчаниками, кремнистыми аргиллитами и спонголитами. Фациальная изменчивость свиты выражается в существенном возрастании в юго-восточном направлении количества конгломератов, песчаников и алевролитов, нередко известковистых, и в сокращении объема карбонатных пород. Мощность свиты варьирует от 100–200 до 400 м.

В базальной грубообломочной пачке свиты содержатся ранневизейские конодонты *Polygnathus communis* Br. et M., *P. carina* Voges, *Bispathodus aculeatus* (Br. et M.), *Mestognathus* cf. *beckmanni* Bisch., *Clydagnathus* sp. и др. (определение М. Х. Гагиева). Брахиоподы *Echinoconchus* ex gr. *punctatus* (Mart.), *Spirifer* sp. indet., *Chonetes* sp., по заключению В. М. Заводовского, определяют возраст отложений в пределах поздней части турнейского – ранней и, возможно, средней части визейского века (Терехов, 1979).

Верхняя часть свиты содержит остатки кораллов *Lithostrotion caespitosum* Mart., *L. rossicum* Stuck., *Siringopora ramulosa* Goldf., брахиоподы: *Schizophoria resupinata* Mart., *Stegacanthia sibirica* Sar., *Marginatia burlingtonensis* Hall, *Orulgania plenoides* Sok. и др. М. Х. Гагиевым из низов верхней части свиты определены остатки ранневизейских конодонтов *Mestognathus beckmanni* Bisch., *M. cf. bipluti* Higg., *Polygnathus communis* Br. et V., *Gydaqnathus cf. cavusformis* Rh., A. et Dr., *Gnathodus cf. cuneiformis* Mh. et Th. и др. К. В. Симаков из коллекции Л. Д. Школьного (1990 г.) определил остатки позднетурнейских – ранневизейских брахиопод *Schuchertella magna* Tolm., *Stegacanthia sibirica sibirica* (Sar.), *Tolmachoffia robusta* (Tolm.), *Pustula interrupta* Thomas, *Delthyris clarksvillensis* (Win.).

Согласно М. Х. Гагиеву с соавторами (2000 г.), ючугейская свита соответствует интервалу от верхней части нижнего визе до среднего визе включительно.

Буюндинская (совместно с одинокинской толщей) и ючугейская свиты постепенно замещают на востоке бургалийскую свиту, на что указывают их близкие возраст и литологический состав.

Восточнее, в рамках Анманджинской подзоны буюндинская и ючугейская свиты фациально замещаются алевролитно-песчаниковой с прослоями и линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков **анманджинской толщей** (C_{1an}) мощностью не менее 400 м (Терехов, 1979). На правом берегу р. Армандя из нижней части толщи выделены конодонты *Polygnathus communis* Br. et M., *Gnathodus ex gr. delicates* (Br. et M.), *Siphonodella* (?) sp., *Dollymae* (?) sp., характеризующие, по заключению М. Х. Гагиева, относительно мелководный комплекс верхнего турне.

Корбинская свита (C_{1kr}) с несогласием перекрывает отложения ючугейской свиты, а в Анмандыканской подзоне Кедонской СФЗ залегает на вулканитах кедонской серии. В ее составе преобладают черные углисто-глинистые сланцы и углистые алевролиты, реже присутствуют конгломераты, гравелиты и песчаники. На западном ограничении ее распространения в пределах Анмандыканской подзоны в основании свиты существенно увеличивается количество прослоев вулканомиктовых конгломератов. Мощность свиты варьирует от 40 до 300 м.

В базальных конгломератах на р. Спокойная собраны остатки *Tomiodendron regulare* S. Mejer, *Angarodendron* sp., а в верхней части из бассейна руч. Халали *Tomiodendron kemeroviense* (Chachlov) Radcz. (Егоров, 2000 г.), которые, по определению Г. Г. Филипповой, датируют визе-серпуховский возраст отложений. В нижней и средней частях разреза свиты, по данным Т. Б. Русаковой (1991 г.), заключены остатки флоры *Angarodendron cf. obrutschewi* Zal., *Meyerodendron sibirica* V. Thomas, *Dimetria asiatica* Neub. и др., по мнению Г. Н. Васильевой, датирующих поздневизейский – серпуховский возраст отложений.

На востоке в пределах Арманджинской подзоны корбинская свита сменяется аналогичного состава **хаямской свитой** (C_{1-2hm}), но резко увеличенной мощности (до 2000 м). В верхней части хаямской свиты М. И. Тереховым и др. (1969 г.) собраны остатки брахиопод *Waaqenoconcha parenia* Zav., *Neospirifer ex gr. annae* Besn., *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Punctospirifer ex gr. kusbassicus* Besn., *Tomioopsis kumpani* Jan., *Dic-*

tyoclostus sp., *Avonia* sp., *Streptorhynchus* sp., *Camarotoechia* sp. Эти находки, по мнению В. М. Заводовского, указывают на верхневизейский – намюрский возраст вмещающих отложений. В. Г. Ганелиным (1978 г.) дополнительно собран комплекс брахиопод *Strophalosia* aff. *delicata* Ustr., *Torynifer giganteus* (Jan.), *Leiorhynchus ripheicus* Step. и др., который он считает магарским, располагающимся непосредственно выше визе-намюрского комплекса нижнего карбона. В бассейне руч. Пропущенный Н. И. Караваевой (1989 г.) собраны остатки флоры *Angaropteridium* cf. *turganicum* Zal., *Lophyodendron* sp. С учетом изложенного возраст свиты принимается как серпуховский – раннебашкирский.

4.5. Кедонская вулcano-плутоническая ассоциация

Под вулcano-плутонической ассоциацией (ВПА), согласно Петрографическому кодексу (1995), понимается совокупность пространственно сопряженных вулканических и плутонических образований, характеризующихся близкими петрохимическими и геохимическими признаками и формирующихся одновременно в течение относительно короткого промежутка времени. Формирование ВПА отвечает определенному этапу тектонического развития территории, а ее пространственное распространение ограничивается структурно-формационной зоной или несколькими смежными зонами, близкими по типу тектоно-магматического развития. Впервые попытка объединить разновозрастные интрузивные и покровные магматические образования Омолонского массива в вулcano-плутоническую ассоциацию была предпринята П. П. Лычагиным (1978 г.) на основании их тесной связи друг с другом в пространстве и времени, близости петрографического состава и участия в строении определенных структур. В ассоциацию им включены и разновозрастные метасоматические и гидротермальные образования. Однако эта идея не получила дальнейшего развития.

Кедонская вулcano-плутоническая ассоциация (КВПА), по мнению авторов, объединяет эффузивы, а также экструзивные и субвулканические тела кедонского вулканического комплекса и комагматичные им гипабиссальные порфиновые и полнокристаллические породы булунского и алы-юряхского комплексов, распространенные на Омолонском массиве в границах Юкагирской глыбы.

4.5.1. Кедонский вулканический комплекс

Кедонский комплекс базальт-андезит-риолитовый выделен М. Л. Гельманом с соавторами в 1974 г. и соответствует времени формирования кедонской серии. Он объединяет покровные вулканы кедонской серии и тесно связанные с ними субвулканические, экструзивные и жерловые образования. Они не только формировались в едином пространственно-временном объеме, но и имеют близкие петрографические, петрохимические и геохимические характеристики (рис. 4.6), что в принципе соответствует требованиям Петрографического кодекса. Однако следует помнить, что кедонский комплекс объединяет очень широкий спектр вулcanoгенных и вулcanoгенно-осадочных пород, формирующихся на протяжении длительного интервала времени (с конца раннего девона до начала раннего карбона) в близких палеогеографических обстановках.

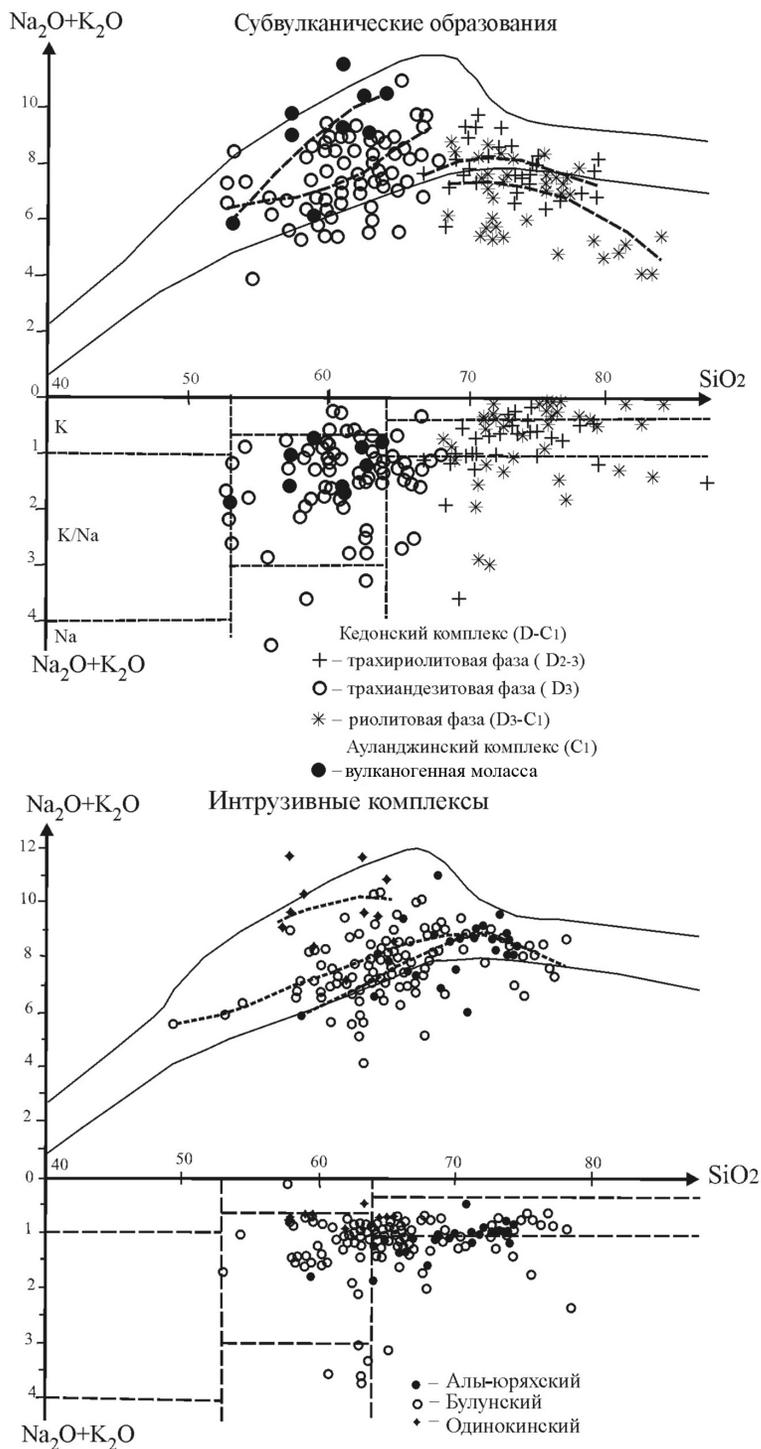


Рис. 4.6. Диаграммы составов интрузивных и субвулканических пород Кедонской и Одинокинкой ВПА

Причем если покровные фации обычно с той или иной степенью достоверности разделяются по возрасту и положению в разрезе на толщи, которые можно отнести к конкретным фазам вулканизма (Егоров, 2004), то возрастное разделение субвулканических массивов в настоящее время не всегда возможно. В дальнейшем при более детальном изучении среднепалеозойского вулканизма кедонский комплекс, видимо, будет расчленен на ряд самостоятельных комплексов. В этой работе пока что сделана попытка выделить из него наиболее молодые образования вулканогенной молассы. Покровные вулканогенные образования комплекса описаны выше в составе кедонской серии.

Субвулканические и экструзивные образования кедонского комплекса широко распространены в Кедонской СФЗ как среди покровов кедонской серии, так и среди всех более древних образований. По химическому составу и петрографическим особенностям выделяются породы от основных до кислых нормальной и умеренной щелочности. В проявлении вулканических процессов отмечается цикличность, выразившаяся в неоднократной смене пород кислого состава средними. При этом от более ранних циклов к более поздним намечается увеличение средней калиевоности и щелочности пород.

Кислые породы нормальной и умеренной щелочности нередко слагают крупные (до 25 км²) пластообразные, иногда многослойные тела, штоки, лополиты и лакколиты, а также многочисленные дайки; наиболее широко распространены они в пределах вулканотектонических депрессий. Экструзии кислого состава нередко выполнены кристаллокластическими игнимбритами, образуют экструзивно-купольные поднятия. Среди тел кислого состава отмечаются флюидальные и сферолитовые разности. Центральные части крупных интрузий имеют невадитовую структуру. Эндоконтактные зоны порой состоят из экструзивных брекчий, насыщенных обломками вмещающих пород и кристаллов полевых шпатов и кварца. Трахидациты и трахиандезиты иногда слагают мощные краевые оторочки вокруг некоторых интрузивных тел булунского комплекса.

Все породы комплекса можно по составу условно разделить на три группы.

Породы первой группы представлены умеренно-щелочными средними до умеренно-кислых разностями непрерывного ряда от трахиандезитов (редко трахибазальтов) до трахидацитов. Большинство тел этой группы сложено латитами, кварцевыми латитами и трахидацитами. Крупные тела обнажаются в центральных частях слабоэродированных вулканоструктур, а также в краевых частях вулканических просядок.

Наиболее крупное субвулканическое тело (площадью 25 км²), сложенное трахидацитами и имеющее форму лополита, обнажается в верховьях руч. Экала. Оно несколько вытянуто в северо-восточном направлении, имеет многочисленные субпластовые апофизы в вулканогенно-осадочных отложениях гурникской свиты. Северный и северо-западный контакты тела тектонические, юго-западный пологий, погружающийся к центру интрузива под углами 20–30°. Трахидациты пересекаются многочисленными дайками ололонского и викторианского комплексов, гидротермально-метасоматическими жилами с золото-серебряной минерализацией.

По химическому составу (табл. 4.5) породы первой группы относятся к умеренно-щелочному ряду, преимущественно средних и умеренно-кислых вулканических пород – с калиево-натриевым и реже натриевым типом щелочности. Натриевый тип щелочности присущ наиболее основным разностям этого ряда, что свидетельствует в пользу предположения о связи с нижнекоровым источником вещества этой группы пород. Содержание кремнезема колеблется от 50 до 67%, наиболее распространены разности с 58–64% кремнезема. По сравнению с породами других групп они характеризуются повышенной железистостью, магниезальностью и фосфатностью. Анализ петрохимических данных свидетельствует о практически полной тождественности составов субвулканических пород первой группы и вулканитов среднего состава кедонской серии, а также первым фазам булунского комплекса.

Вторая группа субвулканических тел представлена кислыми породами нормального петрохимического ряда: риодацитами и риолитами. Выходы этих пород отмечаются в непосредственной близости к породам первой группы, но распространены более локально. Обычно они слагают небольшие штокообразные тела, лакколиты, силлы и дайки. Породы представлены массивными, флюидальными и сферолитовыми разностями. Они сильно изменены, предполагаются фациальные переходы между разностями внутри тел. К этой же группе, вероятно, относятся и крупные (до 80 км² и более) экзтрузии кристаллокластических игнимбритов, выделенные И. Ю. Габаком в бассейне р. Кедон, где они формируют экзтрузивные купола.

Таблица 4.5

Средние составы интрузивных комплексов Кедонской вулcano-плутонической ассоциации

Комплекс	Порода	Кол-во обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Булунский	Граносиенит	15	65,33	0,48	15,57	2,48	2,15	0,09	1,65	2,82	3,81	3,57	0,16
	Гранодиорит	10	66,90	0,43	14,84	2,14	2,20	0,08	1,56	2,57	3,59	3,77	0,13
	Кв. диорит-порфирит	7	63,17	0,60	15,69	3,20	2,93	0,11	2,42	3,94	3,31	3,58	0,16
	Кв. монцодиорит-порфир	13	60,83	0,63	16,74	2,52	3,16	0,12	2,32	3,51	4,21	3,35	0,20
	Лейкогранит	3	67,16	0,39	14,70	2,14	2,09	0,09	1,59	2,30	3,53	4,15	0,11
Алы-гюряхский	Субщелочной лейкогранит	8	73,74	0,20	13,78	0,51	0,75	0,07	0,31	0,57	3,99	4,53	0,03
	То же	6	71,17	0,27	14,62	1,37	1,07	0,08	0,58	0,75	4,47	4,41	0,07
	Кв. диорит	2	61,27	0,67	16,60	2,91	3,30	0,13	2,57	4,28	3,66	2,59	0,25
	Гранодиорит	3	66,02	0,46	15,75	1,83	2,49	0,11	1,40	2,72	4,09	3,50	0,16

По петрохимическим параметрам (см. табл. 4.5) породы второй группы относятся к нормальному ряду кислых вулканических пород с калиево-натриевым и натриевым типом щелочности. Содержания кремнезема колеблются от 69 до 79%. Железистость в пределах 1–3%.

Третья группа пород кедонского комплекса (трахириодациты, трахириолиты) представлена кислыми породами умеренно-щелочного ряда с ярко выраженным калиевым типом щелочности. В отдельных случаях наблюдалось, как они рассекают породы вышеописанных групп, а также покровные образования кедонской серии, с которыми они тесно пространственно ассоциируют. Замечено также повышение калиевости в периферических зонах субвулканических тел. Породы обычно олигофировые, тонкополосчатые, сферолитовые.

Одной из особенностей химического состава (см. табл. 4.5) пород третьей группы является то, что с ростом кремнекислотности концентрация щелочей снижается, а отношение калия к натрию возрастает.

На завершающем этапе среднепалеозойской вулканической деятельности формирование субвулканических и экструзивных тел сопровождалось метасоматическими и гидротермальными процессами и золото-серебряным оруденением, на участках метасоматической проработки содержания золота и серебра повышаются на один-два порядка.

4.5.2. Интрузивные комплексы

Комагматичные кедонскому вулканическому комплексу гипабиссальные интрузии по составу, петрохимическим свойствам и возрасту выделены в два гипабиссальных комплекса: алы-юряхский и булунский.

Алы-юряхский комплекс гранодиорит-гранитовый выделен П. П. Лычагиным в северной части Юкагирской глыбы и Намындыкано-Моланджинской зоне. На юге Юкагирской глыбы комплекс распространен незначительно, установлен в Кедон-Омолонской и Абкитской подзонах. Обычно это мелкие трещинные тела, площадь которых в современном эрозионном срезе составляет 5–10 км². На данной территории к комплексу отнесены массивы Верхнеозернинский, Нючалинский и Петелькинский. В их составе выделяются три фазы внедрения: первая представлена гранодиоритами и кварцевыми диоритами, вторая – умеренно-щелочными гранитами, лейкогранитами, граносиенитами, к третьей фазе жильных пород отнесены лейкогранит-аплиты. Их средние химические составы приведены в табл. 4.6.

Названные массивы сложены розовыми, часто порфиroidными, среднезернистыми, до крупнозернистыми умеренно-щелочными двуполевошпатовыми гранитами, граносиенитами и лейкогранитами второй фазы, иногда содержащими ксенолиты измененных пород первой фазы (кварцевых диоритов). В краевых частях массивов отмечаются отдельные участки, сложенные измененными породами первой фазы – кварцевыми диоритами и гранодиоритами (массив Нючалинский). Их рассекают дайки лейкогранит-аплитов третьей фазы комплекса, а также граносиенит-порфиоров булунского и риолитов кедонского комплексов. Вблизи массивов игнимбриты кедонской серии иногда содержат обломки гранитоидов комплекса. Судя по текстурно-структурным особенностям, массивы формировались на малых глубинах.

Таблица 4.6

Минеральный состав комплексов Кедонской вулcano-плутонической
и Ауланджинской вулcanoгенно-осадочной ассоциаций

Комплекс, толща, фаза	Порода	Минерал						
		Q	Pl	Or	Bt	Hb	cPx	oPx
Кедонский: ачеканская	Трахиандезит, кварцевый латит		+	±		+	±	
	Трахидациит		+	+	+	+		
произвольнинская, ледниковая	Игнимбрииты кислого состава	+	+	+	+	+		
кубакинская, ягоднинская, захаренковская	Трахиандезиты, кв. латиты		+		+	+	+	±
	Трахиандезита- зальты		+				+	
	Игнимбрииты кислого состава	+	+		+	+	±	
	Трахидацииты	±	+	+	+	+	±	
гурникская, фрамская	Риолиты	+	+	+	+			
	Трахидацииты		+	±	+	+		
Алы-юряхский: первая фаза	Кварцевые диориты, гранодиориты	12–20	50–70	5–25	6–8	12–15		
вторая фаза	Субщелочные граниты	18–25	20–60	20–40	2–5	0–8		
Булунский: первая фаза	Монциты, кв. диориты, монцо- диориты	5–20	40–65	10–35	0–5	0–5	±	5–10
вторая фаза	Кварцевые мон- циты, грано- диориты	10–25	40–55	15–30	3–10	0–5	±	±
третья фаза	Субщелочные граниты, грано- сиениты	15–30	25–60	40–50	0–5	0–15		
Ауланджинский	Трахиандезиты, кв. латиты		+	±		±	+	
Одинокинский	Кварцевые сиениты, монцо- ниты	3–15	20–50	20–60	0–10	5–15	0–10	

Примечание. Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Or – ортоклаз, Bt – биотит, Hb – роговая обманка, cPx – клинопироксен, oPx – ортопироксен.

Кварцевые диориты и гранодиориты первой фазы имеют состав: $50-70 \text{ Pl}_{30-18} + 5-25 \text{ Or} + 12-20 \text{ Q} + 6-8 \text{ Bt} + 12-15 \text{ Hb}$. Минеральный состав умеренно-щелочных гранитов: $20-40 \text{ Pl}_{13-7} + 25-60 \text{ Or} + 18-30 \text{ Q} + 2-5 \text{ Bt} + 0-8 \text{ Hb}$; лейкогранитов и граносиенитов: $23-25 \text{ Pl}_{30-25} + 45-50 \text{ Or} + 15-35 \text{ Q} + 2-5 \text{ Bt} + 0-4 \text{ Hb}$ (табл. 4.7).

По химическим свойствам они отличаются повышенной кремнеземистостью и умеренной щелочностью преимущественно калиево-натриевого, реже натриевого (в основном породы первой фазы) типа.

Аналитические данные по Rb-Sr изохронному датированию
Нючалинского массива алы-юряхского комплекса

№ пробы	Порода	Rb ⁸⁷ ±σ, г/г	Sr ⁸⁶ ±σ, г/г	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶ ±σ	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶ ±σ	Возраст, млн лет
439/5	Граносиенит	14,9	97,4	0,151	0,71190	321±8
441/9	Гранодиорит	16,4	87,1	0,186	0,71211	
442	Кварцевый диорит	9,5	101,3	0,093	0,71152	
1684/6666	Умеренно-щелочной гранит	15,8	64,5	0,242	0,71137	
1684/7	Лейкогранит-порфир	29,8	21,9	1,345	0,71726	
1685/4	Гранодиорит	10,3	154,0	0,066	0,71129	

Для гранитоидов наблюдается сходная с вулканитами закономерность – с увеличением содержания кремнезема несколько снижается общая щелочность и повышается доля оксида калия. Химический и минеральный состав (см. табл. 4.6) пород близок вулканитам из нижних частей разреза кедонской серии (табл. 4.8).

Возраст комплекса определяется по характеру взаимоотношений с вмещающими породами (они прорывают игнибриты произвольнинской и андезиты буреломнинской толщ и содержатся в виде обломков в игнибритах ледниковской толщи) как средне-позднедевонский. Полученная Rb-Sr дата (321±8 млн лет) по Нючалинскому массиву указывает на его раннекаменноугольный возраст. Нарушение изохронной системы и «омоложение» возраста, вероятно, связано с этапом внедрения даек булунского комплекса, во множестве рассекающих массив (см. табл. 4.3).

Булунский комплекс граносиенит-порфиров – гранодиорит-порфиров гипабиссальный впервые также выделен П. П. Лычагиным (1978). Малые интрузии комплекса – дайки, штоки, лакколиты, силлы широко проявлены в пределах всех структур южной части Омолонского массива и представлены порфировидными и порфировыми породами разнообразного состава от диоритов до умеренно-щелочных и щелочных гранитов. Интрузивы этого комплекса, как правило, имеют простое строение. Всегда наблюдаются зоны закалки в эндоконтактах и постепенные переходы от стекловатых пород эндоконтактов к невадитовым и порфировидным полнокристаллическим гранитоидам центральной части. Площадь в современном эрозионном срезе некоторых интрузий комплекса составляет обычно десятки квадратных километров. Среди наиболее крупных массивов выделяется Лабазный (120 км²), остальные по площади редко превышают первые десятки квадратных километров.

В составе комплекса выделяются породы четырех фаз внедрения. Первая фаза представлена кварцевыми диорит-порфиритами, монцодиоритами, монцодиорит-порфиритами, кварцевыми монцодиорит-порфиритами, вторая – кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и их порфировыми разностями, третья – умеренно-щелочными и щелочными гранитами, лейкогранитами, щелочными лейкогранитами, граносиенитами, щелочными граносиенитами, их порфировыми разностями. Четвертая фаза жильных пород представлена в основном лейкогранит-аплитами.

Химические составы пород кедонского вулканического комплекса

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	Порода	Автор	Привязка
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Очакчанская толща														
72,61	0,19	12,9	1,99	0,08	0,39	1,32	2,52	4,85	0,04	0,86	1,04	Риолит	В. А. Шишкин	Дикий
74,51	0,18	12,9	2,28	0,05	0,42	0,12	3,42	4,05	0,004	0,68	1,53	Игнимбрит риолита	В. А. Шишкин	Дикий
75,47	0,09	12,62	1,98	0,09	0,24	0,39	5,42	2,73	0,03			То же	В. Н. Егоров	В. Биркачан
Кубакинская толща														
53,82	1,13	17,62	9,82	0,15	3,24	6,51	2,84	1,35	0,31	3,05	6,43	Андезибазальт	В. Н. Егоров	прбер. В. Биркачана
55,49	0,79	17,55	8,49	0,16	2,9	5,33	4,09	1,59	0,41			Трахиандезибазальт	В. Н. Егоров	В. Биркачан
58,16	0,74	17,3	7,01	0,12	2,98	3,06	3,92	3,65	0,25	3,81	3,2	Трахиандезит	С. И. Козеев	левбер. Спокойной
61,16	0,49	16,9	4,98	0,13	1,96	3,15	4,24	3,52	0,16	1,94	2,83	Кварцевый латит	В. Н. Егоров	Выстрел
51,64	1,14	17	11,5	0,22	0,22	5,05	3,5	1,96	0,41	3,02	8,15	Лейкобазальт	Т. Б. Русакова	верх. Экала
70,43	0,53	14,6	2,59	0,08	0,55	1,05	4,08	4,12	0,09	0,36	2,19	Трахирриодацит	В. Н. Егоров	Выстрел
64,55	0,48	14,6	4,85	0,09	1,36	2,33	3,45	4,14	0,16	1,47	3,22	Трахидациит	В. Н. Егоров	прбер. В. Биркачана
57,65	0,9	16,7	8,25	0,12	2,32	2,17	8	0,24	0,25	2,26	5,74	Кластолава латитов	Т. Б. Русакова	прбер. Экала
68,38	0,4	15,65		0,09	0,54	1,51	4,4	4,35	0,08	2,05	1,41	Трахирриодацит	В. Н. Шамин	прбер. Грунтового
66,46	0,32	14,4		0,09	0,47	3,02	4,4	3,6	0,05	0,9	2,6	Туф трахидациита	В. Н. Шамин	верх. Стрелы
Захаренковская толща														
68,01	0,46	14,9	4,16	0,1	0,61	1,63	4,3	3,35	0,13	2,16	2	Игнимбрит трахидациита	В. Н. Шамин	низ. Н. Биркачана
64,35	0,5	17,6	3,09	0,1	0,4	2,51	6	2,95	0,13	0,57	2,46	Щелочной трахидациит	В. Н. Егоров	прбер. Н. Биркачана
52,06	0,88	16,3	8,93	0,18	4,01	4,61	4,3	1,2	0,27	5,21	3,72	Трахиандезибазальт	В. Н. Шамин	Исток Нэкучана
58,76	0,77	17,3	7,32	0,14	2,67	3,72	3,06	3,55	0,17	2,77	4,55	Кварцевый латит	В. Н. Шамин	верх. Н. Биркачана
53,9	0,88	19,2	7,21	0,11	2,9	6,01	3,51	2,35	0,32	3,92	3,29	Трахиандезит	В. Н. Шамин	низ. Н. Биркачана

Продолжение табл. 4.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гурническая толща														
67,08	0,32	14,8	3,54	0,06	0,81	2,31	4,17	2,17	0,09	0,75	2,71	Дациг	Т. Б. Русакова	верх. Спокойной
73,07	0,2	14,09		0,08	1,24	0,86	2,79	3,35	0,07	0,85	0,82	Туф риолита	А. П. Фадеев	левбер. Экала
69,68	0,26	10,83		0,06	0,78	1,43	1,98	3,45	0,09	1,83	1,5	Игнимбриг риодацита	В. Н. Шамин	Исток Рулона
76,2	0,2	12,46	2,59	0,02	0,59	0,21	1,29	4,97	0,07			Риолит	И. Н. Котляр	Кубака
Ледническая толща														
75,18	0,12	12,45		0,05	0,5	0,57	2,96	4,35	0,03	0,32	1,83	Игнимбриг риолита	В. Н. Егоров	прбер. Сатурна
70,17	0,2	15		0,1	0,25	0,67	4,15	5,5	0,05	1,94	1,31	Трахиродацит	В. Н. Егоров	Исток Олененок
68,64	0,36	15,3		0,07	0,55	0,77	4,6	4,9	0,1	1,72	1,88	То же	В. Н. Егоров	Исток Петельки
68,27	0,43	15,1		0,08	1,06	1,19	4,2	4,1	0,11	5,42	0,78	"-	В. Н. Егоров	левбер. Русской
70,28	0,38	13,9		0,06	0,75	1,65	3,79	4,15	0,03	1,11	1,31	Игнимбриг риодацита	В. Н. Егоров	Исток Олененок
75,88	0,13	12,2		0,03	0,5	0,5	2,47	5,72	0,03	0,4	0,88	Игнимбриг риолита	В. Н. Егоров	верх. Сатурна
73,84	0,11	13,6		0,01	0,5	0,56	3,99	5,02	0,03	0,73	1,26	Игнимбриг трахириолита	В. Н. Егоров	левбер. Сатурна
73,76	0,12	13,6		0,07	0,5	0,5	4,12	4,96	0,02	0,76	1,21	То же	В. Н. Егоров	прбер. Сатурна
71,36	0,22	13,8		0,07	0,6	0,49	4,25	5,2	0,06	2,08	2,08	Трахиродацит	В. Н. Егоров	Исток Петельки
71,5	0,14	12,9		0,08	0,4	1,47	3,38	4,45	0,04	2,3	0,87	Риодацит	В. Н. Егоров	левбер. Русской
67,04	0,35	14,9		0,05	1,16	2,59	3,5	3,31	0,13	1,33	1,52	Игнимбриг трахириодацита	В. Н. Егоров	ист. Мрачный
73,83	0,16	12,9		0,07	0,58	0,56	1,76	5,86	0,06	0,72	1,57	Игнимбриг риолитов	С. И. Козеев	прбер. Инняги
Произвольническая толща														
73,55	0,21	13,8		0,04	0,5	0,5	3,94	5,08	0,02	0,61	0,56	Трахирриолит	В. Н. Егоров	Исток Проточной
71,54	0,21	12,7		0,16	0,58	2,35	3,42	4,25	0,05	1,55	0,37	Риодацит	В. Н. Егоров	левбер. Русской
71,4	0,39	17,7		0,04	0,53	0,63	3,89	4,43	0,07	0,61	1,62	То же	В. Н. Егоров	Исток Проточной

72,26	0,22	13,6		0,08	0,4	0,67	5,1	2,9	0,05	2,19	1,38	Риодацит	В. Н. Егоров	Исток Петельки
67,54	0,44	14,65		0,07	0,76	2,42	3,91	3,84	0,11	1,08	1,73	Трахирриодацит	В. Н. Егоров	Исток Прогочной
73,15	0,21	12,6		0,09	0,55	1,51	2,7	4	0,05	0,75	1,39	Риолит	В. Н. Егоров	левбер. Русской
72,18	0,18	13,81	2,48	0,18	0,62	1,17	3,17	4,31	0,02			Игнимбриг риодацита	В. Н. Егоров	Пятинах
67,8	0,4	15,2		0,14	0,91	1,44	4,47	3,75	0,12	1,26	2,18	Игнимбриг трахириодацита	В. Н. Егоров	левбер. Тика
70,7	0,31	13,9		0,09	0,53	1,09	4,05	4,35	0,08	1,83	1,59	То же	В. Н. Егоров	То же
73,58	0,25	13,8		0,04	0,19	0,58	3,2	5,8	0,04	0,36	1,42	Игнимбриг трахириодацита	А. В. Чайцын	Исток Ветки
72,22	0,33	14,2		0,08	0,78	0,31	4	5,25	0,06	1,29	0,84	То же	А. В. Чайцын	Молькаты
67,53	0,48	15,2		0,09	1,06	1,63	4,9	4,05	0,13	1,65	1,67	Игнимбриг трахириодацита	А. В. Чайцын	То же
70,35	0,35	15,2		0,04	0,56	0,66	4,6	4,8	0,06	0,79	1,51	То же	А. В. Чайцын	"-"
Зеркальная толща														
69,94	0,22	15,39	3,13	0,05	0,49	0,97	2,98	4,65	0,09	1,57	1,99	Игнимбриг риодацита	И. Ю. Габак	
76,29	0,1	13,24	1,78	0,03	0,14	0,16	3,15	4,24	0,04	0,86	0,83	Игнимбриг риолита	И. Ю. Габак	
72,36	0,25	14,42	2,64	0,04	0,66	0,4	3,52	4,3	0,05	1,43	1,05	То же	И. Ю. Габак	
74,79	0,13	12,82	2,36	0,05	0,4	0,8	2,91	4,02	0,02	1,35	0,86	"-"	И. Ю. Габак	
70,96	0,23	15,17	2,76	0,08	0,84	0,89	2,2	4,3	0,07	1	1,65	"-"	И. Ю. Габак	
75,96	0,08	12,72	2,18	0,05	0,23	0,2	3,45	3,84	0,05	0,71	1,39	"-"	И. Ю. Габак	
Фрамская толща														
75,51	0,1	12,55		0,03	0,5	0,5	3,86	4,55	0,02	0,76	0,78	Трахирриолит	В. Н. Егоров	Исток Хангара
70,6	0,33	14,4		0,08	0,58	0,77	4,3	4,15	0,08	0,72	2,3	Туф риодацита	В. Н. Егоров	левбер. Кедона
71,11	0,25	13,9		0,06	0,43	0,28	4,3	3,65	0,07	2,05	2,02	Игнимбриг риодацита	В. Н. Егоров	То же

Окончание табл. 4.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
74,88	0,16	13,5		0,02	0,5	0,5	5,01	2,84	0,05	0,32	1,68	Игнимбриг риолита	В. Н. Егоров	левбер. Проточной
70,5	0,24	14,25		0,1	0,68	1,58	2,06	5,2	0,08	0,79	0,98	Риодацит	В. Н. Егоров	левбер. Кедона
73,43	0,23	12,37	2,32	0,23	0,7	1,74	3,44	3,09	0,07			Игнимбриг риолита	В. Н. Егоров	Пятинах
68,5	0,22	15,52	3,38	0,1	0,43	1,29	2,5	4,8	0,09	0,64	2,62	Риолит	И. Ю. Табак	
Ягоднинская толща														
61,93	0,59	16,25		0,15	3	4,18	3,06	2,7	0,17	3,63	2,84	Андезит	В. Н. Егоров	Исток Петельки
61,43	0,58	15,5		0,14	2,54	3,47	3,85	4	0,15	2,81	3,46	Кварцевый лагит	В. Н. Егоров	левбер. Русской
61,16	0,6	16,8		0,12	1,69	2,98	4,4	3,6	0,2	2,52	2,37	То же	В. Н. Егоров	прбер. Тик
62,41	0,59	17,8	5,02	0,1	1,02	1,95	3,72	4,62	0,16	0,32	4,66	"-	В. Н. Егоров	Исток Хунганджи
62,81	0,48	16,5	5,52	0,13	1	2,39	4,94	3,2	0,18			"-	В. Н. Егоров	Пятинах
59,95	0,39	14,03	4,02	0,22	0,77	6,96	2,85	3,95	0,12			Игнимбриг андезита	В. Н. Егоров	То же
62,53	0,32	16,2		0,08	0,63	1,16	4,64	5,55	0,12	2,15	1,78	Трахит	В. Н. Егоров	Снайпер
57,82	0,7	16,7		0,14	2,09	5,43	3,33	3,22	0,24	3,88	2,8	То же	В. Н. Егоров	То же
60,58	0,74	17,25		0,17	1,51	2,24	5,55	3,65	0,29	1,15	5,92	"-	В. Н. Егоров	Исток Мунугуджака
64,9	0,38	17		0,1	0,81	1,05	4,74	6,09	0,14	1,44	2,07	Трахидациг щелочной	В. Н. Егоров	Исток Олененок
66,4	0,33	16,5		0,09	0,55	0,77	4,46	5,41	0,19	0,97	2,36	То же	В. Н. Егоров	верх. Бродной
64,97	0,31	15,95		0,12	0,81	2,07	3,9	4,9	0,12	2,33	1,57	Трахидациг	В. Н. Егоров	Снайпер
67,41	0,23	15,55		0,07	0,5	1,19	4,38	5,94	0,07	0,72	1,89	Трахидациг щелочной	В. Н. Егоров	левбер. Проточной
63,2	0,44	18,21	3,77	0,12	0,92	2,24	4,09	4,56	0,16	0,9	2,77	Трахидациг	Н. А. Усачев	Исток Тика
64,38	0,53	16,71	5,26	0,09	0,78	2,52	4,8	3,7	0,24			Эжструз. грахидациг	В. Н. Егоров	Исток Утреннего
64,2	0,52	15,9	4,17	0,14	1,66	2,31	4,05	3,55	0,18	3,45	0,72	Трахидациг	В. Н. Егоров	левбер. Пятинаха

Кедонские субвулканические образования														
76,15	0,1	11,2		0,07	0,55	0,77	1,4	5,7	0,03	1,44	0,5	Риолит	В. Н. Егоров	Истоки руч. Выстрел
70,93	0,28	15,09	1,77	0,03	0,22	0,98	2,6	6,16	0,04			Риодацит	И. Н. Котляр	руч. Кубака
68,7	0,33	15,84	2,6	0,05	0,3	1,42	3,88	4,6	0,06			Трахирриодацит	И. Н. Котляр	То же
66,61	0,56	13,8	5,53	0,11	0	1,35	5,26	4,48	0,04	0,72	4,73	Трахидацил щелочной	В. Н. Егоров	Истоки руч. Экала
59,09	0,6	14,9		0,19	2,53	4,34	2,97	2,95	0,22	2,23	4,66	Андезит	В. Н. Егоров	руч. Сомнительный
54,11	0,74	15,31		0,13	3,41	5,13	3,58	3,75	0,35	4,71	3,29	Латит	В. Н. Егоров	руч. Мышинный
62,89	0,48	16,45	5,59	0,12	1,54	2,64	4,96	3,39	0,15			Кварцевый латит	В. Н. Егоров	руч. Верх. Биркачан

Для монцодиоритов, кварцевых диоритов первой фазы типичен минеральный состав: $40-65 \text{Pl}_{60-25} + 10-35 \text{Or} + 5-20 \text{Q} + 5-10 \text{Gip} + 0-5 \text{Nb} + 0-5 \text{Vt} \pm \text{Di} + \text{Mt} + \text{Ap}$.

Минеральный состав гранитоидов и кварцевых монцонитов второй фазы: $40-55 \text{Pl}_{60-13} + 15-30 \text{Or} + 10-25 \text{Q} + 0-7 \text{Nb} + 3-10 \text{Bt} \pm 0-5 \text{Di} \pm \text{Gip} + \text{Sf} + \text{Mt} + \text{Ort} \pm \text{Ap}$.

Для граносиенитов, умеренно-щелочных, щелочных гранитов и лейкогранитов третьей фазы, а также их порфировых разностей минеральный состав: $25-60 \text{Pl}_{35-5} + 40-50 \text{Or} + 15-30 \text{Q} + 0-15 \text{Nb} + 0-5 \text{Vt} \pm \text{Mt}$.

Минеральный состав фенокристаллов умеренно-щелочных лейкогранит-аплитов и лейкогранит-порфиров четвертой фазы: $50-55 \text{Pl}_{15-5} + 5-30 \text{Or} + 5-10 \text{Q} + 0-20 \text{Vt}$.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к нормальному или умеренно-щелочному ряду, характеризуются высокой глиноземистостью и калиево-натриевым, значительно реже калиевым или натриевым типом щелочности (см. табл. 4.8). Как общая закономерность для кислых представителей комплекса с увеличением содержания кремнезема отмечается уменьшение общей щелочности, для пород среднего и умеренно-кислого составов (до 68% SiO_2) наблюдается обратная закономерность. Обычно породы нормального и умеренно-щелочного ряда распространены в рамках разных тектоно-магматических структур или структурно-формационных подзон и районов. Породы нормальной щелочности первой фазы, например, резко преобладают на границе Ауланджинской и Кедонской СФЗ в зоне Верхне-Омолонского разлома, где слагают многочисленные дайки и небольшие дайкообразные тела или штоки, но наиболее широко представлены в Рассошинской СФЗ (за пределами рассматриваемого района). Умеренно-щелочные разности более характерны для Кедонской СФЗ.

Булунский комплекс является представителем гранодиорит-гранитной формации

умеренно-щелочного профиля. Присутствие в составе крупных массивов слабо раскристаллизованных порфировых разностей, наряду со стекловатыми, свидетельствует о незначительных глубинах формирования комплекса (до 1 км). Петрохимически и минералогически породы комплекса близки покровным и субвулканическим образованиям кедонского комплекса (см. табл. 4.6, 4.7).

Возраст комплекса определяется поздним девоном (фамен) – ранним карбоном (низы турне), так как практически все массивы прорывают и метаморфизуют вулканыты кедонской серии. В то же время в туфах и игнимбритах гурникской и ледниковской толщ встречаются обломки кварцевых диорит-порфиритов, подобных образованиям первой фазы булунского комплекса (табл. 4.9).

Таблица 4.9

Результаты определения радиологического возраста пород булунского комплекса К-Аг методом

№ пробы полевой	Привязка	Порода	(K±σ), %	(⁴⁰ Ar _{рад} ±σ _{хф}), %	(T±σ), млн лет
1704/1	Массив Лабазный	Умеренно-щелочной лейкогранит третьей фазы	3,67±0,01	53,7±0,1	200±1
1745/1	То же	Лейкогранит третьей фазы	3,33±0,01	46,3±2,1	190±8
1720/8	Массив Гэлбэти	Гранодиорит второй фазы	2,59±0,01	68,0±1,2	344±6
5046/2	То же	Гранодиорит-порфир второй фазы	2,59±0,01	43,4±1,2	227±6
95*	Верховья р. Бродная	Гранодиорит второй фазы	2,23	49,00	292,7
55a**	Массив Лабазный	Гранодиорит-порфир второй фазы	4,08	67,70	225,3
54**	То же	Гранодиорит второй фазы	2,13	42,10	265,4
1572/1	Правобережье руч. Молькагы	Кварцевый монцонит второй фазы	2,49±0,01	33,2±0,5	183±3
5071/4	Левобережье р. Ин-няга	Монцодиорит первой фазы	2,27±0,01	55,2±0,5	320±3
1519-4	Левобережье Верх. Коаргычана	Гранит-порфир третьей фазы	4,09±0,02	80,4±0,1	264±1
1532-4	Левобережье Ниж. Коаргычана	Умеренно-щелочной гранит третьей фазы	3,54±0,01	71,5±0,8	270±3
1433	Массив Ледяной	Кварцевый сиенит	5,15±0,02	63,8±0,8	171
1432/8	Верховья руч. Корба	Кварцевый монцонит	4,83±0,01	54,9±0,3	157
347***	Массив Ледяной	Сиенит	5,62	6,31	183
137/1****	Верховья Коркодона	Кварцевый монцонит-порфир	2,99±0,01	69,5±3,43	308±14
1006/3****	Джугаджак	Умеренно-щелочной гранит-порфир	3,24±0,03	82,3±1,72	334±7
1015/1****	То же	Кварцевый сиенит-порфир	2,58±0,02	57,6±0,33	296±3
1129/3****	"-	Монцодиорит-порфир	1,76±0,01	23,1±0,97	180±7
3030/1****	"-	Умеренно-щелочной гранит-порфир	1,96±0,01	47,7±0,91	321±6
3034****	"-	Гранодиорит-порфир	2,87±0,02	78,1±3,40	355±14
3070/1****	Руч. Упрямый	Монцонит	2,42±0,02	37,9±1,17	213±6

*Пробы Б. А. Сняtkова.

**Пробы И. В. Полуботко.

***Проба М. И. Терехова.

****Пробы П. А. Шерстобитова, остальные данные В. Н. Егорова.

4.6. Ауланджинская вулканогенно-осадочная ассоциация

Накопление вулканогенно-моцассовых толщ сопровождалось в небольшом объеме магматической деятельностью, выразившейся в формировании покровов и комагматических субвулканических и гипабиссальных тел. Гипабиссальные образования выделены одним из авторов (В. Н. Егоров) в самостоятельный одинокинский комплекс малых интрузий, а субвулканические тела – в ауланджинский вулканический комплекс.

Ауланджинский трахиандезитовый комплекс распространен локально. Субвулканические тела комплекса обнажаются обычно вблизи вулканических построек этого возраста. Состав их меняется от трахиандезибазальтового-латитового до трахидацитового. Форма тел – небольшие штоки, силлы, субпластовые залежи, дайки. Наиболее крупное тело трахиандезитов в виде расслоенного силла площадью около 6 км² обнажается в районе вершины Бокал. Силл размещается среди вулканитов кедонской серии в основании бургалийской свиты. В сохранившихся линзах известняков, интрузируемых силлом, установлены конодонты среднетурнейского облика. По химическому составу породы характеризуются умеренной щелочностью калиево-натриевого типа с преобладанием оксида натрия над оксидом калия, характерна низкая известковистость. Абсолютный возраст пород комплекса приведен в табл. 4.10.

Таблица 4.10

Результаты определения радиологического возраста пород ауланджинского комплекса К-Аг методом

№ пробы полевой	Привязка	Порода	(K±σ), %	(⁴⁰ Ar _{рад} ±σ _{хр.}), %	(T±σ), млн лет
204	Вершина г. Бокал	Трахиандезит	2,96±0,01	29,0±0,3	136±2
202/4	Верховья руч. Бокал	Трахиандезибазальт	2,24±0,01	21,1±0,3	131±2
86/4	Руч. Ящер	Андезит	2,96±0,03	33,1±1,01	154±2
87/2	То же	Игнимбрит трахириолита	4,69±0,03	49,6±2,39	147±2
3001/2	Руч. Темный	Трахиандезит	8,90±0,02	78,8±0,45	123±1
3074/1	Руч. Упрямый	То же	1,69±0,01	18,1±0,31	148±3
460а-5	Руч. Снайпер	-"	3,21	57,2	240±3

Примечание. Аналитик А. Д. Люскин, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Одинокинский комплекс кварцевых сиенитов – монцонитов. Широко распространен в Ауланджинской СФЗ, где ассоциирует с вулканитами одинокинской толщи или с выходами бургалийской свиты, несколько в меньшей степени проявлен в Кедонской СФЗ. Обычно он представлен небольшими по площади штокообразными телами, дайками или силлами, редко встречаются отдельные трещинные интрузии до 25 км² (массив Ледяной). Интрузивы имеют простое строение и сложены в основном кварцевыми сиенитами (до граносиенитов), монцонитами и их порфиоровыми разновидностями, характеризуются повышенной щелочностью (до 9–10,5%) калиево-натриевого типа (табл. 4.11).

Результаты определения радиологического возраста пород
одинокинского комплекса К-Аг методом

№ пробы полевой	Привязка	Порода	(K±σ), %	(⁴⁰ Ar _{rad} ±σ _{хрп.}), %	(T±σ), млн лет
1433	Массив Ледяной	Кварцевый сиенит	5,15±0,02	63,8±0,8	171
1432/8	Верховья руч. Корба	Кварцевый монцонит	4,83±0,01	54,9±0,3	157
347*	Массив Ледяной	Сиенит	5,62	6,31	183
137/1**	Верховья Коркодо-на	Кварцевый монцонит-порфир	2,99±0,01	69,5±3,43	308±14

* Данные М. И. Терехова.

** Данные П. А. Шерстобитова.

Минеральный состав сиенитов, кварцевых сиенитов: 20–50 Pl₃₅₋₅ + 40–60 Or + 3–15 Q + 5–15 Nb + 0–5 Bt + Mt. Минеральный состав кварцевых монцонитов отличается меньшим количеством ортоклаза (обычно 15–20%), присутствием клинопироксена до 10% и биотита до 15%. Содержание магнетита в них 2–5%.

Возраст комплекса уверенно определяется по взаимоотношению с вмещающими и перекрывающими толщами как турнейский. Отдельные тела монцонитов рассекают однокинскую толщу раннего карбона, в более молодых образованиях они не встречаются. Кварцевые сиениты Ледяного массива и гранит-порфиры третьей фазы содержатся в гальках конгломератов ючугейской свиты визейского возраста. Радиологический возраст пород комплекса, определенный калий-аргоновым методом, колеблется в пределах 157–308 млн лет (см. табл. 4.10).

4.7. История развития территории в среднем палеозое и формирование вулcano-тектонических структур

В геологической истории среднего палеозоя территории главенствующая роль принадлежит Кедонскому вулcano-плутоническому поясу. Омолонский массив в это время представлял собой обширное вулканическое нагорье. Краина среднепалеозойского палеоокеанического бассейна реставрируется к северо-востоку от современного положения массива. В этом направлении субаэральный вулканизм Юкагирской глыбы сменяется субаквальным, перемежающимся с накоплениями морских терригенно-карбонатных (Намындыкано-Моланджинская зона) и (далее к северо-востоку в Березовской зоне) кремнисто-терригенных отложений (Лычагин и др., 1989; Гагиев, 1996).

На Кедонском поднятии с конца раннего девона после относительно спокойного этапа развития (конец силура – начало девона) вдоль активизирующихся глубинных разломов закладываются грабенообразные прогибы, разделенные приподнятыми блоками фундамента (длительно развивающимися валообразными поднятиями), воздымание которых относительно смежных площадей было, по-видимому, вызвано формированием раннепалеозойских гранитоидов и привело к инверсии плотности в фундаменте массива. Сохраняется общий субмеридиональный план (в современных ко-

ординатах) этих прогибов. В пределах Абкитской подзоны и в небольшом объеме в Кедон-Омолонской подзоне в начальный этап тектонической активизации вдоль глубоких расколов происходит излияние лав основного, среднего и умеренно-кислого составов (буреломнинская и ачеканская толщи). Начиная со среднего девона грабенообразные прогибы заполняются кислым вулканокластическим, преимущественно игнимбритовым материалом – трахириолитовая (игнимбритовая) фаза. Извержения в значительной степени носили трещинный характер и обеспечили формирование игнимбритовых полей больших объемов максимальной мощностью в центральной части Кедонского поднятия (Кедон-Омолонская подзона). Выброс большого количества вулканического материала за сравнительно короткое время привел к проседанию части территории как следствию опорожнения внутренней камеры и формированию крупной Верхнекедонской депрессии в центральной части поднятия. Вследствие обрушения и закупорки каналов массовые извержения игнимбритов в депрессии на какое-то время прекращаются; в ее краевых частях в результате высокого гидростатического давления начинают формироваться экструзивные купола кристаллоигнимбритов зеркальнинской толщи (Лево-Кедонский, Маловоднинский, Лево-Варваринский купола (1980 г.). Этап преимущественно кислого игнимбритового вулканизма на Кедонском поднятии продолжался до середины фамена (в Анмандыканской зоне, по-видимому, до начала фамена). К концу этапа в результате определенной структурной перестройки происходит смена характера вулканизма. В процессе массовых извержений игнимбритов, вероятно, произошла закупорка большинства подводных каналов, и на какое-то время вулканические эксплозии прекратились. Из остаточных расплавов на средних и малых глубинах формировались интрузии гранитоидов (алы-юряхский комплекс). Синхронность образования игнимбритовых толщ и гранитоидов алы-юряхского комплекса доказывается, с одной стороны, наличием интрузивных контактов, с другой – присутствием обломков гранитоидов в игнимбритах, что наблюдалось одним из авторов на правом берегу р. Кедон. На контактах гранитоидных массивов в карбонатных толщах формируются золото- и серебросодержащие джаспероиды, а в сульфидизированных роговиках по вулканитам кедонской серии отмечается слабая золотая минерализация.

В фамене преимущественно в Анмандыканской подзоне происходят излияния лав среднего состава из вулканических построек центрального типа (формируются щитовые и стратовулканы). Они образуют вулканическую цепь субмеридионального простираения в восточной окраинной части Кедонского поднятия. Вулканические процессы были импульсными: мощные излияния лав среднего состава сменялись периодами затишья, когда в кальдерных озерах и впадинах накапливались вулканогенно-осадочные преимущественно тонкотерригенные толщи; периодически из боковых кратеров или трещин вырывались кислые и умеренно-кислые пирокластические массы, формировавшие туфовые и игнимбритовые покровы, которые перемежались с вулканогенно-осадочными породами. Мощность последних существенно колеблется от первых десятков метров до 300 м. В Кедон-Омолонской подзоне этот этап проявился слабыми излияниями лав среднего и умеренно-кислого состава повышенной

щелочности. Они концентрировались в периферической части Кедонской депрессии и носили, по-видимому, трещинный характер; возможно, приурочены к дуговым разломам, ограничивающим депрессию. Для Абкитской подзоны данный этап характеризуется преимущественными извержениями основного вулканизма повышенной щелочности, перемежающегося с терригенными и вулканогенно-осадочными породами, накапливающимися в субаквальных условиях. В это же время начинают формироваться отдельные гипабиссальные интрузии булунского комплекса. С интрузивами среднего состава булунского комплекса ассоциируют прожилково- жильные образования с медно-молибденовой минерализацией, предполагается и связь с ними золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

Конец девона и начало карбона знаменуются образованием крупных депрессий и просядок. В эту стадию вулканическая активность постепенно ослабевает, различия между подзонами нивелируются; в депрессиях (Гурникская, Экальская, Охотниковская и др.) и просядках накапливаются преимущественно пестроцветные пирокластические и разнообломочные вулканогенно-терригенные осадки. Вулканизм умереннокислого и кислого состава проявлялся преимущественно в виде эксплозий с образованием разнообломочных туфов, перемежающихся с ксеноигнибридами и вулканогенно-осадочными породами. Наличие горизонтальной градационной слоистости указывает на преимущественное формирование их в водной (озерной) среде. Эволюция депрессий и просядок завершается формированием экструзивных куполов, внедрением субвулканических тел риолитов и дацитов, а также гранитных интрузий булунского комплекса (третья фаза). Следующие за этим фумарольно-сульфатарные процессы вызвали интенсивную гидротермально-метасоматическую проработку пород и образование гидротермальных жил с золото-серебряным оруденением.

Турнейско-ранневизейский этап характеризуется общим затуханием вулканической активности. Начинается интенсивная денудация сформировавшегося вулканического плато. В межгорных и предгорных впадинах, частично уже в прибрежно-морских условиях накапливаются пестроцветные преимущественно вулканомиктовые толщи – вулканогенная моласса ауланджинского комплекса. Локальные проявления вулканизма среднего и основного составов (снайперская, одинокинская толщи, джугаджакская свита) трассируют активные зоны крупных разломов. Извержения происходят как в наземных, так и в прибрежно-морских условиях, формируя вулканические острова или разрозненные вулканические поля. Одновременно вдоль тех же зон разломов происходит внедрение гипабиссальных интрузий одинокинского комплекса, сопровождающееся метасоматическими и гидротермальными процессами и медно-молибденовой минерализацией.

Территория Ауланджинской СФЗ со второй половины среднепалеозойского этапа (конец фаменского века) вовлекается в тектоническую активизацию, что привело к раскалыванию ее на блоки, образованию грабенов и горстов. С конца девона в грабенообразных прогибах накапливаются морские молассоидные толщи (крестикская свита), сменяющиеся вверх по разрезу осадками «отдаленной» кремнистой формации (буйондинская и ючугейская свиты, анманджинская толща) с локальным проявлением вдоль

разломов вулканитов среднего состава (одинокинская толща). На первом этапе терригенный материал поступал со смежных горстов, сложенных образованиями фундамента массива и отложениями первого структурного яруса. По мере разрастания морского бассейна в раннем карбоне в составе обломочной части осадков появляются и вулканиты кедонской серии. Карбонатные отложения южугейской свиты распространены локально и, по-видимому, представляли собой небольшие рифовые постройки на склонах вулканических островов, сложенных андезитами одинокинской толщи, к тому времени уже существенно разрушенных (в конгломератах основания южугейской свиты большое количество (до 25–30%) галек подобных вулканитов).

Завершается среднепалеозойский этап пенеппенизацией территории и накоплением в пределах унаследованных впадин лагунно-болотных, преимущественно тонко-терригенных угленосных осадков корбинской свиты (конец раннего карбона). Лишь в анмандыканской подзоне, где расчлененность рельефа была еще значительной в крайних частях бассейнов, в основании разреза накапливались пачки конгломератов с хорошо окатанной галькой вулканитов кедонской серии и кварца, в том числе и золотоносного (за счет разрушения близповерхностных золото-серебряных месторождений).

4.7.1. Характеристика основных вулcano-тектонических структур

Каждый из этапов формирования вулcano-плутонического пояса характеризуется развитием определенных вулcano-тектонических структур. В начальный этап – это преимущественно крупные отрицательные структуры – линейные грабены (Спокойнинский) и изометричные депрессии (Верхнекедонская), на завершающей его стадии формируются экстрезивные купола и интрузивно-купольные поднятия. Для среднего этапа более характерны структуры центрального типа – стратовулканы (Авландинский) и щитовые постройки. Следующему этапу вулканизма свойственны вулcano-тектонические депрессии и просадки с формированием резургентных экстрезивных и субвулканических куполов. В завершающую стадию среднепалеозойского вулканизма формируются небольшие разрозненные вулканические постройки и интрузивно-купольные поднятия. Необходимо отметить сложность в проведении палеовулканических реконструкций и определении границ и характера тех или иных вулканоструктур вследствие интенсивного развития более молодых тектонических, магматических и метасоматических процессов, приведших к существенному преобразованию изначальных форм. Поэтому наиболее уверенно восстанавливаются структуры последних этапов вулканической деятельности среднего палеозоя.

Верхнекедонская вулcano-тектоническая депрессия находится в верхнем течении рр. Кедон и Лев. Кедон. Она имеет форму овала, слегка вытянутого в субмеридиональном направлении, размером 80–90×50–60 км. На юге и востоке сохранились отдельные элементы дуговых разломов, ограничивающих депрессию, вдоль которых на поверхность выведены разрозненные блоки, сложенные породами основания депрессии (образования ордовика, рифея, архея). На западе и северо-западе депрессия перекрыта более молодыми отложениями пермско-мезозойского возраста Лево-Кедонской

грабен-синклинали. С северо-северо-востока она обрывается Кедонским глубинным разломом.

Депрессия выполнена туфо-игнимбритовыми покровами зеркальнинской толщи, мощностью 750 м (по данным И. Ю. Габака, до 2000 м). Для них характерно пологое (5–15°) залегание до субгоризонтального в центре структуры. К рассекающим депрессию северо-восточным разломам приурочены рои даек и субвулканические тела преимущественно кислого состава. В краевых частях (в наиболее обнаженной восточной ее части) депрессия осложнена экструзивно-купольными поднятиями, формировавшимися синхронно с выполняющими структуру покровами зеркальнинской толщи.

В геофизических полях депрессия выражена локальным минимумом поля силы тяжести изометричной формы с максимальной интенсивностью в ее южной и северной частях (до -25 мгл) и в целом спокойным положительным магнитным полем (200–500 нТл). Ограничения депрессии в определенной степени подчеркиваются градиентами поля силы тяжести.

Экструзивно-купольные структуры (описание приводится с использованием материалов И. Ю. Габака, 1980 г.) – *Лево-Варваринская, Маловоднинская, Лево-Кедонская*, располагаются в восточной части депрессии цепочкой по дуге от руч. Варварин до руч. Обыкновенный. Это купола изометричной или овальной формы, площадью от 12 (Лево-Варваринский купол) до 150 км² (Лево-Кедонский купол), выполненные в центральной части экструзиями кристаллоэластических игнимбритов. Они разбиты дуговыми и радиальными трещинами, которые служили каналами для поступления следующих порций магматического материала. Вмещающими экструзии породами являются туфы и игнимбриты зеркальнинской толщи, перекрываются они также пирокластическими породами верхних горизонтов зеркальнинской толщи. Формирование экструзий имело длительный, многоэтапный характер: периоды выжимания вязкой магмы сменялись пирокластическими извержениями, продукты которых накапливались на склонах куполов.

Спокойнинский грабен вытянут в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Омолон приблизительно на 80–100 км. С востока и запада он ограничен глубинными разломами (Верхне-Омолонским и Коаргычанским) и выступами фундамента массива. Его южное окончание перекрыто пермско-мезозойскими осадками, а на северо-северо-востоке развиты более молодые вулканогенные образования Захаренковской депрессии.

Выполнен грабен кислыми, преимущественно игнимбритовыми покровами очакчанской толщи, мощностью до 300–350 м, впоследствии перекрытыми более молодыми вулканитами кубакинской и водораздельнинской толщ. В краевых частях грабена к западу и востоку очакчанская толща постепенно выклинивается, и на породы его основания ложатся все более молодые вулканогенные отложения кедонской серии.

Более поздними разломами преимущественно северо-восточного и северо-западного направления структура была разбита на многочисленные блоки и приобрела современный мозаичный, «клавишный» вид, с отдельными выходами пород фундамента в центральной части.

Нючалинская интрузивно-купольная структура выделена В. Н. Егоровым (2001 г.) на западе территории в междуречье Нючали – Русская-Коркодонская в восточном ограничении Чирской депрессии. В плане структура имеет изометричную форму диаметром 12–13 км. В ядре ее обнажается одноименный гранитоидный интрузив алыюряхского комплекса, на западе – периклинально залегающие вулканиты буреломнинской толщи, на севере и востоке структура перекрыта мезозойскими образованиями.

В северной части района (верховья руч. Стрела и Грунтовый) выделен *Авландинский стратовулкан* (Степанов, 1988 г.) с поперечником 10–12 км. Названная структура участками ограничивается дугowymi разломами, дешифрируемыми на контактной печати, и пересекается радиальными дайками и телами кислого и среднего состава. Сложена она вулканитами кубакинской толщи, в ядерной части обнажаются субвулканические тела риолитов с субвертикальной флюидалностью. Наблюдается преимущественно периклинальное залегание покровов. Вблизи ядерной части постройки существенная роль принадлежит лавам трахиандезитов или трахидацитов, с удалением к северу увеличивается в разрезе количество разнообломочных туфов аналогичного состава. Развивался вулкан синхронно с Елочкинской постройкой, и мощности накопленных здесь вулканитов сопоставимы.

Гурникская вулcano-тектоническая депрессия выделена одним из авторов (Егоров, 2001 г.) работы на лево- и правобережье р. Омолон, охватывая бассейны руч. Мунугудяк, Магнитный, Мышиный, нижнее течение Верх. Биркачана. Она имеет овальную форму (35 на 22 км), субмеридиональное удлинение (рис. 4.7). Основание депрессии сложено вулканитами кубакинской толщи. Структура выполнена вулканогенно-осадочными и пирокластическими породами гурникской толщи, которые в большинстве случаев имеют центриклинальное залегание под углами 10–30°. Лишь на юго-востоке залегание нарушено более поздними взбросо-надвиговыми дислокациями. За пределами структуры породы лежат субгоризонтально или слабо наклонно, в сторону от нее. В северо-западной части депрессии обнажаются отложения вулканогенной молассы четвертого этапа мощностью до 350 м. Центральная часть структуры перекрыта терригенными раннекаменноугольными (мощностью 200–300 м) и карбонатно-терригенными пермско-мезозойскими (до 1400 м) отложениями, слагающими Мунугуджакскую мульду, которая, вероятно, имеет унаследованный характер. К краевым частям депрессии приурочены эктрузивные и субвулканические купола трахириолитов или трахириодацитов, коагматичные вулканитам гурникской толщи. Они обычно сопровождаются полями метасоматитов с золото-серебряной минерализацией. Типичных кольцевых разломов, оконтуривающих депрессию, не установлено, лишь на севере и западе намечаются фрагменты дугowych разломов, разорванных более поздними нарушениями на отдельные отрезки. Северный и юго-восточный фланги структуры рассечены многочисленными разломами надвиговой и сбросо-сдвиговой природы. В юго-восточной части структуры выделяется *Кубакинская просадка* диаметром около 6–7 км. В ее северном и западном крыле породы имеют общее юго-восточное падение под углами 15–25°, в приразломных зонах – до 40–45°.

б

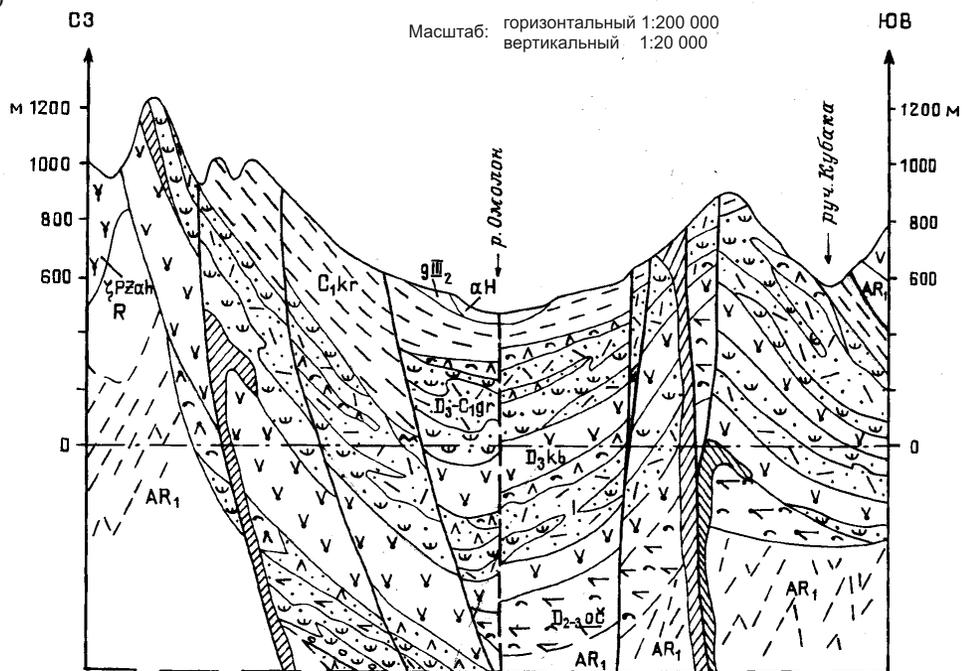


Рис. 4.7. Схематическая карта Гурникской депрессии с распределением рудных месторождений и районов (а) и ее геологический разрез А–Б (б) (пояснения в тексте)

На южное и восточное крылья просадки по взбросо-надвигам надвинуты породы фундамента. Вулканиты гурникской толщи в пределах просадки интенсивно метасоматически изменены, пронизаны гидротермальными жилами, несущими золото-серебряное оруденение (месторождение Кубака).

Депрессия в большей своей части характеризуется спокойным слабо отрицательным магнитным полем, лишь в районе выходов меловых интрузий отмечаются контрастные положительные магнитные аномалии.

Лево-Кедонская (Ущельнинская) интрузивно-купольная структура (резургентный купол) описана В. В. Бурзайкиным (1991 г.) в бассейне руч. Юный и Ущельный. В плане структура имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала размером 18×15 км. В ее центральной части обнажаются осадочные породы ордовика, прорванные субвулканическими дацитами кедонского комплекса и интрузиями гранодиоритов булунского комплекса. На склонах купола распространены вулканогенные образования фрамской толщи, залегающие субгоризонтально или с небольшим наклоном ($5-20^\circ$) как к центру купола, так и от него. Структура разбита дугowymi и радиальными разломами на блоки. Разломы северо-восточного и северо-западного простирания имеют преимущественно сбросо-взбросовый характер с амплитудой перемещения блоков от первых десятков до 600–700 м.

Одинокинский вулкан выделен на междуречье Одинокий – Рыбный в зоне Верхне-Омолонского разлома. Основанием вулкана служат терригенные отложения крестикской свиты. Структура имеет форму овала (5×3 км), вытянутого в субмеридиональном направлении вдоль зоны разлома. Сложен вулкан преимущественно трахиандезитами и их лавобрекчиями с пачками псефитовых туфов среднего состава мощностью до 200–250 м, залегающими субгоризонтально. В пределах структуры наблюдаются многочисленные выходы субпластовых и секущих тел кварцевых монцонит-порфиров, нередко переходящих в трахиандезиты и, вероятно, выполняющих подводящие каналы. Здесь же отмечаются единичные субвулканические тела риолитов и дацитов кедонского комплекса. Извержения, по-видимому, происходили в подводных условиях и носили спокойный характер.

Глава 5. ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – МЕЗОЗОЯ

На площади Омолонского массива верхнепалеозойско-мезозойские комплексы залегают с размывом и угловым несогласием на подстилающих более древних породах, их нижняя граница имеет скользящий возраст. В пределах Юкагирской глыбы распространены, в основном, только верхнепермские и мезозойские отложения, нижнепермские появляются лишь в краевых частях глыбы. В Ауланджинской зоне прослеживается практически полный разрез этого структурного этажа.

5.1. Структурно-формационное районирование

Общий преимущественно терригенный состав и сравнительно небольшие, хотя и сильно различающиеся по площади, мощности верхнепалеозойско-мезозойских отложений обуславливают принадлежность их к единой Омолонской структурно-формационной области. Для всего этого этапа достаточно уверенно устанавливается разделение на Юкагирскую и Ауланджинскую структурно-формационные зоны, распределение более мелких структурных подразделений – подзон для верхнепалеозойских отложений и отдельных интервалов разреза мезозойских отложений существенно отличается. Для верхнепалеозойской части разреза в составе Юкагирской зоны выделяются Кедон-Омолонская и Мунугуджакская подзоны, а в составе Ауланджинской зоны – Малоавланджинская и Арманджинская подзоны (рис. 5.1).

В контурах Юкагирской зоны, ограниченной Тебанинским и Верхне-Омолонским разломами, верхнепалеозойский комплекс представлен только его пермской частью, в составе отложений преобладают изветсяки. При этом на большей западной части зоны (в Кедон-Омолонской подзоне) разрез начинается с верхнепермской омолонской свиты, восточнее – с нижнепермской джигдалинской свиты. Выделенная по результатам детального изучения стратиграфических разрезов В. Г. Ганелиным (1973) Мунугуджакская подзона охватывает сравнительно небольшой участок в бассейне верхнего течения р. Омолон на востоке Юкагирской СФЗ. Подзоны отличаются возрастным диапазоном отложений (в Мунугуджакской подзоне разрез отложений начинается с нижнепермской мунугуджакской свиты), составом и строением разреза, обусловившими различие в расчленении и в выделении разных подразделений. В Кедон-Омолонской подзоне выделяются нижнепермская джигдалинская и верхнепермские омолонская, гижигинская и хивачская свиты, в Мунугуджакской – нижнепермские мунугуджакская и рулонская свиты и нижне-верхнепермская фольская свита. Граница между подзонами нерезкая, достаточно условная и проводится по изменениям в характере разрезов пермских отложений.

В Ауланджинской СФЗ верхнепалеозойские отложения отличаются более широким возрастным диапазоном, значительной большей мощностью и повышением в разрезе роли терригенных и вулканотерригенных пород.

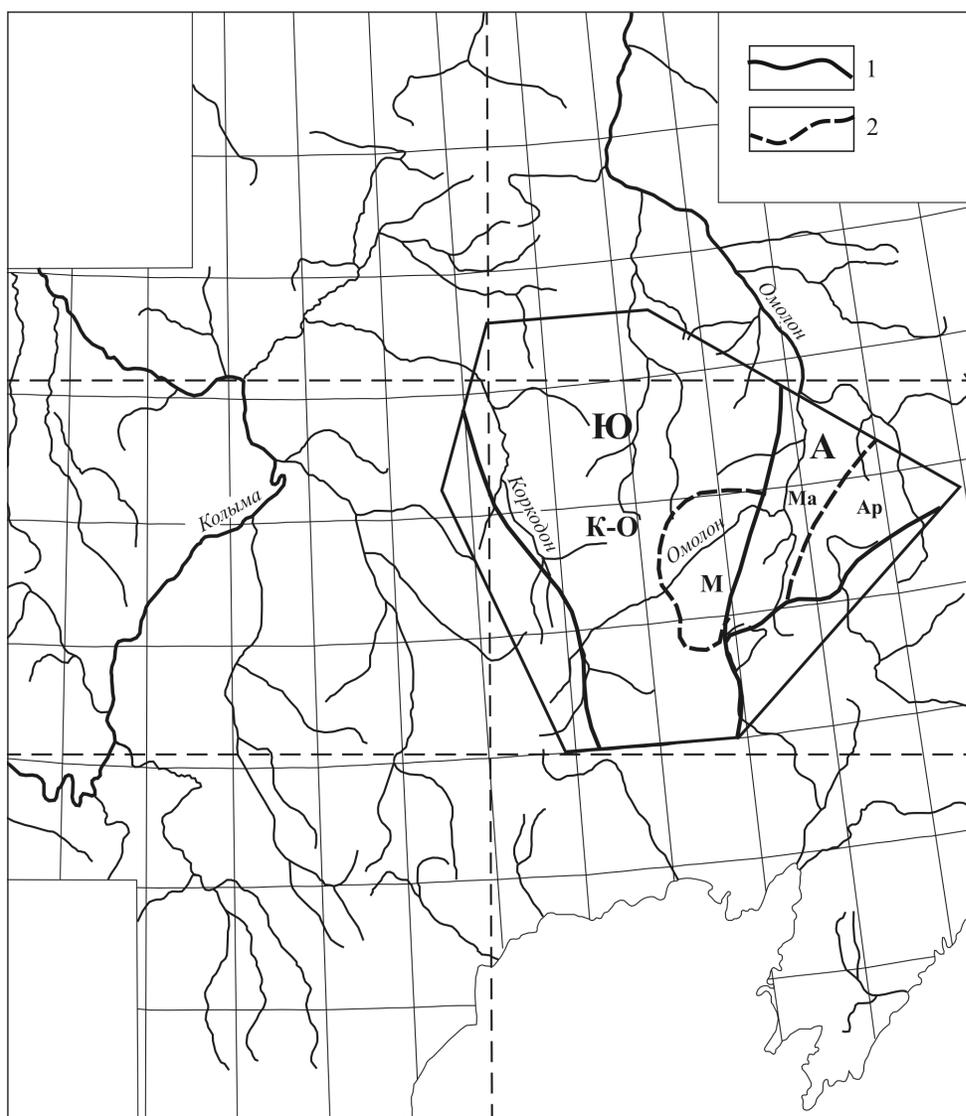


Рис. 5.1. Структурно-формационное районирование юга Омолонского массива для позднепалеозойского времени. Структурно-формационные зоны: Ю – Юагирская, А – Ауланджинская; подзоны: К-О – Кедон-Омолонская, М – Мунугуджакская, Ма – Малоавландинская, Ар – Арманджинская. 1 – границы САР; 2 – границы СФ подзон

По различиям в полноте разреза отложений, в мощностях и в составе его разновозрастных горизонтов, обнаруженным Н. И. Караваевой (1990) при детальном стратиграфическом исследовании, различаются Малоавландинская (на западе) и Арманджинская (на востоке) структурно-формационные подзоны с собственным расчленением на свиты. В Малоавландинской подзоне разрез начинается с верхнекаменноугольно-нижнепермской намовской свиты и наращивается нижнепермской окайликичской, верхнепермской и

авландинской, гижигинской и хивачской свитами. Разрез Арманджинской подзоны отличается тем, что начинается со среднекаменноугольной ольчинской свиты и продолжается вверх верхнекаменноугольной – нижнепермской магивеевской, ниже-верхнепермской федоровской и верхнепермскими ауланджинской и арманджинской свитами. Отмечаются существенные литологические различия в разрезах подзон. Если в Малоавландинской подзоне заметна роль карбонатных пород, то в Арманджинской, наряду с терригенными породами, существенна роль вулкано-терригенных пород. Граница между подзонами довольно уверенно проводится по Дручакскому разлому, следующему на юге вдоль долины р. Бол. Авланда.

Для мезозойской (доверхнеюрской) части разреза в составе Юкагирской зоны по строению осадочных толщ устанавливаются Билирикенская и Кедон-Омолонская подзоны, Ауланджинская зона однородна, хотя замечается некоторое возрастание мощности толщ в восточном направлении (см. рис. 5.1).

Юкагирская СФЗ характеризуется повсеместным распространением триасовых и юрских (нижне-среднеюрских) отложений, их в целом терригенным составом, малыми мощностями и наличием стратиграфических перерывов. В пределах всей зоны распространены ниже-верхнетриасовая джугаджакская и верхнетриасовые обыкновеннинская и бургагчанская свиты. По существенным различиям в составе и мощности юрских отложений на западе Юкагирской СФЗ выделяется Билирикенская подзона. Подзона отвечает краевым прогибам массива (Билирикенскому и Тарынскому) и отличается заметно увеличенной мощностью среднеюрских отложений, здесь выделяются нижнеюрская родниковская и среднеюрские няикинская и николаичская толщи (Кузнецов, 1997). Большая восточная часть Юкагирской СФЗ относится к Кедон-Омолонской подзоне, в ее пределах закартированы нижнеюрские бродненская свита и ягельнинская толща, а также среднеюрская сучковская толща. Граница между подзонами проводится по разрывным нарушениям, ограничивающим с востока Билирикенский и Тарынский прогибы.

Ауланджинская СФЗ отделяется от Юкагирской зоны Верхне-Омолонским разломом длительного развития, отличается увеличенной вдвое мощностью отложений, собственным расчленением и заметным присутствием в средней части разреза вулканогенных образований основного состава.

5.2. Позднепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс

Наиболее низкие горизонты позднепалеозойско-мезозойского структурного яруса обнажаются в Арманджинской подзоне Ауланджинской зоны, они представлены среднекаменноугольной ольчинской свитой (рис. 5.2).

Ольчинская свита (C_2ol) вскрывается лишь на ограниченных участках юго-восточной наиболее прогнутой части Арманджинской подзоны, где обнажается в непрерывном разрезе с ранне-среднекаменноугольной хаямской свитой. Свита сложена алевролитами, вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, присутствуют прослои углисто-глинистых сланцев и кремнистые конкреции.

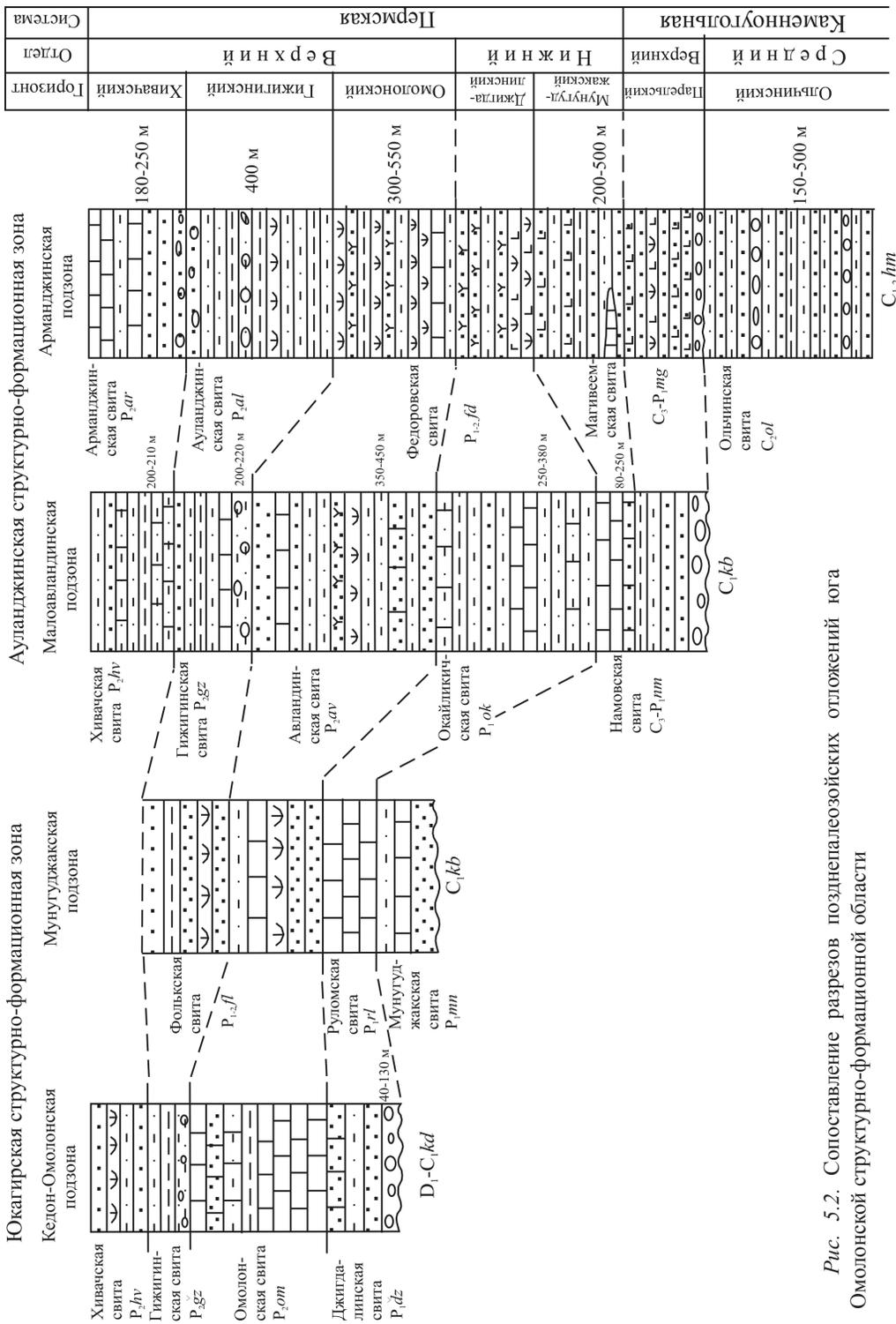


Рис. 5.2. Сопоставление разрезов позднепалеозойских отложений юга Омлонской структурно-формационной области

Мощность свиты колеблется от 150–200 до 500 м, в северо-западном направлении она выклинивается. Породы свиты содержат многочисленные остатки брахиопод, а в средней части – гониатитов *Diaboloceras ruzhencewi* Andr., *Kayutoceras triangulfre* Ruzh. et Gan., *Orulganites triangulumblicatus* (Popow), *Stenopronorites omolonius* Ruzh. et Gan., определяющих по В. Г. Ганелину башкирский век среднего карбона.

Верхнекаменноугольные – нижнепермские отложения устанавливаются только в Ауланджинской структурно-формационной зоне, они выделены в Малоавландинской подзоне в намовскую свиту, а в Арманджинской подзоне – в близко синхронную магивеевскую свиту.

Намовская свита (C_3 - P_1nm) залегает со стратиграфическим перерывом и размывом на породах нижнекаменноугольной корбинской свиты, в основании располагается базальный пласт гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Свита сложена серыми полимиктовыми и вулканическими, иногда известковистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты изменяется от 80 до 250 м, возрастает в восточном направлении. Возраст свиты основывается на сборах брахиопод *Jakutoproductus centrispinus* Zav., *Ja. ex gr. burgaliensis* Gan., *Anidantus boikowi* (Step.), а также многочисленных фораминифер, характеризующих часть пареньского горизонта верхнего карбона и мунугуджакский горизонт нижней перми.

Магивеевская свита (C_3 - P_1mg) на востоке согласно перекрывает ольчинскую свиту, на западе – с несогласием ранне-среднекаменноугольную хаямскую. Литологически свита неоднородна, она образована кристалло-витрокластическими туфами основного состава, вулканическими песчаниками, алевролитами, туффитами, аргиллитами; присутствуют прослои гравелитов, линзы известняков, известковистые конкреции. Мощность свиты увеличивается в восточном направлении от 200 до 500 м. Свита содержит остатки брахиопод *Jakutoproductus mirandus* Gan., *Ja. cheraskovi* Kasch., *Canocrinella missuriensis* (Saure) и комплекс форманифер, позволяющих параллелизовать свиту с пареньским и мунугуджакским горизонтами соответственно верхнего карбона и нижней перми.

Пермские отложения повсеместно присутствуют на рассматриваемой территории, отличаются значительным разнообразием. В зависимости от полноты и строения разрезов отложений, литологического состава толщ для пермского периода различаются Юкагирская и Ауланджинская структурно-формационные зоны, которые в свою очередь подразделяются на ряд подзон.

Юкагирская структурно-формационная зона

В составе зоны выделяются Кедон-Омолонская структурно-формационная подзона, охватывающая большую часть Юкагирской зоны, и Мунугуджакская подзона, занимающая локальное положение на востоке зоны (см. рис. 5.1).

Кедон-Омолонская подзона. Как уже отмечалось, пермские отложения, распространенные в подзоне, разделены на имеющие региональное распространение нижнепермскую джигдалинскую и верхнепермские омолонскую, гижигинскую и хивачскую свиты.

Джигдалинская свита (P_1dz) залегает трансгрессивно на вулканитах кедонской серии, в основании присутствуют пласты известковистых гравелитов, местами прослеживаются железистые песчаники. Свита сложена темно-серыми тонкослоистыми алевролитами и серыми среднезернистыми глауконитсодержащими известковистыми или железистыми песчаниками, переходящими в песчанистые известняки. Колебания мощности свиты ограничены пределами 40–120 м. Многочисленные органические остатки представлены форминиферами *Rectoglandulina parva* Karav., *Nodosaria krotovi* Tscherd., *Fronicularia prima* Gerke, брахиоподами *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm.), *Lissochonetes omolonensis* (Lich.), *Neospirifer snjatkovi* Zav., *Aphanaia lima* Lutk. et Lob. и др., которые указывают на соответствие свиты джигдалинскому горизонту, отвечающему верхам артинского яруса и кунгурскому ярусу нижней перми (Бяков, 2010).

Омолонская свита (P_2om) перекрывает согласно джигдалинскую свиту и трансгрессивно вулканиты кедонской серии на большей западной части Юкагирской глыбы. Она сложена почти исключительно органогенно-детритовыми «колымиевыми» известняками, иногда глинистыми или алевролитовыми. Отмечаются прослои известковистых сланцев, в верхней части разреза присутствуют известковистые песчаники и алевролиты. Мощность подвержена значительным колебаниям, изменяясь от 50 до 250 м. Возраст свиты основывается на многочисленных находках фораминифер *Fronicularia cf. reliqua* Gerke, *Nodosaria ex gr. cassiaformis* Jgon. и др., брахиопод *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm.), *Omolonina snjatkovi* (Zav.), *Terrakea korkodonensis* Lich. и др., двустворок *Kolymia ex gr. inoceramiformis* Lich., характеризующих омолонский горизонт (уфимский и казанский ярусы) верхней перми.

Гижигинская свита (P_2gz) залегает согласно, с подстилающей омолонской свитой имеет ровную четкую границу. большей частью свита сложена зеленовато-серыми алевролитами, часто кремнистыми или известковистыми, туфоалевролитами, туффитами и аргиллитами с рассеянным гравием и галькой андезибазальтов, риолитов, кремнистых пород. Присутствуют прослои (до 0,4 м) и линзы известняков. Мощность свиты по площади колеблется в пределах 45–100 м. В породах свиты содержатся многочисленные остатки брахиопод *Canocrinelloides obrutschevi* (Lich.), *C. ochotnikovi* (Zav.), *Neospirifer invisus* Zav., *Actinoconchus planosulcatus* (Sow.) и др., а также двустворок *Maitaia bella* Biak. **Органические остатки и стратиграфическое положение свиты** определяют принадлежность к гижигинскому горизонту, сопоставляемому с нижней частью татарского яруса верхней перми.

Хивачская свита (P_2hv) с подстилающей гижигинской имеет согласный контакт, связана постепенным переходом, нижняя граница проводится по исчезновению в породах обломочного материала и появлению глауконитсодержащих пород. Свита образована зелеными глауконитовыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и кремнистыми породами, туффитами. Присутствуют линзы, прослои и пласты (до 2 м) окремненных известняков. Мощность подвержена большим колебаниям от 15 до 110 м, местами свита выклинивается полностью. Многочисленные остатки фораминифер *Nodosaria chivatschensis* Karav., *Rectoglandulina ganelini* Karav. и др., брахиопод *Stepanoviella paracurvata* (Zav.), *Neospirifer subfascider* Lich., *Strophalosia chivatschen-*

sis (Zav.) и двустворок *Jntomodesma costatum* Pop. вместе со стратиграфическим положением свидетельствуют о соответствии свиты хивачскому горизонту (верхней частью татарского яруса) верхней перми.

Мунугуджакская подзона. Стратиграфическое расчленение пермских отложений Мунугуджакской подзоны выполнено В. Г. Ганелиным (1973), здесь в составе отложений выделяются нижнепермские мунугуджакская и рулонская свиты, нижневерхнепермская фолькская свита.

Мунугуджакская свита (P_{1mn}) трансгрессивно залегает на сланцах нижнекаменноугольной корбинской свиты или на вулканитах среднепалеозойской кедонской серии. Свита сложена серыми и зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и известняками, присутствуют прослои брахиоподовых ракушечников. Мощность свиты 70–100 м. Многочисленные остатки фораминифер *Protonodosaria rauserae* Gerke, брахиопод *Anidantus* ex gr. *bojkovi* (Step.), *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.) и др., гониатитов *Uraloceras* aff. *fedorovi* Karр. определяют принадлежность свиты к мунугуджакскому горизонту, сопоставляемому с ассельским, сакмарским ярусами и большей частью артинского яруса нижней перми.

Рулонская свита (P_{1rl}) согласно перекрывает мунугуджакскую, образована серыми массивными и плитчатыми известняками с прослоями ракушечников, мощность 40–70 м. В породах свиты присутствуют фораминиферы *Frondicularia* aff. *tsaregradskyi* A. M.-Macl., *F. dilemma* Gerke и др., брахиоподы *Neospirifer kedonensis* Einor, *Chonetes omolonensis* Lich. и др., что указывает на принадлежность свиты в целом джигдалинскому горизонту (верхам артинского и нижней половине кунгурского яруса) нижней перми.

Фолькская свита ($P_{1,2fl}$) залегает согласно на известняках рулонской свиты. Сложена зеленовато-серыми массивными среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками, известняками, туффитами, туфоспонголитами, карбонатно-кремнистыми породами. Мощность 270–300 м. Возрастной диапазон свиты определяется по сборам остатков фораминифер *Nodosaria* aff. *omolonica* A. M.-Macl., *Frondicularia ganelini* Kar., брахиопод *Anidantus kolymaensis* (Lich.), *Mongolusia russiensis* (Zav.), *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm.), *Neospirifer neostriatus* Fred. и др. как отвечающий верхам джигдалинского, омонского и части гижигинского горизонта (верхи кунгурского, уфимский, казанский, а также верхи татарского яруса).

Вышележащие слои верхнепермских отложений, отвечающие хивачскому горизонту, вероятно, были размыты в начале триасового периода.

Ауланджинская структурно-формационная зона

В составе зоны различаются две имеющие примерно равное площадное распространение Малоавландинская и Арманджинская подзоны, которые разделяются Дручакским разломом, следующим вдоль долины р. Бол. Авландя.

Малоавландинская подзона. Схема стратиграфии перми подзоны разработана Н. И. Караваевой (1997), пермские отложения разделены на нижнепермскую окайликскую и верхнепермские авландинскую, гижигинскую и хивачскую свиты.

Окайликская свита (P_{1ok}) согласно перекрывает намовскую, сложена песчанистыми и известковистыми алевролитами, иногда переходящими в мелкозернистые песчаники. Иногда присутствуют пачки и прослои «колымиевых» известняков, кремнистых алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 200–250 до 380 м. В породах свиты заключены остатки форманифер *Rectoglandulina primitiva* Karav., *Tolyrammina confusa* (Gall. et Harlt.), *Protonodosaria proceraformis* Gerke и др., брахиопод под *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Anidanthus aagardi* (Toula), *Jakutoproductus karavaeva* Gan., *Ja. repini* Gan. и др., характеризующих джигдалинский горизонт (самые верхи артинского и кунгурский ярус нижней перми).

Авландинская свита (P_{2av}) залегает согласно, с подстилающей окайликской свитой связана постепенным переходом, нижняя граница фиксируется появлением в разрезе туфопесчаников и кремнистых алевролитов зеленовато- и голубовато-серого цвета. Свита образована плитчатыми известковистыми туфопесчаниками, песчанистыми алевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами, витрокластическими и пепловыми туфами среднего и кислого состава; встречаются прослои «колымиевых» известняков и ракушечников. Мощность 350–450 м. По всему разрезу распределены комплексы многочисленных фораминифер, брахиопод и двустворок, отвечающие, по данным Н. И. Караваевой (1997), полному объему оломонского горизонта (уфимскому и казанскому ярусам верхней перми).

Вышележащие верхнепермские отложения отнесены к гижигинской и хивачской свитам, которые близки по строению к этим свитам основной площади их распространения (Юкагирской структурно-формационной зоны), отличия заключаются лишь в некотором возрастании мощности и роли в разрезе терригенных пород.

Арманджинская подзона. Пермские отложения Арманджинской подзоны подразделяются на ниже-верхнепермскую федоровскую и верхнепермские ауланджинскую и арманджинскую свиты.

Федоровская свита (P_{1-2fd}) с подстилающей магивеевской свитой связана постепенным переходом, с которой близка по литологическому составу. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе обломков призматического слоя раковин «колымий». Свита сложена пепловыми туфами, туффитами, по площади они иногда замещаются туфоалевролитами и туфоаргиллитами, присутствуют прослои известняков. Мощность варьирует в пределах 300–550 м. В нижней части свиты содержатся фораминиферы *Protonodosaria rauserae* Gerke, *Pr. proceraformis* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *netchaevi* Tscherd., а в верхней части – фораминиферы *Nodosaria* cf. *omolonica* A. M.-Macl., *Fronicularia* cf. *tsaregradskyi* A. M.-Macl., *Rectoglandulina beringi* A. M.-Macl. и брахиоподы *Spiriferella gydanensis* Zav., характеризующие джигдалинский и оломонский горизонты, что соответствует верхам артинского яруса и кунгурскому ярусу ранней перми, а также уфимскому и казанскому ярусам поздней перми.

Ауланджинская свита (P_{2al}) имеет согласный контакт с подстилающей федоровской. Представлена большей частью темно-серыми глинистыми алевролитами и аргиллитами, меньшее значение имеют косослоистые мелкозернистые песчаники, присутствуют также прослои пепловых туффитов. Характерно присутствие слоев валунно-

галечных аргиллитов, в алевропелитовом матриксе которых содержится рассеянный (до 40% объема) обломочный материал гравийно-галечной и валунной размерности. Мощность около 400 м. В породах свиты имеются остатки брахиопод *Cancrinelloides curvatus* (Tolm.), *C. obrutschevi* (Lich.), *Penzhinaella tsaregradskiyi* (Zav.), *Neospirifer crassioconchialis* Zav. и др., указывающих на принадлежность свиты к гижигинскому горизонту (нижней части татарского яруса).

Арманджинская свита (P_2ar) залегает согласно, с постепенным переходом на ауланджинской, возможен локальный небольшой стратиграфический перерыв. В основании породы содержат рассеянную гальку и гравий вулканитов. Сложена зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками и органогенно-детритовыми известняками, известняки приурочены к верхней части разреза свиты. Присутствуют прослои и пачки известковистых алевролитов. Мощность 180–250 м. Породы свиты заключают остатки фораминифер *Nodosaria* ex gr. *noinsky* Tscherd., *Frondicularia tsaregradskiyi* A. M.-M., *Rectoglandulina borealis* Gerke и брахиопод *Strophalosia sibirica* Lich., *Stepanoviella paracurvata* Zav., *Neospirifer* cf. *invisus* Zav., которые определяют принадлежность к хивачскому горизонту, верхней части татарского яруса верхней перми.

5.3. Мезозойский терригенный комплекс

Мезозойский терригенный комплекс слагает Юкагирскую (с Кедон-Омолонской и Билирикенской подзонами) и Ауланджинскую структурно-формационные зоны (рис. 5.3).

Мезозойские отложения территории по разрезу достаточно отчетливо подразделяются на две части, различающиеся формационным составом (рис. 5.4). Нижняя часть (нижне-верхнетриасовая доверхненорийская) образована существенно глинистыми породами (черносланцевая формация), в Юкагирской структурно-формационной зоне представлена джугаджакской и обыкновеннинской свитами, а в Ауланджинской зоне – июльской и ачаквеевской. Структурно-формационное районирование и расчленение триасовых отложений выполнено в основном Ю. М. Бычковым с соавторами (1996).

Юкагирская структурно-формационная зона

Джугаджакская свита ($T_{1-3}dg$) на подстилающих верхнепермских породах залегает со стратиграфическим несогласием и местами с корами выветривания в основании. Свита составлена внизу криптогенными битуминозными известняками, выше – темно-серыми листоватыми, нередко битуминозными аргиллитами с шаровидными карбонатно-фосфатными конкрециями. Общие колебания мощности свиты определяются 25–200 м. Триасовый возраст свиты основывается на сборах индских *Esterina* cf. *aequalis* (Lutk.), среднетриасовых *Daonella dubia* Gabb., *Parapopanoceras dzeiginense* (Voin.), раннекарнийских *Pennospiriferina* cf. *pacifica* Dagys и др.

Обыкновеннинская свита (T_3ob) согласно перекрывает джугаджакскую. В составе свиты преобладают темно-серые аргиллиты, алевритовые аргиллиты и алевролиты, отмечаются прослои глинистых известняков, песчанистых алевролитов, мергелей, встречаются конкреции.

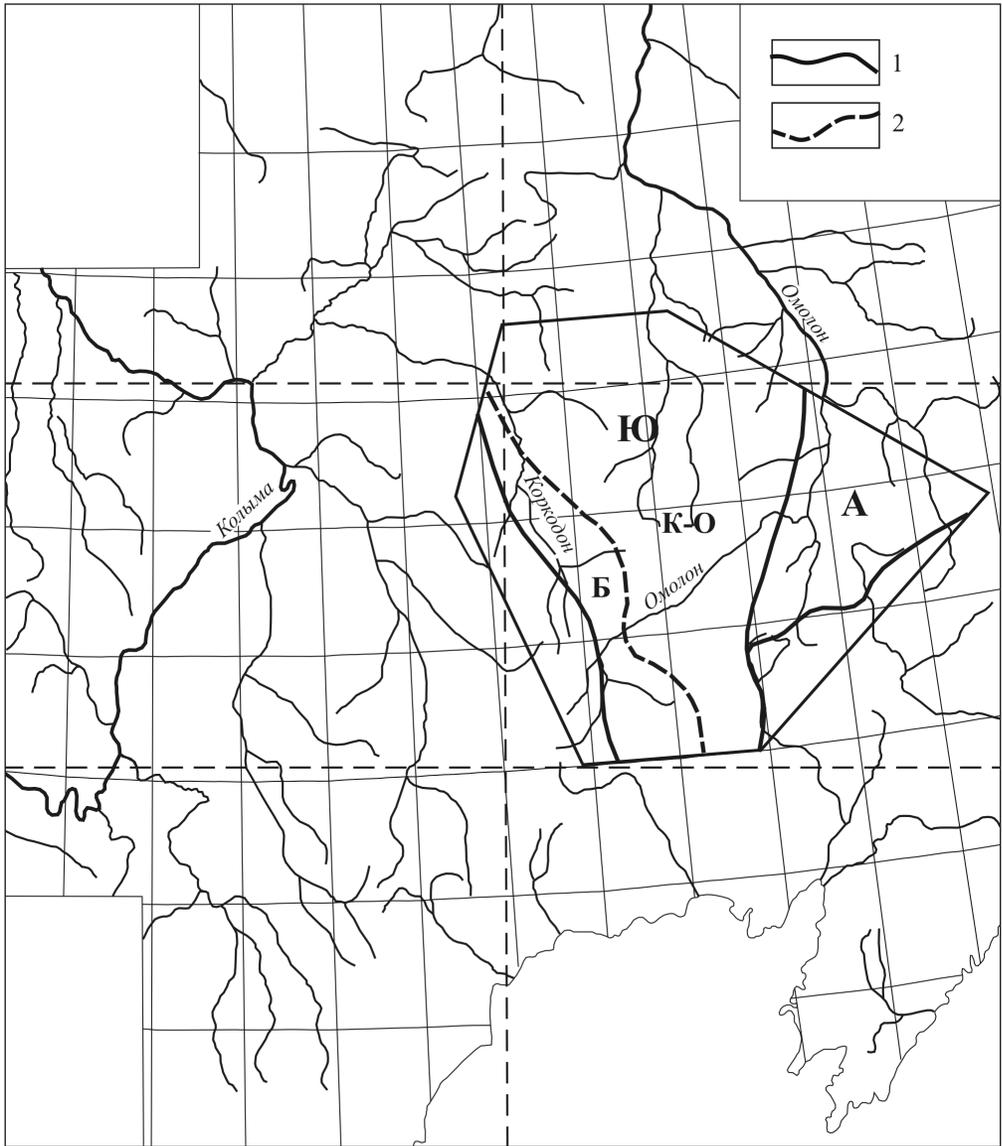


Рис. 5.3. Структурно-формационное районирование юга Омолонского массива для мезозойского времени. Структурно-формационные зоны: Ю – Юагирская, А – Ауланджинская; подзоны: К-О – Кедон-Омолонская, Б – Билирикенская. 1 – границы САР; 2 – границы СФ подзон

Мощность свиты колеблется в пределах 20–100 м, в центральной части Кедон-Омолонской подзоны свита выклинивается полностью. Позднетриасовый возраст свиты подтверждается находками карнийских моллюсков *Halobia korcodonica* Polub., *H. subfallax* Efim., *Discophyllites taimyrensis* Popov. В наиболее полных разрезах присутствуют ранненорийские *Halobia aotii* Kob. et Ich., *Oxytoma mojsisovicsi* Tel.

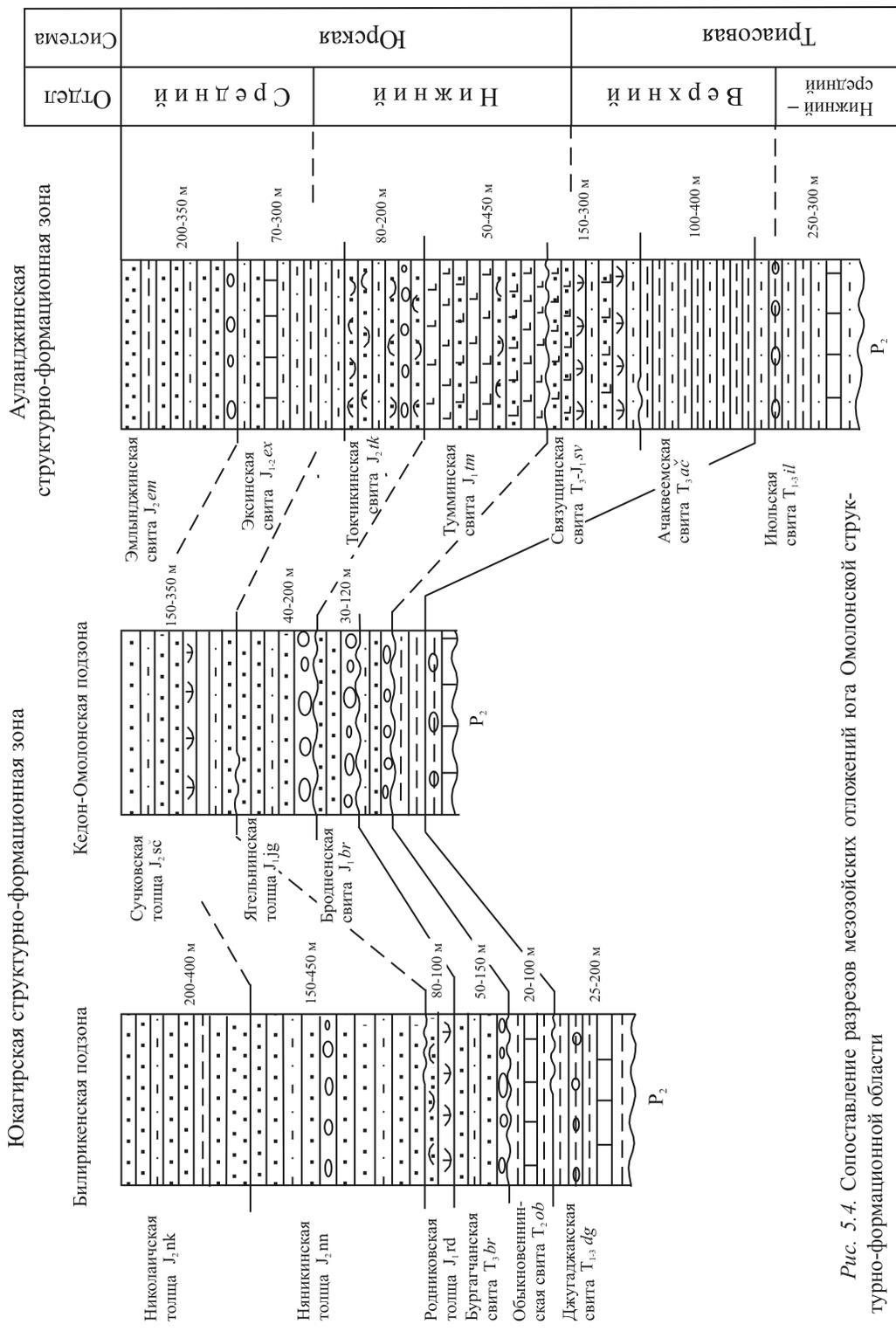


Рис. 5.4. Сопоставление разрезов мезозойских отложений юга Омолонской структурно-формационной области

Полный разрез карнийско-ранненорийских отложений характерен для юго-западной части Юкагирской структурно-формационной зоны, примерно отвечающей Билирикенской подзоне, устанавливаемой для юрского периода. По мнению И. В. Полуботко, отложения этой части зоны правильнее выделять в **приемьшскую свиту** (T_{3pr}), распространенную севернее рассматриваемой территории.

Ауланджинская структурно-формационная зона

Июльская свита ($T_{1,3il}$) залегает с несогласием на верхнепермских отложениях, предполагается стратиграфический перерыв, приходящийся на ранний инд или его большую часть (Бычков и др., 1994). Свита сложена переслаивающимися темно-серыми аргиллитами и серыми алевролитами, в нижней части со слоями и линзами известняков, в верхней – с фосфатоносными конкрециями. Мощность свиты 250–300 м. В нижней части разреза свиты найдены остатки позднеиндских *Proptychites* sp. indet., а также оленекских *Posidonia olenekensis* Popow, *Claraia* cf. *aranaea* (Tozer), *Anasibirites ochotonensis* Bytsch. и др. **Выше в конкрециях содержатся многочисленные остатки анизийских двустворок и аммоноидей**, в верхней части обнаружены позднеладинские *Meleagrinnella omolonensis* Bytsch., *Nathorstites mcconnelli* (Whit.). **Учитывая стратиграфическое положение, предполагается присутствие и части раннекарнийских слоев.**

Ачаквеемская свита (T_{3ac}) согласно перекрывает июльскую. На большей части площади распространения отложения свиты представлены довольно однородной толщей темно-серых аргиллитов и алевролитистых аргиллитов, переслаивающихся с серыми слоистыми алевролитами, встречаются прослои кремнеалевролитов и глинисто-фосфатные конкреции. Мощность свиты изменяется от 100 до 300–400 м, увеличиваясь в восточном направлении. Позднетриасовый возраст свиты в диапазоне от карнийского века до ранне-средненорийского времени включительно основывается на сборах многочисленных двустворок и аммонитов *Halobia korkodonica* Polub., *H.* cf. *kudleyi* Polub., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Jakutpsirenites pentastichus* (Voz.) и др.

Верхняя часть мезозойских отложений (от верхнего нория до средней юры включительно) более грубозернистая, отличается преобладанием в своем составе песчаников и алевролитов при подчиненной роли других разновидностей пород (терригенная формация). В Юкагирской структурно-формационной зоне выделяются верхненорийско-рэтская бургагчанская свита, нижнеюрские бродненская свита и ягельнинская толща, среднеюрская сучковская толща; для Билирикенской подзоны устанавливаются нижнеюрская родниковская и среднеюрские нянкинская и николаичская толщи. В Ауланджинской структурно-формационной зоне выделяются верхнетриасовая-нижнеюрская связующинская свита, нижнеюрские тумминская и токчкинская толщи, нижне-среднеюрская эксинская толща, среднеюрская эмлынджинская свита.

Юкагирская структурно-формационная зона

Бургагчанская свита (T_{3br}) на подстилающих более древних триасовых отложениях залегает с размывом и стратиграфическим несогласием. Диапазон перерыва

разный и охватывает либо различные горизонты нория или карния, либо весь верхний триас. На большей части территории бургагчанская свита перекрывает непосредственно джугаджакскую свиту. В основании располагается слой (0,1–0,4 м) базальных конгломератов с перемытыми конкрециями из подстилающих отложений. Цемент конгломератов карбонатно-песчанистый с остатками *Monotis ochotica* (Keys.).

Свита сложена мелкозернистыми полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, псаммо-алевритовыми туффитами, алевролитами, туфоалевролитами и кремнистыми алевролитами, реже аргиллитами. Местами встречаются туфы базальтов, покровы базальтов, линзы известняков. Мощность свиты варьирует в основном в пределах 50–150 м, иногда возрастает до 200 м, в бассейне р. Русская-Омолонская снижается до 15 м. Сборы многочисленных остатков двустворчатых моллюсков: *Monotis jakutica* (Tel.), *Tosapekten efimovae* Polub., *Oxytoma* ex gr. *mojsisovicsi* (Tel.) и др. свидетельствуют о позднеюрской-рэтском возрасте свиты, однако объем ее не везде одинаков, в бассейне р. Русская-Омолонская она представлена лишь рэтским ярусом.

Юрские отложения по площади Юкагирской зоны как по составу, так и особенно по мощности существенно отличаются, в связи с чем выделяются Кедон-Омолонская подзона, которой принадлежит большая часть территории зоны, и Билирикенская подзона, характеризующая краевую часть зоны.

Кедон-Омолонская подзона. Юрские отложения подзоны изучались И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным (1965 г.), с учетом результатов стратиграфических и более поздних геологосъемочных работ они подразделены на нижнеюрские бродненскую свиту и ягельнинскую толщу, среднеюрскую сучковскую толщю.

Бродненская свита ($J_1 br$) со стратиграфическим несогласием залегает на породах бургагчанской свиты. Нижний контакт свиты резкий, отчетливый, в основании располагается слой разнозернистых туфопесчаников с рассеянной галькой. Свита в стратотипе объединяет вулканомиктовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, туфопесчаники и туфы основного состава, редко базальты. По удалении от стратотипической местности в разрезе свиты доминируют полимиктовые песчаники, а туфы замещаются туффитами и туфопесчаниками. Мощность свиты изменяется от 70–120 до 30–50 м, в восточном направлении свита выклинивается и в бассейне р. Мунугуджак уже отсутствует. Возраст свиты определяется ее положением между установленными отложениями верхнего триаса и верхнего плинсбах и датируется синемюром, не исключен также и синемюр-раннеплинсбахский ее возраст.

Ягельнинская толща ($J_1 jg$) залегает со стратиграфическим перерывом разной продолжительности, располагается на породах либо бродненской, либо бургагчанской свиты, в основании местами присутствует базальный слой (5–10 м) гравелитов. Толща сложена зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками и туфопесчаниками, алевролитами, алевритистыми аргиллитами, реже аргиллитами и туффитами. Мощность толщи обычно составляет 70–80 м, а общие пределы ограничиваются 40–200 м. Плинсбах-тоарский возраст толщи основывается на находках ископаемых остат-

ков *Meleagrinnella oxytomaeformis* Polub., «*Velata*» cf. *viligaensis* (Tuchk.), *Amaltheus talrosei* Repin, *Ovaticeras facotum* Repin, *Porpoceras polare* (Freb.) и др.

Сучковская толща (J_{2sc}) на подстилающих нижнеюрских отложениях залегает местами согласно, без следов перерыва, а местами с размывом и стратиграфическим несогласием (с выпадением нижних частей ааленского яруса). Толща представлена светло- и зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и реже с аргиллитами, встречаются прослой и линзы гравелитов, конгломератов, туффитов и иногда литокластических туфов андезитов. Общая мощность толщи 150–350 м. В породах толщи собраны остатки пеллеципод: *Retroceramus* cf. *lucifer* (Eichw.), *R. jurensis* Kosch., *R. omolonensis* Polub., *R. kystatymensis* Kosch. По стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам толща в основном соответствует среднему отделу юры, за исключением келловея и, вероятно, верхов бата.

Билирикенская подзона отвечает контурам Билирикенского и Тарынского окраинных прогибов Омолонского массива, ниже-среднеюрские отложения отличаются повышенной мощностью, они подразделяются на нижнеюрскую родниковскую, среднеюрские нянкинскую и николаичскую толщи (Кузнецов, 1997).

Родниковская толща (J_{1rd}) согласно перекрывает норийско-рэтские отложения. Нижняя часть толщи образована туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами и псаммитовыми витрокластическими туфами андезитов, верхняя часть – зеленовато-серыми вулканомиктовыми, иногда известковистыми песчаниками, кремнистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и гравелитов. Мощность толщи 80–100 м. Собранные в породах толщи остатки *Otapiria originalis* (Kipar.), *Orlovirhynchia viligaensis* (Moiss.), *Hastites* cf. *clavatus* Schloth., *Pseudolioceras kedonense* Repin, *Coebocheras* cf. *spinatum* Freb. и др., а также стратиграфическое положение определяют ее раннеюрский возраст в диапазоне от геттанга до тоара включительно.

Нянкинская толща (J_{2nn}) на подстилающей родниковской залегает согласно, а восточнее, в бассейне р. Русская-Коркодонская со стратиграфическим перерывом (выпадает из разреза нижняя часть толщи). Толща представлена переслаивающимися светло-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками (преобладают) и темно-серыми, иногда известковистыми алевролитами, имеются прослой гравелитов и аргиллитов. Мощность толщи изменяется от 150–200 до 400–450 м, увеличиваясь в западном направлении. В отложениях присутствуют остатки *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.), *Retroceramus omolonensis* (Polub.), *R. cf. elongatus* Kosch., *R. ex gr. clinatus* Kosch. и др., определяющие принадлежность толщи к ааленскому и байосскому ярусам средней юры.

Николаичская толща (J_{2nk}) согласно надстраивает разрез нянкинской толщи, наблюдается постепенный переход. Толща сложена серыми и зеленовато-серыми, обычно мелкозернистыми песчаниками с прослоями и пачками темно-серых, иногда известковистых алевролитов, присутствуют сланцеватые аргиллиты. Мощность колеблется в пределах 200–400 м и возрастает к западу. В нижней части толщи собраны

остатки батских *Retroceramus* cf. *porrectus* (Eichw.), *R. kystatymensis* Kosch., *R. cf. vagt* Kosch., а в верхней – келловейских *Meleagrinnella* cf. *simkini* (Vor.), *Cadoceras?* sp. indet. (*C. cf. laptevi* Bodyl.).

Ауланджинская структурно-формационная зона

Связующинская свита (T_3-J_1sv) на подстилающей ачаквеевской залегает либо согласно, либо со стратиграфическим перерывом различного диапазона. Свита составлена в основном голубовато-серыми туфоалевролитами и туффитами, серыми псаммитовыми, псефитовыми и алевритовыми туфами базальтов и пикробазальтов, иногда кремнистыми алевролитами. Мощность свиты 150–300 м. В основании свиты присутствуют слои монотисовых ракушечников позднего нория, выше – линзы и прослои ракушечников с рэтскими брахиоподами и двустворками: *Planirhynchia diva* Dagys, *Pseudohalorella sibirica* Dagys, *Oxytoma raricostata* Mil., *Tosapecten efitomovae* Polub., в верхней половине свиты найдены остатки позднегеттангских *Waehneroceras* cf. *portlocki* (Sow.). С учетом стратиграфического положения возрастной диапазон свиты распространяется от позднего нория до раннего лейаса включительно.

Тумминская свита (J_1tm) перекрывает связующинскую, в большинстве случаев предполагается стратиграфический перерыв. К свите отнесены покровы массивных и миндалекаменных трахибазальтов, спилитов, их кластолавы и литокластические туфы, прослои туфопесчаников. По петрохимическим особенностям вулканы относятся к группе железистых трахибазальтов – пикритобазальтов. Мощность свиты в среднем 50–80 м, но в устье р. Тумма достигает 450 м и может выклиниваться полностью. В линзах ракушечников среди туфов собраны раннеплинсбахские *Kolymonectes staeschei* (Polub.) и др.

Токчкинская свита (J_1tk) с подстилающей тумминской имеет резкую литологическую границу, но залегает без видимого несогласия. Она сложена грязно-зелеными разномелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, глинистыми алевролитами и аргиллитами, присутствуют прослои гравелитов. Мощность изменяется от 80 до 200 м. Возраст свиты определяется находками позднеплинсбахских *Rudirhynchia najahaensis* (Moiss.), *Meleagrinnella ansparisicosta* Polub., *M. cf. ptchelincevae* Polub., *Amaltheus* cf. *talrosei* Polub.

Эксинская толща ($J_{1,2}ex$) без следов перерыва перекрывает токчкинскую свиту. Толща представлена темно- и зеленовато-серыми слоистыми алевролитами, переслаивающимися с подчиненными аргиллитами и вулканомиктовыми песчаниками. Присутствуют маломощные прослои и линзы известняков-ракушечников. Мощность толщи изменяется от 70–80 до 200–300 м. Известняки содержат раковины *Oxytoma startense* Polub., *Mytiloceras* (*Pseudomytiloides*) *marchaensis* Petr., *Retroceramus* cf. *elegans* Kosch., *Peronoceras* cf. *spinatum* Fred., *Titoniceras* cf. *facetum* (Repin), определяющие ранне-среднеюрский возраст.

Эмлынджинская свита (J_2em) залегает согласно на эксинской толще. Свита образована серыми и зеленовато-серыми тостопластовыми разномелкозернистыми полимик-

товыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов и реже конгломератов. Мощность 200–350 м. Байос-батский возраст свиты основывается на сборах остатков двустворок и аммонитов: *Retroceramus lucifer* Eichw., *R. kystatymensis* Kosch., *R. vagt* Kosch., *Arctotis* ex gr. *lenaensis* Lah., *Zetoceras* ? sp. indet.

5.4. Магматические комплексы раннего мезозоя

После активного среднепалеозойского тектоно-магматического этапа на рассматриваемой территории последовала длительная амагматичная пауза. И лишь с конца позднего триаса в Ауланджинской зоне начинаются тектонические подвижки, сопровождаемые незначительным объемом подводных эксплозий туфов основного состава. В большей степени магматическая деятельность проявилась в ранней юре, когда в узких грабенах происходили извержения лав и туфов основного состава, а в зонах активизированных разломов внедрение малых интрузий и даек основного и ультраосновного составов. Вулканические покровы тумминской толщи и комагматичные им субвулканические и жерловые образования объединены в составе раннеюрского тумминского, а интрузивные тела – малоауланджинского комплексов.

Тумминский вулканический комплекс трахибазальтов ($\tau\beta J_{1tm}$) объединяет покровы вулканитов тумминской свиты, описанные выше, а также субвулканические силлы, дайки и жерловые тела преимущественно трахибазальтового состава. Комплекс имеет ограниченное по площади распространение. Выходы субвулканических интрузий отмечаются преимущественно среди осадочных пород перми – нижней юры в пределах Намской брахисинклинали и Окайликической грабен-синклинали. Силлы и дайки имеют простое строение и сложены массивными, реже миндалекаменными афировыми или олигофировыми трахибазальтами. Мощность силлов и даек обычно первые метры, протяженность – до 1 км. Экзоконтактовые изменения практически не выражены. В самих телах развиты низкотемпературные изменения: хлоритизация, карбонатизация, альбитизация.

Трахибазальты обладают массивной или миндалекаменной текстурой и олигофировой или афировой структурой, с гиалиновой, гиалопилитовой, интерсертальной, пилотакситовой основной массой. Состоят из микролитов плагиоклаза (10–70%), погруженных в стекловатый базис или содержащих в интерстициях стекло, часто замещенное хлоритом (до 20–35%), боулингитом, карбонатом (до 7–10%). Из темноцветных минералов довольно редко отмечается роговая обманка. Иногда встречается ксеноморфный кварц. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, иногда гематитом.

По химическому составу среди пород тумминского комплекса отмечаются умеренно-глиноземистые ($al = 0,76$) базальты нормального ряда и низкоглиноземистые ($al = 0,67$) щелочные пикрито-базальты натриевого ряда. Геохимический спектр пород аналогичен малоауланджинскому комплексу. Породы описываемого комплекса характеризуются повышенными содержаниями никеля, хрома, марганца, железа, кобальта, хрома, титана, меди и фосфора.

Раннеплинсбахский возраст комплекса определен по аналогии с комагматичными покровами тумминской толщи.

Малоауланджинский комплекс перидотитов – щелочных габброидов впервые выделен Т. Б. Русаковой (1990 г.) в Ауланджинской складчато-блоковой зоне. Объединяет малые тела, преимущественно в форме силлов, более редких штоков и даек, распространенных главным образом среди пермско-триасовых отложений, в более поздних образованиях не отмечается. На месторождении Кубака дайки трахидолеритов рассекают рудные жилы. Мощность силлов достигает 100 м (левобережье руч. Горный), мощность даек обычно не превышает 3–5 м. Протяженность тел от сотен метров до 2 км. Пластовые тела хорошо выделяются на местности фрагментами куэстообразных гряд. Все тела малоауланджинского комплекса моногенны и, очевидно, сформировались в одну фазу.

В состав комплекса входят умеренно-щелочные долериты и перидотиты. Различаются пироксеновые, биотит-роговообманковые и роговообманковые разновидности. С вмещающими отложениями они имеют четкие интрузивные контакты. Контактные изменения в осадочных породах незначительны, выражены в некотором уплотнении, осветлении и слабой перекристаллизации. Непосредственно на контакте отмечаются новообразования хлорита, карбоната, эпидота, серицита.

Умеренно-щелочные долериты состоят из лейст андезина-лабрадора (№ 35–60), иногда деанортизированного (60–65%), небольшого количества калишпата (до 3–5%), бесцветного или буровато-розового клинопироксена (титан-авгит) и развивающейся по нему роговой обманки – баркевикита размером до 5 мм (до 15–20%), вторичного красновато-оранжевого и бурого биотита (до 10%), незначительного количества стекла (5%), псевдоморфоз по оливину. Рудный минерал – пластинки гематита (до 20–25%), магнетит, титаномагнетит и лейкоксенизированный ильменит (3–5%). Акцессорные – апатит и сфен. Основная масса интенсивно замещается хлоритом и боулингитом (до 10–20%), актинолитом (до 45%), карбонатом, эпидотом. Миндалины выполнены хлоритом, боулингитом, карбонатом.

Перидотиты (лерцолиты) – мелкозернистые, иногда порфировые породы, сложенные оливином (не менее 50–60%), подчиненными ему моноклинным и ромбическим пироксеном, незначительным количеством плагиоклаза, баркевикитом и коричневато-оранжевым биотитом. Около 30–40% породы слагает пойкилитовая по структуре основная масса, состоящая из вытянутых и неправильных выделений (до 2–3 мм) моноклинного пироксена, включающих многочисленные мелкие идиоморфные индивиды оливина. Также отмечаются разномасштабные агрегаты мелких идиоморфных кристаллов оливина и ромбического пироксена, между которыми заключены ксеноморфные плагиоклаз и биотит. Очень редко в краевых частях крупных зерен моноклинного пироксена в реакционном сростании наблюдается баркевикит. Характерна микропетельчатая структура, обусловленная широким развитием серпентина и других вторичных минералов с реликтами оливина и ромбического пироксена.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым щелочным и умеренно-щелочным ультраосновным породам. Тип щелочности пород калиево-натриевый с отклонением к натриевому у умеренно-щелочных ультраосновных пород. Характеризуются высоким содержанием титана и железа. Следует отметить обособление среди общей массы группы ультраосновных пород нормальной щелочности.

Особенности петрографического состава позволяют предполагать образование пород комплекса на средних глубинах, относя его к гипабиссальным.

Раннеюрский возраст пород комплекса определяется по прорыванию его телами всех более древних образований до позднего триаса включительно. Это подтверждается также находкой обломков умеренно-щелочных долеритов с титан-авгитом в туфах тумминской свиты и изотопными датировками трахидолеритов комплекса калий-аргоновым методом – 200 ± 4 (Егоров, 2001 г.).

5.5. Структуры верхнего яруса чехла

Верхнепалеозойско-мезозойским комплексом отложений на Омолонском массиве слагаются крупные изометричные или вытянутые синклиналильные структуры, разделяющие поднятия среднепалеозойского комплекса пород, они часто ограничиваются разрывными нарушениями и приобретают черты грабен-синклиналей. На юге Юкагирской глыбы крупнейшими из подобных структур являются Верхнекедонская брахисинклиналь, Тарынский прогиб, Хадаранджинская синклиналь, Бродненская и Русскинская грабен-синклинали, а в Ауланджинской зоне – Намовская и Верхнепареньская синклинали.

Верхнекедонская брахисинклиналь размахом до 75 км несколько вытянута в меридиональном направлении. Она отличается относительно простым строением, пологим ($15\text{--}20^\circ$, редко до 30°) в целом центриклинальным залеганием слоев пород. Южное окончание структуры осложнено серий дугообразных сбросов с крутым ($70\text{--}80^\circ$) наклоном плоскостей сместителей к северу, центральная часть перекрыта меловыми терригенными и вулканогенными толщами.

Тарынский прогиб прослеживается вдоль юго-западного края Юкагирской глыбы и вытянут в северо-западном направлении почти на 100 км при вдвое меньшей ширине. Пласты пород на восточном борту прогиба полого погружаются на запад и юго-запад, во внутренней части они деформированы в прерывистые неотчетливо выраженные складки, нарушенные разрывами. Падение пород на крыльях складок до 20° . На западе, вблизи Тебанинского разлома, наблюдаются группы согласно ориентированных более мелких напряженных складок.

Хадаранджинская синклиналь (ступень) приурочена к южному окончанию массива, несколько вытянута (на 70 км) в широтном направлении при ширине 40 км. Триасовые и юрские тощи дислоцированы в брахиформные и линейные складки преимущественно субширотного простирания, согласующегося с южным краем массива. Углы наклона крыльев складок изменяются от $10\text{--}15$ до $40\text{--}50^\circ$, вблизи массива еще возрастают, появляются запрокинутые в сторону массива складки, иногда осложненные надвигами. Отмечаются отклонения в простирании складок, что вызвано, например, приспособлением их к контурам небольшого Бутальского поднятия. Восточная часть структуры перекрыта меловыми покровами вулканитов Туромчинского прогиба ОЧВП.

Бродненская грабен-синклиналь широтного простирания протягивается из бассейна р. Бродная до бассейна р. Мунугуджак на расстояние около 100 км, ширина ее изменяется от 3 до 15 км, с юга ограничена крупным дугообразным Бродненским раз-

ломом. Заметно обособленная ее часть на крайнем востоке известна по наименованию *Мунугуджакской грабен-синклинали*. В северном крыле пермские, триасовые и юрские толщи залегают моноклинально под углами 10–20°, последовательно сменяя друг друга к оси складки. Центральная часть структуры характеризуется субгоризонтально залегающими слоями пород. На южном крыле распространены в основном юрские отложения, по разломам соприкасающиеся с вулканитами кедонской серии и местами перекрыты четвертичными ледниковыми отложениями. Западный фланг грабен-синклинали разбит на непротяженные отрезки северо-западными разрывами типа сбросо-сдвигов. В зонах ограничивающих разломов наблюдаются приразломные складчатые деформации.

Русскинская грабен-синклиналь занимает бассейн одноименной реки, имеет общее широтное простирание. Длина структуры 35 км, ширина от 5 до 15 км, в восточном направлении она выклинивается. На западе грабен-синклиналь перекрыта вулканитами верхнемеловой конгинской свиты, которыми она отделяется от Тарынского прогиба. Структура имеет относительно простое строение: северное крыло представлено моноклиналью пермских и мезозойских толщ с наклоном 5–25° на юг; южное крыло обрывается крупным дуговым разломом (Русскинским) сбросо-сдвигового типа. В приразломных участках крутизна падения пластов пород резко увеличивается (до 70–80°), изредка наблюдается занрокинутое залегание слоев пород. На западе юрские толщи грабен-синклинали перекрыты вулканитами меловой конгинской свиты.

На юго-востоке Юкагирской глыбы имеется еще ряд более мелких, в основном изометричных брахисинклиналей (Верхнехивачская, Коаргычанская, Спокойнинская), образованных полого центриклинально залегающими пермскими и мезозойскими отложениями.

Основными структурами Ауланджинской зоны, сложенными верхнепалеозойско-мезозойскими толщами, являются Намовская и Верхнепареньская синклинали.

Намовская синклиналь протягивается на 70 км в северо-восточном направлении через междуречье Малой и Большой Ауланджи (Терехов, 1979). Максимальная ширина ее на северо-восточном фланге достигает 40 км. Складка сложена пермскими, триасовыми и юрскими отложениями, ее морфологические особенности подчеркиваются пластовыми залежами омолонского эссексит-тешенитового комплекса. В средней части складка рассечена крупным Дручакским разломом, отделенная восточная часть синклинали представлена изометричной структурой с пологим центриклинальным залеганием пород. Углы падения крыльев брахисинклинали колеблются от 10–15 до 20–30°, юго-восточное крыло структуры осложнено взбросами и надвигами с южным падением сместителей.

Верхнепареньская синклиналь субширотного простирания имеет длину около 40 км, на восточном фланге она перекрыта покровами вулканогенных толщ ОЧВП. Ширина структуры 15–20 км, по бортам она ограничена нарушениями типа взбросо-надвигов, так что приобретает характер грабен-синклинали. В ядре структуры, осложненной дополнительными складками, находятся ниже-среднеюрские толщи с углами падения пластов в пределах 20–50°.

Глава 6. ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ

Верхнемезозойские (верхнеюрские и меловые) отложения территории изучены и расчленены на местные стратиграфические подразделения (свиты, толщи) в процессе средне- и крупномасштабного геологического картирования.

6.1. Позднемезозойский молассовый комплекс

Молассовый комплекс объединяет отложения, которые относятся к различным типам молассовых и вулканогенных формаций и слагают орогенные структуры (впадины), мульды и линейные вулкано-тектонические структуры (рис. 6.1). Различаются верхнеюрские молассы унаследованных остаточных впадин и нижнемеловые (доверхнеальбские) молассы, связанные с формированием Удско-Мургальской магматической дуги, а также верхнеальбские – верхнемеловые вулканогенные формации ОЧВП.

6.1.1. Позднеюрские угленосные молассы

Верхнеюрские молассовые образования приурочены к Легокедонской, Бродненской и Рускинской унаследованным впадинам, вложенным в мезозойские грабен-синклинали. Легокедонскую впадину выполняет бодринская толща, в Бродненской и Рускинской впадинах распространены охотниковская толща и хунганджинская свита, в Правобургалинской впадине Тарынского прогиба выделяется панинская толща, а в Домбычанской впадине Хадаранджинской грабен-синклинали – хадаранджинская толща (рис. 6.2).

Охотниковская толща (J_3oh) залегает на подстилающих среднеюрских отложениях с несогласием и стратиграфическим перерывом. В составе толщи преобладают разномыльные полимиктовые песчаники и туфопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты и аргиллиты. Локально проявлены псаммитовые туффиты и туфы кислого состава, углистые аргиллиты с прослоями и линзами каменного угля, гравелиты и конгломераты. Мощность 300–500 м. Содержащиеся в толще остатки двустворок *Buchia rugosa* (Fisch.), *B. concentrica* (Sow.), *B. piochii* (Gabb.) и др. с учетом стратиграфического положения определяют оксфорд-кимериджский возраст.

Хунганджинская свита (J_3hn) залегает со структурным несогласием и стратиграфическим перерывом на среднеюрских отложениях или на охотниковской толще, в основании присутствуют конгломераты и гравелиты, линзы которых наблюдаются и выше по разрезу. Свита сложена серыми алевролитами и крупнозернистыми песчаниками, темно-серыми аргиллитами с углефицированными остатками древесины. Мощность 350–400 м. В породах содержатся отпечатки *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Ctenis anyuensis* Philipp., *Equisetites* sp., свидетельствующие о позднеюрском возрасте, что позволяет сопоставлять их с пенжинским горизонтом средне- и поздневожского времени.

Панинская толща (J_3pn) перекрывает среднеюрскую николаичскую толщу без видимого несогласия, в подошве толщи содержится хорошо окатанная галька песчани-

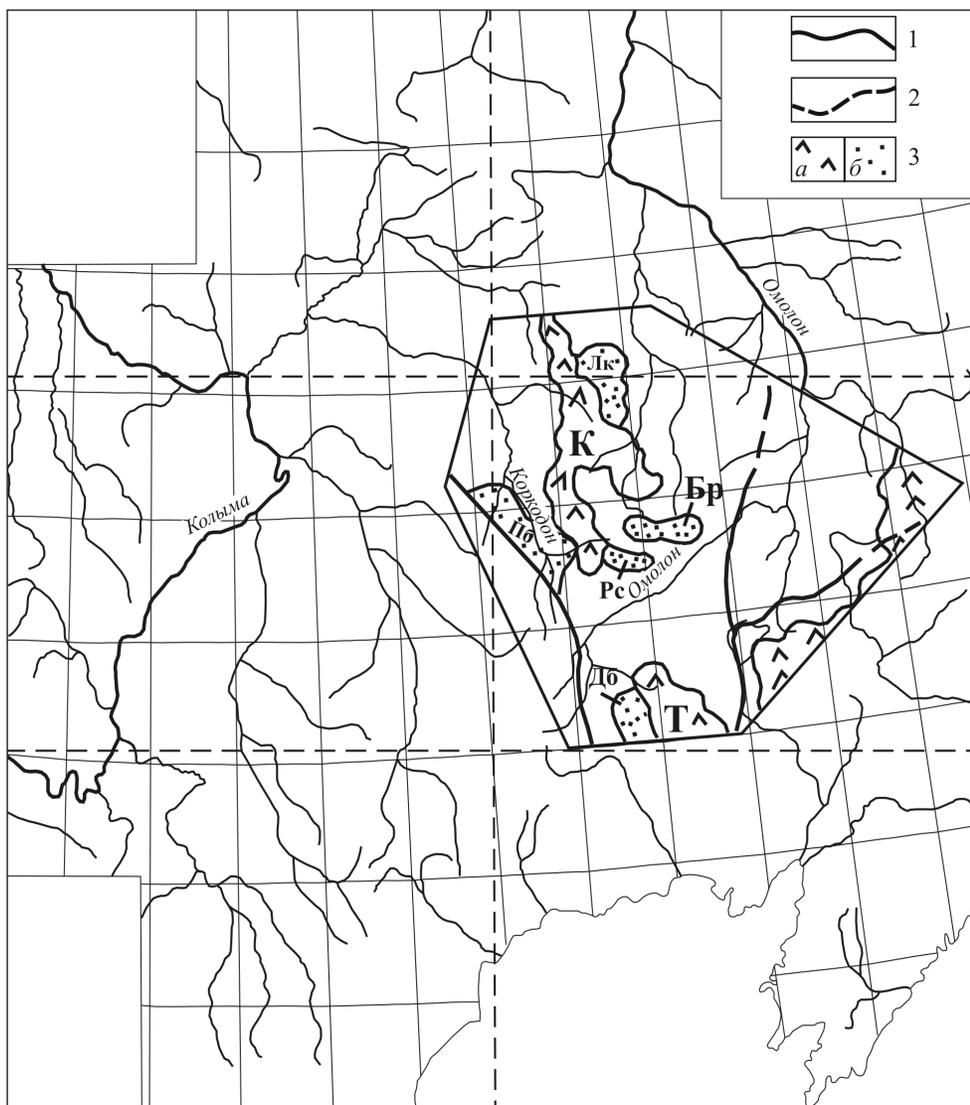


Рис. 6.1. Схема районирования юга Омолонского массива для позднемезозойского времени. Позднеюрские орогенные впадины: Лк – Левокедонская, Пб – Правобургалийская, Бр – Бродненская, Рс – Рускинская, Дб – Домбычанская. Меловые вулканотектонические структуры: К – Конгинская, Т – Туромчинская. 1 – границы САР; 2 – границы СФ подзон; 3 – породы, заполняющие орогенные впадины: а – вулканогенные; б – вулканогенно-осадочные

ков, вероятен стратиграфический перерыв. Толща представлена светло- и зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями темно-серых аргиллитов и линзами известняков. Мощность 200–300 м. Породы толщи содержат остатки *Buchia* cf. *aviculoides* Pavl., *B. concentrica* (Sow.), *B. mosquensis* (Buch.), *B. cf. piochii* (Gabb.) и др., с учетом стратиграфического положения принимается соответствие толщи диапазону среднего оксфорда – средней части волжского яруса.

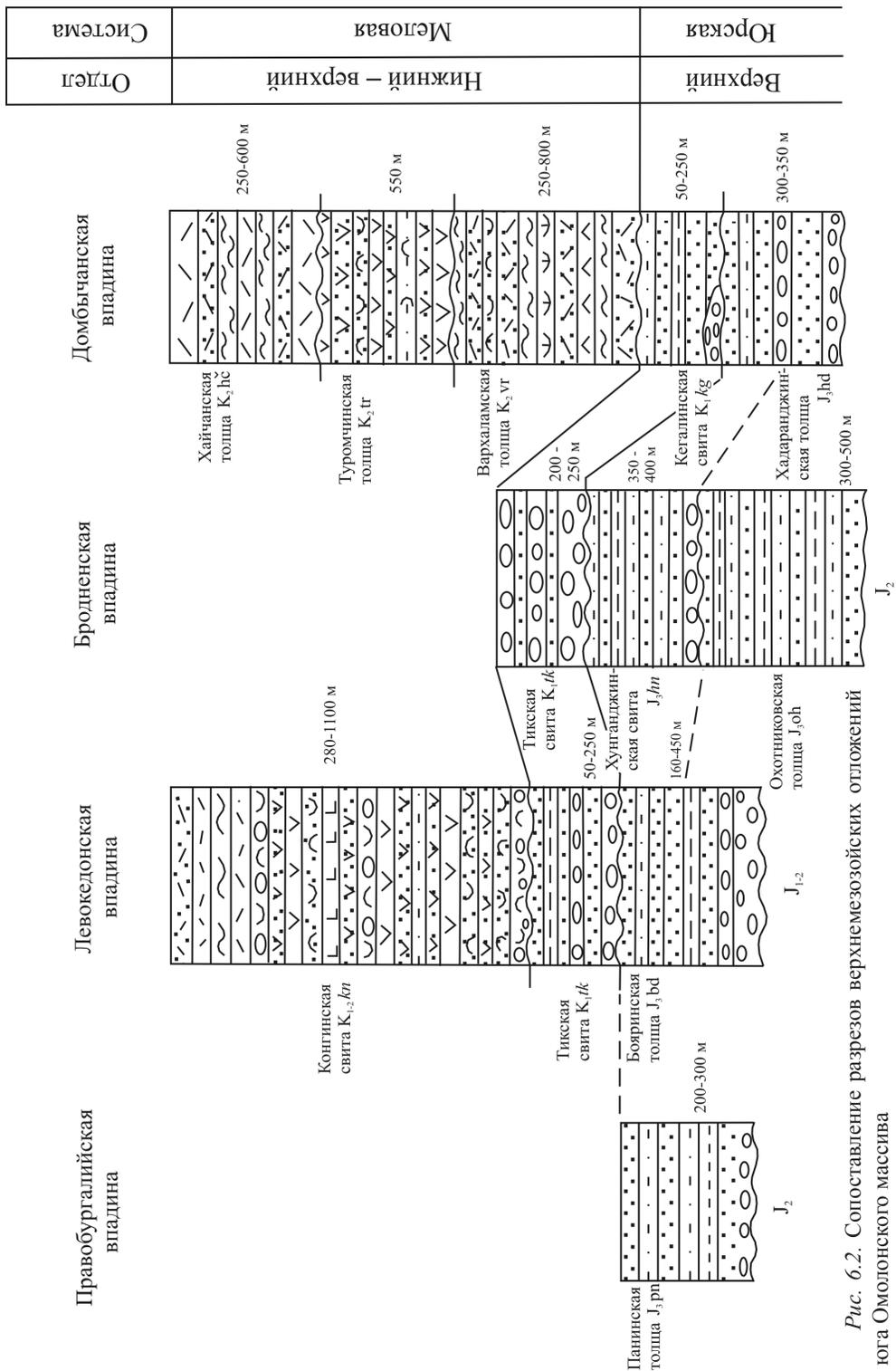


Рис. 6.2. Сопоставление разрезов верхнемезозойских отложений юга Омолонского массива

Хадаранджинская толща (J_3hd) с несогласием перекрывает среднеюрские отложения, в основании содержит базальный пласт конгломератов. Разрез толщи представлен серыми грубозернистыми, нередко гравийными вулканомиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, гравелитами и конгломератами. Отмечаются слои конглобрекчий, в обломочной части которых присутствуют карнийские и норийские ракушечники. Мощность толщи 300–350 м. Толща охарактеризована остатками *Buchia* cf. *aviculoides* (Pavl.), *B. pavlovi* Sok., *B. cf. rugosa* (Fisch.) и др., *Amoeboceras* (*Amoebites*) ex gr. *kitchiani* (Salf.), определяющими ее позднеюрский (от позднего оксфорда до ранней волги включительно) возраст.

Бодринская толща (J_3bd) залегает на подстилающих средне- и нижнеюрских отложениях с несогласием и размывом, в основании присутствует пласт (до 10–15 м) базальных конгломератов. Толща сложена серыми, зеленовато-серыми разномиктовыми (преимущественно среднезернистыми) вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, реже алевролитами, переслаивающимися с темно-серыми аргиллитами, прослоями гравелитов. Мощность колеблется от 160 до 450 м. Позднеюрский возраст толщи основывается на находках кимеридж-волжских *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. rugosa* (Fisch.), *B. cf. orbicularis* (Hyatt), *B. cf. piochii* (Gabb.) и др.

6.1.2. Нижнемеловая (доверхнеальбская) моласса

Нижнемеловые угленосные молассовые образования выполняют небольшие межгорные впадины (Тикская и Верхнемунугуджакская мульды), приуроченные к орогенным впадинам внутренних частей Юкагирской глыбы, а также мульды (Верхнедомбычанская и Верхнепареньская) по обрамлению Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Намечается приуроченность данных межгорных впадин к основанию меловых вулканоплутонических поясов и, соответственно, их близкое генетическое единство. Осадочное выполнение Тикской и Верхнемунугуджакской мульды отнесено к тикской свите, а Верхнедомбычанской и Верхнепареньской – к кегалинской.

Тикская свита (K_1tk) с размывом перекрывает верхнеюрские отложения, по площади она неоднородна. В верховьях р. Кедон она сложена преимущественно разномиктовыми полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, а также аргиллитов со скорлуповатой отдельностью и углисто-глинистых сланцев. На междуречье Мунугуджака и Хунганди в составе свиты превалируют гравелиты и конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. Мощность в основном 200–250 м, к краям впадин сокращается до 20–40 м. Растительные остатки *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer., *Desmiophyllum* cf. *magnum* (Samyl.), *Cephalotaxopsis* sp., *Carpolites* sp., *Sphenopteris* sp. indet. характеризуют раннемеловый возраст, с учетом стратиграфического положения и регионального сопоставления позволяют считать свиту ранне-среднеальбской.

Кегалинская свита (K_1kg) с размывом и структурным несогласием перекрывает верхнеюрские и более древние отложения. Свита сложена в основном алевролитами, разномиктовыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, конгло-

мератов, аргиллитов со скорлуповатой отдельностью, углисто-глинистыми сланцами с прослоями каменного угля; характерны растительный детрит и обломки стволов деревьев. В верховьях р. Парень в осадочных породах свиты появляются примесь туфового, пеплового материала, прослой туфов и лав риолитов, андезитов, базальтов. Мощность свиты варьирует от 50–250 до 600 м, возрастая в восточном направлении. Возраст свиты определен многочисленными находками буоркемюсской флоры как ранний – средний альб: *Asplenium rigidum* Vassil., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer., *G. huttonii* (Stern.), *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) Nath., *Podozamites arcticus* Prym. и др.

6.2. Меловые вулканогенные образования

Меловые вулканиды на территории слагают Конгинскую вулcano-тектоническую структуру меридионального простирания и отнесены к конгинской свите. По южной периферии прослеживаются покровы ОЧВП, с юга на территорию «заходит» северное окончание Туромчинского прогиба пояса, где выделяются вархаламская, туромчинская и хайчанская толщи.

Конгинская свита ($K_{1-2}kn$) с азимутальным и угловым несогласием перекрывает породы ниже-среднеальбской тикской свиты, верхнеюрские и более древние отложения до среднепалеозойской кедонской серии включительно. Довольно отчетливо подразделяется на три подсвиты.

Нижнеконгинская подсвита распространена в южной и центральной частях горной цепи, выполняет ряд мульд меридионального мелового палеопргиба. В основании обычно располагается базальный горизонт (10–100 м) туфоконгломератов и туфобрекчий, сменяющихся выше по разрезу туфопесчаниками с прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов; в верхней части туфопесчаники переслаиваются с псаммитовыми туфами. Мощность подсвиты при общей тенденции снижения в северном направлении колеблется в пределах 10–200 м, в этом же направлении происходит и снижение размерности терригенных пород. В туфоалевролитах средней части подсвиты собраны остатки *Cephalotaxopsis heterophyllum* Holl., *C. intermedia* Holl., *Asplenium* cf. *dichsonianum* Heer., *Ginkgo* ex gr. *adidantoides* (Ung.) Heer., *Sequoia fastigata* (Sternb.) Heer., *S. obovata* Knomef., *Paliurus* aff. *crefacens* Lesq. и др., определенные как позднеальб-сеноманские. Кроме того, в углистых сланцах близкого положения в стратиграфическом разрезе обнаружены раннесеноманские *Cephalotaxopsis magnifolia* Fout. var. *succesiva* Holl., *Sequoia heterophylla* Volen., *Torreya* cf. *gracillina* Holl., *Nefiopsis* aff. *angustifolia* Fout., *Platanus* sp. и более поздние, возможно, туронские *Metasequoia* sp., *Pseudoprotophyllum* sp., *Araliaephyllum* sp.

Среднеконгинская подсвита отличается наибольшим распространением, залегает на нижней в целом согласно, но в периферических частях мульд перекрывает и более древние образования. В разрезе свиты явно преобладают вулканиды среднего состава. В основном это лавы и туфы андезитов, андезибазальтов, иногда базальтов, трахианде-

зитов, латитов и кварцевых латитов; встречаются пачки туфогравелитов и туфопесчаников, редкие прослои алевролитов и аргиллитов. Мощность закономерно возрастает от 80–90 м на севере горной цепи до 500–650 м на юге. В туфопесчаниках верхней части подсветы найдены отпечатки позднемеловых *Tumion cf. gracillium* Hallich.

Верхнеконгинская подсвета присутствует повсеместно, кроме северной части, ее небольшие выходы обычно локализованы в центрах полей вулканитов. На породах подстилающих средней, а местами и нижней подсветы залегает без видимого несогласия, граница проводится по смене состава эффузивных пород. Подсвета объединяет преимущественно риодациты, риолиты, гиалоигнимбриты и туфы кислого состава, местами отмечаются прослои туфоконгломератов и лавобрекчий кварцевых латитов. Мощность 200–250 м.

Таким образом, состав вулканических пород вверх по разрезу свиты постепенно изменяется от основного до кислого. В средней подсвете преобладают роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты, в меньшей мере базальты и андезибазальты, иногда трахиандезиты и трахибазальты. В верхней подсвете присутствуют в основном роговообманково-биотитовые и биотитовые риолиты и риодациты.

Породы конгинской свиты по химизму составляют андезитовый комплекс, эффузивы кислого состава при этом могут соответствовать конечным дифференциатам андезитового расплава (Дылевский, 1977). Базальты, андезибазальты и дациты насыщены кремнеземом и в сравнении со средними типами этих пород характеризуются пониженными содержаниями титана, кальция и магния, повышенными – глинозема и щелочей. Риолиты по меланократовости (из-за пересыщенности глиноземом) близки к дацитам и отличаются от них несколько пониженной щелочностью.

Определение возраста конгинской свиты базируется на ее стратиграфическом положении выше ранне-среднеальбской тикской свиты и на сборах в средней части нижнеконгинской подсветы растительных остатков альб-сеноманского и позднемелового времени, а также позднемеловых растений в среднеконгинской подсвете. В последнее время для свиты обычно принимается позднемеловый возраст, однако нижняя часть разреза свиты, особенно не документированная сборами органических остатков, может быть позднеальбской. Косвенным подтверждением этому является присутствие в спектре пыльцы четвертичных отложений ручьев, дренирующих породы конгинской свиты, «древних форм», по заключению Т. И. Капановой, по-видимому, переотложенных, из нижнемеловых отложений. Радиологический возраст свиты, определенный калий-аргоновым методом, 79–102 млн лет. Общий диапазон формирования конгинской свиты, вероятно, отвечает позднеальб-сеноманской стадии максимальной активности развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Вархаламская толща (K_2vr) с несогласием перекрывает пермские и триасовые отложения, а также альбскую кегалинскую свиту. Толща сложена преобладающими в ее составе игнимбритами и туфами риолитов и риодацитов; присутствуют прослои туффитов, покровы дацитов и андезитов. В северной части Туромчинского прогиба в разрезе толщи появляются туфопесчаники и туфоалевролиты с растительным детритом и углефицированной древесиной. Мощность толщи 250–800 м. По химическим

особенностям породы принадлежат известково-щелочному ряду с некоторым преобладанием оксида натрия над оксидом калия. В туффилах толщи найдены отпечатки позднемеловых растений *Sequoia cf. ambigua* Heer., *S. sp.*, *Elatocladus sp.*, *Dicotyophyllum sp.*, *Cissites sp.*, позднемеловой возраст толщи подтверждается и калий-аргоновыми датировками игнимбритов, равными 76 и 81 млн лет.

Туромчинская толща (K_2tr) без видимого несогласия, но, возможно, с разрывом перекрывает породы вархаламской толщи и с угловым несогласием – юрские, триасовые и пермские отложения. Представлена толща андезитами, их туфами, реже андезибазальтами, базальтами, содержит единичные прослои туфов дацитов и риолитов, линзовидные прослои туфопесчаников, туфоалевролитов, углистых алевролитов с углефицированным детритом и пропластками угля. Мощность достигает 550 м, местами толща может выклиниваться полностью. Южнее территории толща содержит отпечатки позднемеловой (сеноман-туронской) флоры.

Хайчанская толща (K_2hc) залегает с несогласием на подстилающей туромчинской толще и более древних образованиях. Толща образована в основном лавами и игнимбритами, реже туфами риолитов и риодацитов. Мощность 250–600 м. Породы нормального ряда калиево-натриевой серии. За пределами территории в породах толщи собраны отпечатки позднемеловой флоры *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Parataxodium cf. wigginsii* Arnold et Lowth., *Sequoia sp.* Изотопный возраст пород хайчанской толщи, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории СВКНИИ, составляет 65–68 млн лет.

6.3. Магматические комплексы позднего мезозоя

Позднемезозойские магматические события на Омолонском массиве тесно связаны с тектоно-магматическими процессами в окружающих его структурах. Они разновременны, отчетливо различаются раннемеловые (неокомовые) образования, проявленные в условиях растяжения (стадия рифтогенеза) и ранне-позднемеловые стадии формирования ОЧВП, крупной структуры, наложенной на всю позднелюрско-раннемеловую окраину Северо-Азиатского континента.

6.3.1. Магматизм стадии рифтогенеза

Орогенные процессы в окружающих Омолонский массив структурах на самом массиве выразились в формировании наложенных рифтогенных впадин, выполненных молассовыми образованиями. Магматические процессы в неокOME концентрировались на северо-востоке массива в его краевой зоне и проходили в обстановке растяжения и рифтогенеза. С этими же процессами связано и формирование малых интрузий щелочных и умеренно-щелочных габброидов, щелочных сиенитов и бостонитов, распространенных преимущественно в Ауланджинской зоне. Эти образования описаны впервые Ю. А. Билибиным (1958 г.) в качестве эссексит-тешенитового комплекса Омолонского района. Среди этих магматитов обособляются две группы пород, различающихся особенностями вещественного состава, а также, возможно, и временем внедрения, что позволило отнести их к разным (омолонскому и бебеканскому) комплексам (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Средние химические составы пород интрузивных комплексов

Комплекс	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	Кол-во проб	Фаза	Порода
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	70,0	0,1	15,9	н. о.	0,04	0,27	0,8	5,2	4,4	0,05	0,7	1,25	2	1	Умеренно-щелочной гранит PZ ₁ ap
	66,5	0,3	16,7	н. о.	0,07	0,45	1,7	5,1	4,8	0,09	1,5	1,58	4	1	Кварцевый нордмаркит PZ ₁ ap
	63,1	0,4	16,8	н. о.	0,13	0,83	2,1	4,55	4,5	0,13	2,1	2,79	6	1	Кварцевый сиенит PZ ₁ ap
	65,0	0,3	17,4	н. о.	0,09	0,56	1,9	5,29	4,7	0,1	1,1	1,82	6	1	Нордмаркит PZ ₁ ap
	60,2	0,5	18,2	н. о.	0,09	1,03	2,5	5,33	5,1	0,16	2,1	2,48	10	1	Сиенит PZ ₁ ap
	58,0	0,7	16,9	н. о.	0,12	2,05	3,9	5,05	5,3	0,34	2,8	3,29	4	1	Щелочной сиенит PZ ₁ ap
	59,6	0,3	18,4	н. о.	0,07	0,46	1,5	1,58	10,2	0,1	1,4	1,77	6	2	Щелочной апонэфелиновый сиенит PZ ₁ ap
	57,7	0,3	21,0	н. о.	0,04	0,45	0,6	1,87	11,5	0,1	1,0	1,66	10	3	Сиенит нефелиновый PZ ₁ ap
	57,9	0,4	20,8	н. о.	0,04	0,67	0,6	3,01	13,0	0,16	1,7	1,27	3	3	Щелочной сиенит слюдяной PZ ₁ ap
Аманды-канский	58,04	0,71	16,86	н. о.	0,12	2,05	3,89	5,05	5,31	0,34	2,81	3,29	1		Щелочной сиенит PZ ₁ ap
	55,3	0,9	16,6	8,55	0,14	4,4	6,1	3,36	2,1	0,34	4,1	3,64	1	1	Диорит PZ ₁ ab
	60,1	0,7	16,1	5,77	0,1	2,49	3,4	4,13	3,2	0,21	3,5	2,26	1	1	Кварцевый монзонит PZ ₁ ab
	60,7	0,7	16,9	5,35	0,11	2,36	4,4	4,06	2,6	0,26	3,2	2,76	2	1	Кварцевый диорит PZ ₁ ab
	65,8	0,4	15,9	4,34	0,08	1,43	2,8	4,05	3,0	0,15	2,2	1,89	8	1	Гранодиорит PZ ₁ ab
	69,7	0,3	15,1	3,07	0,04	0,78	1,9	4,17	3,7	0,1	1,5	1,19	4	2	Гранит PZ ₁ ab
	71,8	0,2	14,7	2,36	0,06	0,61	1,1	4,39	3,7	0,04	1,2	1,26	3	2	Умеренно-щелочной гранит PZ ₁ ab
	75,3	0,1	13,9	1,47	0,03	0,31	0,7	4,17	3,9	0,04	0,8	0,61	3	3	Умеренно-щелочной лейкогранит PZ ₁ ab
	60,66	0,66	16,91	5,35	0,11	2,36	4,44	4,06	2,57	0,26	3,2	2,76	1		Кварцевый диорит PZ ₁ ab
	65,26	0,42	16,32	4,45	0,09	1,65	3,31	4,35	1,9	0,15	2,91	1,17	4		Тоналит PZ ₁ ab
Абкитский	65,79	0,43	15,85	4,34	0,08	1,43	2,77	4,05	3,03	0,15	2,19	1,89	5		Гранодиорит PZ ₁ ab
	72,2	0,2	14,4	2,16	0,07	0,51	0,5	4,51	4,6	0,06	н. о.	н. о.	7	2	Умеренно-щелочной гранит порфировидный D ₂₋₃ al
	73,6	0,2	13,9	1,91	0,07	0,36	0,5	4,0	4,5	0,03	н. о.	н. о.	1	2	Умеренно-щелочной лейкогранит D ₂₋₃ al

Продолжение табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	58,7	0,6	14,6	5,97	0,14	2,58	4,0	3,38	2,1	0,4	3,3	3,49	5		Андезит D ₂ -c ₁ kd
	62,8	0,7	15,6	н. о.	0,1	1,87	4,1	3,95	2,0	0,19	2,2	3,08	3		Дациандезит D ₂ -c ₁ kd
	61,0	0,6	15,9	6,45	0,11	1,99	3,0	3,87	3,3	0,21	1,7	3,63	28		Кварцевый лагит D ₂ -c ₁ kd
	56,6	0,7	16,4	7,22	0,14	3,0	3,7	4,15	3,2	0,28	3,4	3,66	7		Лагит D ₂ -c ₁ kd
	65,06	0,32	16,7	4,86	0,1	0,62	1,46	4,83	3,67	0,12	н. о.	н. о.	5		Трахидациит D ₂ -c ₁ kd
	70,8	0,3	13,9	2,63	0,06	0,56	1,5	2,41	3,4	0,09	н. о.	н. о.	17		Риолацит D ₂ -c ₁ kd
	76,7	0,1	11,9	1,63	0,04	0,32	0,6	2,05	3,6	0,04	0,7	1,01	33		Риолиит D ₂ -c ₁ kd
	53,8	0,8	16,8	7,84	0,14	3,19	5,7	4,57	1,4	0,29	н. о.	н. о.	4		Трахиандезибазальт D ₂ -c ₁ kd
	58,2	0,7	17,4	5,89	0,11	1,74	4,0	4,34	3,0	0,23	н. о.	н. о.	6		Трахиандезит D ₂ -c ₁ kd
	64,9	0,5	15,9	4,74	0,09	1,01	2,0	4,54	3,3	0,14	1,5	2,63	21		Дациит D ₂ -C ₂
	69,8	0,36	15,2	2,31	0,07	0,50	0,73	3,92	5,16	0,08	1,15	1,44	19		Трахирриодацит D ₂ -c ₁ kd
	73,8	0,2	13,6	1,6	0,05	0,33	0,5	3,23	5,4	0,04	0,5	1,21	3		Трахирриолиит D ₂ -c ₁ kd
	61,1	0,6	16,6	5,91	0,13	1,47	1,7	4,6	4,4	0,21	2,0	3,32	15		Трахит D ₂ -c ₁ kd
	61,01	0,62	15,91	6,45	0,11	1,99	2,98	3,87	3,33	0,21	1,67	3,63	6		Кварцевый лагит D ₂ -c ₁ kd
	56,63	0,74	16,38	7,22	0,14	3,0	3,65	4,15	3,2	0,28	3,43	3,66	2		Лагит D ₂ -c ₁ kd
	70,79	0,29	13,87	2,63	0,06	0,56	1,51	2,41	3,43	0,09	н. о.	н. о.	13		Риолацит D ₂ -c ₁ kd
	76,67	0,14	11,94	1,63	0,04	0,32	0,59	2,05	3,56	0,04	0,72	1,01	13		Риолиит D ₂ -c ₁ kd
	53,82	0,84	16,79	7,84	0,14	3,19	5,71	4,57	1,42	0,29	н. о.	н. о.	3		Трахиандезибазальт D ₂ -c ₁ kd
	58,23	0,72	17,39	5,89	0,11	1,74	3,96	4,34	2,98	0,23	н. о.	н. о.	4		Трахиандезит D ₂ -c ₁ kd
	64,94	0,46	15,85	4,74	0,09	1,01	2,01	4,54	3,26	0,14	1,54	2,63	5		Трахидациит D ₂ -C ₂
	69,50	0,32	15,01	2,70	0,07	0,39	1,12	4,05	3,73	0,08	0,83	1,91	6		Трахирриодацит D ₂ -c ₁ kd
	57,7	0,9	16,8	7,9	0,16	3,01	4,5	3,83	2,9	0,21	3,8	4,10	6	1	Монцидиорит с ₁ bl

Булунский	61,6	0,6	15,9	5,73	0,08	2,09	4,0	4,03	3,4	0,23	2,4	3,08	2	2	Кварцевый монзонит-порфир c ₁ bl
	62,3	0,6	16,2	5,45	0,1	1,88	2,4	4,3	4,3	0,17	2,1	2,6	7	2	Кварцевый сиегит, кварцевый сленгит-порфир c ₁ bl
	65,8	0,5	15,2	4,81	0,08	1,65	2,9	3,68	3,4	0,14	2,4	2,11	1	2	Гранодиорит, гранодиорит-порфир c ₁ bl
	65,7	0,4	16,0	3,76	0,08	1,2	1,5	4,49	4,0	0,14	1,8	1,69	4	3	То же
	70,6	0,3	14,7	2,26	0,08	0,53	1,1	4,32	4,4	0,07	1,2	1,08	7	3	Умеренно-щелочной гранит или гранит-порфир c ₁ bl
	74,9	0,1	13,2	1,55	0,05	0,43	0,5	3,95	4,7	0,03	0,7	0,91	4	3	Умеренно-щелочной лейкогранит c ₁ bl
	76,1	0,1	13,1	1,07	0,03	0,17	0,5	3,37	3,9	0,02	0,6	0,75	1	3	Лейкогранит, лейкогранит-порфир c ₁ bl
	73,77	0,15	13,58	1,6	0,05	0,33	0,53	2,83	4,74	0,04	0,48	1,21	10		Трахиролит D ₂ -c ₁ kd
	57,67	0,87	16,83	7,9	0,16	3,01	4,49	3,83	2,88	0,21	3,75	4,1	1		Монцодиорит-порфирит c ₁ bl
	62,76	0,51	16,75	5,92	0,1	2,02	4,27	3,63	2,05	0,16	3,14	1,96	7		Кварцевый диорит, кварцевый диорит-порфирит c ₁ bl
	61,59	0,59	15,9	5,73	0,08	2,09	4,03	4,03	3,4	0,23	2,37	3,08	5		Кварцевый монзонит-порфирит c ₁ bl
	62,31	0,55	16,18	5,45	0,1	1,88	2,43	4,3	4,31	0,17	2,12	2,6	7		Кварцевый сиегит, c ₁ bl
	65,66	0,43	15,97	3,76	0,08	1,2	1,51	4,49	3,98	0,14	1,78	1,69	7		Граносиегит, граносиегит-порфир c ₁ bl
	50,0	1,2	15,7	9,8	0,2	4,38	4,0	6,27	1,7	0,46	н. о.	н. о.	1	1	Трахидолерит j ₁ ma
	Тумминский	50,3	2,1	12,8	н. о.	0,14	8,02	4,5	2,54	1,1	0,23	8,0	0,9	1	1
50,0		0,9	16,7	9,2	0,24	3,56	5,7	4,84	1,2	0,33	н. о.	н. о.	1	1	Трахибазальт j ₁ tm?
41,89		3,75	14,66	14,3	0,17	5,35	8,83	3,26	1,91	0,59	8,36	5,149	8		Перидотит j ₁ m
45,5		2,3	16,7	12,0	0,18	4,98	7,3	3,7	1,9	0,52	6,4	4,22	5	1	Тешенит k ₁ om
Омолонский	45,4	2,8	16,2	12,3	0,17	5,26	8,3	3,32	1,2	0,51	6,0	4,75	9	1	Эссекит k ₁ om
	50,02	0,87	16,72	9,2	0,24	3,56	5,66	4,84	1,17	0,33	н. о.	н. о.	1		Трахибазальт j ₁ tm
	45,49	2,33	16,66	12	0,18	4,98	7,25	3,7	1,86	0,52	6,44	4,22	4		Тешенит k ₁ om

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	61,5	0,2	17,0	н. о.	0,2	0,5	0,7	5,89	4,4	0,08	0,3	6,39	1	1	Бостонит k ₁ bb
	61,3	0,3	16,6	6,69	0,18	0,39	1,0	7,0	5,3	0,05	1,8	4,74	1	1	Щелочной сиенит-порфир k ₁ bb
Бебеканский	45,39	2,77	16,16	12,3	0,17	5,26	8,27	3,32	1,21	0,51	6,03	4,75	2		Эссекит k ₁ om
	61,45	0,23	16,95	н. о.	0,2	0,5	0,7	5,89	4,37	0,08	0,3	6,39	1		Бостонит k ₁ bb
	62,15	0,51	15,6	5,14	0,08	2,57	2,25	4,66	2,44	0,22	2,52	2,28	1		Сиенит-порфир k ₁ bb
	50,8	1,1	17,3	10,4	0,16	4,83	7,6	3,16	1,6	0,27	4,8	4,03	1	1	Габро k ₂ v
	52,4	1,0	17,2	н. о.	0,15	3,77	6,8	3,29	2,0	0,34	4,8	3,92	3	1	Габродиорит, габродиорит-порфир k ₂ v
	72,6	0,2	14,0	2,01	0,03	0,33	0,6	3,53	4,9	0,03	0,8	0,84	1	4	Гранит, гранит-порфир k ₂ v
	70,1	0,3	15,1	2,12	0,06	0,61	1,1	4,11	4,3	0,09	0,9	1,19	1	4	Умеренно-щелочной гранит-порфир k ₂ v
	66,0	0,4	16,4	3,91	0,09	1,21	3,1	3,93	2,9	0,13	1,6	1,81	1	3	Гранодиорит, гранодиорит-порфир k ₂ v
	53,0	0,8	17,5	7,85	0,15	2,92	7,1	3,28	2,1	0,38	3,5	4,06	1	1	Диорит k ₂ v
	60,5	0,7	16,8	6,16	0,11	2,19	4,7	3,53	2,3	0,23	3,0	3,04	6	2	Кварцевый диорит, кварцевый диорит-порфир k ₂ v
Викторинанский	45,6	1,8	17,6	12,6	0,15	5,35	11,1	2,62	1,0	0,23	6,6	4,09	1	5	Лампрофир k ₂ v
	56,4	0,8	17,5	н. о.	0,15	2,85	5,8	3,69	2,6	0,31	3,3	3,48	2	2	Монодиорит k ₂ v
	57,0	0,8	16,0	н. о.	0,12	4,01	4,8	3,58	2,9	0,29	3,8	4,16	1	2	Моноцит k ₂ v
	61,25	0,27	16,55	6,69	0,18	0,39	1,01	7	5,15	0,05	1,76	4,74	1		Щелочной сиенит k ₁ bb
	50,83	1,11	17,31	10,4	0,16	4,83	7,6	3,16	1,63	0,27	4,82	4,03	2		Габро k ₂ v
	52,41	1,03	17,23	н. о.	0,15	3,77	6,75	3,29	2,02	0,34	4,8	3,92	1		Габродиорит, k ₂ v
	53,01	0,82	17,5	7,85	0,15	2,92	7,07	3,28	2,09	0,38	3,45	4,06	1		Диорит k ₂ v
	60,45	0,66	16,84	6,16	0,11	2,19	4,73	3,53	2,3	0,23	3,02	3,04	1		Кварцевый диорит, k ₂ v

Конгинский	68,8	0,3	15,7	2,86	0,09	0,73	1,2	2,59	5,5	0,1	1,2	1,8	2	Трахириодацит K ₂ Kp
Малоауланд- жинский	75,7	0,1	13,0	н. о.	0,05	0,17	0,2	2,16	4,3	0,03	0,7	0,83	1	Субвулканический риолит K ₂ Kp
	70,38	0,25	14,72	2,26	0,08	0,53	1,05	4,34	4,26	0,07	1,22	1,07	2	Субщелочной гранит, гранит-порфир c bl
Гармандин- ский	65,67	0,65	15,6	н. о.	0,08	1,15	3,77	4,35	2,41	0,16	2,37	2,57	2	Гранодиорит K _{1,2} g
	57,38	0,89	16,34	н. о.	0,16	3,15	5,79	3,61	2,18	0,2	4,47	3,88	1	Кварцевый диорит K _{1,2} g
Ичингейский	42,56	3,44	15,55	н. о.	0,14	6,15	8,41	2,6	1,15	0,47	7,07	6,46	1	Долерит K ₂ i
Гольцовский	75,15	0,1	13,02	1,02	0,1	0,26	0,6	3,99	4,22	0,07	н. о.	н. о.	1	Риолит K _{1,2} gl
Скалистый	58,64	1,83	13,47	9,47	0,1	3,06	4,35	3,11	0,76	0,45	н. о.	н. о.	1	Андезит K ₂ s

Омолонский комплекс эссексит-тешенитовый (ϵvK_1om) представлен в основном щелочными и умеренно-щелочными габброидами – тешенитами и эссекситами. Объединяет малые тела, преимущественно в форме залежей, лакколитов, реже штоков и даек, которые распространены, главным образом, на крыльях грабен-синклиналей, выполненных терригенными отложениями карбона, перми и триаса. Мощность sillов широко варьирует, достигая 100 м, даек обычно до 5 м, протяженность от сотен метров до 3 км. Наиболее значительные по масштабам тела сложной конфигурации «многоэтажны». Очень редко отмечается дифференцированное строение тел щелочных габброидов. На левобережье р. Горная (Терехов, 1979 г.) в одном из тел мощностью 3 м центральная часть сложена баркевикитовыми эссекситами, а краевые части (0,2 и 0,8 м) – камптонитами. Эссекситы из центральной части имеют неясно выраженное полосчатое строение, обусловленное большим количеством линзовидно-полосчатых (до 2 см) лейкократовых обособлений. Иногда между ними и эссекситами в качестве переходных присутствуют камптониты. Переходы между фациями постепенные.

Тешениты офитовой, гипидиоморфнозернистой структуры сложены лабрадором № 55–58 до 2 мм в длину (20–50%), титан-авгитом, изредка эгирин-авгитом размером до 1 мм (20–35%), в интерстициях – анальцимом (5–20%). Присутствуют баркевикит размером 2–4 мм (иногда до 35%), бурый или красно-бурый биотит (0–5%), калишпат (0–5%), псевдоморфозы по оливину, ильменит и титаномагнетит (3–10%). Аксессуары – удлиненные зерна до 2 мм апатита и ксеноморфный сфен. По плагиоклазу нередко развивается пренит, кальцит и вторичный альбит. Баркевикит обрастает кристаллы пироксена, реже наблюдается в виде самостоятельных зерен. Различаются авгитовые и авгит-амфиболовые разновидности.

Эссекситы имеют офитовую, пойкилоофитовую структуру, отличаются от тешенитов более кислым плагиоклазом, нередко деанортитизированным до олигоклаза и альбита (25–55%), большим количеством калишпата (15–25%), постоянным присутствием баркевикита (15–30%), изредка оливина (до 10%). Отмечается титан-авгит (25–35%), бурый биотит (1–3%), анальцит (до 10%). Для некоторых разновидностей характерно неравномерное и кучное распределение темноцветных и лейкократовых минералов, что придает породе пятнистый облик. Анальцит, как правило, всегда замещен вторичными минералами. Плагиоклаз полуразложен с развитием агрегатов хлорита, нередко зонален, иногда обрастает каймой калиево-натриевого полевого шпата. Оливин образует характерные ромбовидные кристаллы, почти всегда нацело разложенные до серпентина, карбоната и рудного. Отмечается примесь рудного минерала (15%) и апатита (4%).

По химическому составу породы комплекса принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым щелочным и умеренно-щелочным габброидам с высокими содержаниями титана и железа. Тип щелочности пород калиево-натриевый.

Определения изотопного возраста пород комплекса К-Аг методом (Котляр, 1995 г.) дают цифры 124 ± 2 млн лет, что соответствует раннему мелу. Они прорывают все домеловые образования, а на контакте с более молодым массивом Горный (гармандинского комплекса) несут четкие следы контактового метаморфизма. Некоторыми исследователями (Лычагин, 1981 г.) возраст эссексит-тешенитового комплекса трактуется более широко – от позднего триаса до раннего мела.

Бебеканский комплекс щелочных сиенитов – бостонитов (K_1b) описывался ранее Ю. А. Билибиным в составе эссексит-тешенитового и А. П. Шпетным в качестве второй фазы омонского комплекса.

Образования бебеканского комплекса значительно уступают омонскому комплексу в распространенности, в то же время пространственно с ним тесно ассоциируют. Пластовые залежи щелочных сиенитов, сиенитов, бостонитов и сиенит-порфиоров широко распространены по берегам среднего течения р. Омон, в бассейнах рр. Бебекан, Бургали, Мал. Ауланджа, реже на площади Кедонского поднятия, в бассейне р. Кедон. Наиболее часто интрузивы данного комплекса локализуются среди терригенных пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, нередко расслаивают сланцы корбинской свиты. Щелочные сиениты и бостониты встречаются как в комплексных телах, совместно с щелочными габброидами омонского комплекса, так и (чаще) образуют самостоятельные интрузивы. Мощность пластовых залежей обычно 1–3 м, иногда до 50 м. Редкие дайки бостонитов и сиенит-порфиоров отмечаются на левобережье р. Закоронная, среди архейских метаморфитов и абкитских гранитоидов, в нижнем течении руч. Кубака и бассейне руч. Болотный, среди отложений корбинской свиты и вулканитов кедонской серии и в ряде других мест. Мощность даек 1–2 м, протяженность до 0,5–1 км. В. М. Шевченко к данному комплексу отнесла также и немногочисленные маломощные дайки кератофилов.

Эзоконтактовые изменения в осадочных отложениях выразились в альбитизации, хлоритизации и слабой перекристаллизации в пределах непосредственного кон-

такта (первые сантиметры). Альбит выполняет трещинки, образует гнездообразные скопления и пятнами замещает тонкообломочную составляющую.

Сиениты и анальцимовые сиениты представляют собой крапчатые породы мелко- и среднезернистого строения с призматически-зернистой и гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из сильно измененного калишпата и альбита (до 80–95%). Альбит имеет вторичное происхождение, развиваясь по калишпату (50–60%) и целиком замещающая первичный плагиоклаз. Из темноцветных минералов отмечаются реликты бесцветного или чуть зеленоватого моноклинного пироксена (10–15%) и биотита (0–2%), редко отмечается эгирин. Акцессорный – апатит. Вторичные – карбонат, хлорит, серицит, иногда присутствуют анальцим и цеолит (до 10–25%).

Бостониты – тонкозернистые или афанитовые породы с бостонитовой структурой и трахитоидной текстурой. Состоят из мелких и длинных лейст калишпата (70–93%), нередко интенсивно альбитизированного (в виде каймы, пертитов замещения, полных псевдоморфоз) и лимонитизированного рудного – гематита (до 10%); отмечается небольшое количество кварца (1–5, редко до 10–15%), единичные чешуйки биотита. Акцессории – апатит, иногда рутил. Миндалины выполняются карбонатом и кварцем.

По химическому составу породы комплекса относятся к умеренно-щелочным и щелочным высокоглиноземистым породам калиево-натриевого типа.

Возраст бебеканского комплекса однозначно определить невозможно. Установленный В. М. Шевченко рвущий контакт бостонита с эссекситом омолонского комплекса и ксенолиты последних в бостонитах подтверждают предположение о более позднем возрасте пород бебеканского комплекса. В то же время в пределах Омолонского массива тела сиенит-порфиоров пересекают только осадочные породы валанжина и готерива, а в вышележащих образованиях они не отмечены. Породы комплекса содержатся в гальке конгломератов основания тикской свиты (ранний – средний альб). В бассейне р. Мал. Авландя (руч. Болотный) бостониты бебеканского комплекса прорываются диорит-порфиритами позднемелового викторианского комплекса. Исходя из этого, возраст бебеканского комплекса может быть принят как раннемеловой, возможно, баррем-аптский.

6.3.2. Магматизм стадии формирования ОЧВП

В конце раннего и в позднем мелу магматическая деятельность на Омолоном массиве сосредоточена преимущественно вдоль крупных и глубинных разломов и тесно связана с формированием на юге ОЧВП. Основной магмоконтролирующей структурой на территории являлась Конгинская вулканическая зона, пересекающая массив в субмеридиональном направлении на протяжении 180 км, при ширине 15–40 км. Отдельные интрузивные и субвулканические массивы распространены более широко, концентрируясь в оперяющих зону разрывах или других благоприятных структурах.

Конгинская вулканоплутоническая ассоциация

Распространенные в зоне вулканы конгинской свиты (описаны выше) совместно с тесно связанными субвулканическими, жерловыми и экструзивными образованиями выделены в конгинский вулканический комплекс. На всем протяжении его развития в ги-

пабиссальных условиях формировались также интрузии викторианского комплекса. По общности петрохимических характеристик (см. табл. 6.1), близости пространственно-временных соотношений и принадлежности к единой структуре вулканиты конгинского и интрузии викторианского комплексов объединены в Конгинскую вулканоплутоническую ассоциацию, распространенную на юго-западе Омолонского массива.

Конгинский андезит-риолитовый комплекс (K₂kn) представлен покровными (описаны выше), субвулканическими и экструзивными образованиями, распространенными преимущественно в Конгинской зоне. Нередко они совместно с интрузивами викторианского комплекса слагают единые вулкано-тектонические структуры, размещаясь по периферии депрессий и просядов, реже – в их центральных частях. Субвулканические тела комплекса также широко распространены в мезозойских грабен-синклиналях и впадинах. Преобладающими формами являются силлы и дайки, наиболее крупные массивы (до 15 км²) имеют штоко- и лакколитообразную форму (гора Столовая). Протяженность даек и силлов колеблется от нескольких сотен метров до 3–4 км, мощность даек 1–10 м, силлов 1–30 м, иногда до 100 м. По составу и времени внедрения субвулканические породы комплекса делятся на две фазы: первая – андезиты, андезибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, вторая – риолиты, трахириолиты, риодациты, трахириодациты, редко дациты.

Наибольшую площадь выходов породы первой фазы имеют в Хунганджинском массиве, где лейко- и трахибазальты конгинского комплекса занимают до 60% его обнажающейся части. В центральной части массива они сменяются диорит-порфиритами викторианского комплекса.

В верховьях руч. Спокойный риолиты слагают крупный (12 км²) лакколит, внедрившийся в глинистые сланцы корбинской свиты. Его многочисленные послонные апофизы расслаивают карбон-пермские отложения, вытягиваясь на значительное (до 2–3 км) расстояние от массива, сложенного мелкопорфировыми риолитами. Краевые части тела и отдельные пластовые апофизы образованы кластолавами риолитов.

Андезиты, андезибазальты и трахиандезибазальты характеризуются сериально порфировой структурой. Они содержат вкрапленники (10–15%) плагиоклаза нескольких поколений, фенокристаллы амфибола, подчиненного ему клинопироксена и еще более редкого ортопироксена, микровыделения титаномagnetита, единичные чешуйки биотита. Базис пород интерсертальный или микролитовый, реже пилотакситовый и микрофельзитовый. Степень изменений фенокристаллов различна, выражена в эпидотизации, карбонатизации плагиоклаза и опацизации роговой обманки.

По химизму породы первой фазы относятся к высокоглиноземистым калиево-натриевым породам нормальной и умеренной щелочности. Субщелочные их разности выделяются повышенной калиевостью.

Риолиты, трахириолиты, риодациты и трахириодациты второй фазы представляют собой в основном спорадофировые, олигофировые, реже порфировые породы с многочисленными (до 10%) вкрапленниками плагиоклаза № 8–12, кварца, подчиненных им калишпата и биотита. Структура основной массы сравнима с фельзитовой, отмечается также ортофировая, микропийкилитовая, участками сферолитовая. В основ-

ной массе различаются ксеноморфные зерна калишпата, кварца и лейсты плагиоклаза. Плагиоклаз серицитизирован и карбонатизирован.

Дациты отличаются отсутствием фенокристаллов кварца и микропойкилитовой структурой базиса. Для них характерна повышенная щелочность. Вторичные изменения – серицитизация, окварцевание.

По химическому составу риолиты относятся к высокоглиноземистым породам нормального и умеренно-щелочного ряда калиево-натриевой серии.

Поздне меловой возраст комплекса устанавливается по их комагматичности эффузивам конгинской свиты. Субвулканические тела рассекают все отложения, включая поздне меловую конгинскую свиту, а породы первой фазы прорываются гранитоидами викторианского комплекса.

Викторианский комплекс габбродиорит-гранодиоритовый (K₂v) впервые выделен К. В. Симаковым и др. (1964 г.), подробно описан Е. Ф. Дылевским (1984 г., 1985 г.) и В. М. Шевченко (1990 г.), объединяет многофазные и моногенные интрузивы Конгинской зоны, за ее пределами распространен в значительно меньшей степени. Структурно тела комплекса тяготеют к мезозойским грабен-синклиналям или меловым вулканоструктурам. В магнитном поле массивы отчетливо выделяются интенсивными положительными аномалиями.

Интрузивы викторианского комплекса относятся к диорит-гранодиоритовой формации (Лычагин и др., 1989). Присутствуют сравнительно крупные (до 100 км²) моногенные и более редкие двух- и трехфазные интрузивы, представленные равномерно-зернистыми породами, но более распространены мелкие штоки, пластовые залежи и дайки порфировых разностей пород. Вариации химического состава пород формации связаны с непостоянством соотношений калия и натрия. На большей южной части Конгинской зоны породы обогащены калием, поэтому здесь часты монцониты, сиенитодиориты и калиевые граносиениты. Массивы северного окончания зоны наиболее обогащены натрием и известью, что сближает их с образованиями диорит-тоналитовой формации.

Интрузивы рассекают разновозрастные образования, включая покровы и субвулканические тела конгинского комплекса. Контакты с вмещающими породами резкие, контактовые изменения у крупных интрузивов выражены в интенсивном ороговиковании вплоть до образования слюдисто-кварцевых роговиков, сменяющихся на удалении полевошпат – кварц-биотитовыми роговиками. Карбонатные породы на контакте мраморизованы и скарнированы. В приконтактных частях образуются высокотемпературные гроссуляр-эпидот-геденбергитовые скарны с тонколистоватым гематитом, на удалении – гранат-волластонитовые, эпидотовые, пироксен-эпидотовые скарны, иногда содержащие серебро-полиметаллическое оруденение (рудопоявление Жаркий) или служащие железной рудой (проявление Скарновое). Ширина контактовых изменений в зависимости от поведения кровли массивов различна и достигает 4 км.

В составе комплекса выделяется пять фаз. К первой фазе относятся габбродиориты, габбро, габбро-порфириды, микрогаббро; ко второй – кварцевые монцониты и диориты, монцодиориты, монцониты, диориты и их порфировые разности. Среди пород

третьей фазы установлены гранодиориты и кварцевые сиениты, их порфиоровые разновидности. Четвертая фаза объединяет порфиоровые и полнокристаллические граносиениты, граниты, умеренно-щелочные граниты, аляскиты, гранит-аплиты. К пятой фазе относятся практически неизменные штоки и дайки лампрофиров: спессартиты и одиниты. Взаимоотношения фаз наблюдались многими исследователями (В. М. Шевченко, Е. Ф. Дылевский, Н. А. Усачев, А. Г. Егоров и др.).

К числу относительно крупных многофазных массивов, сложенных преимущественно равномернокристаллическими породами, относятся Мрачный (85–90 км²), Двойник (60 км²), Ветвистый (около 40 км²).

Массив Гранодиоритовый, расположенный в истоках рр. Гранодиоритовая и Очакчан, В. М. Шевченко (1990 г.) рекомендует в качестве петротипа. Площадь его выходов на дневную поверхность достигает 35 км², в плане массив имеет изометричную форму с очень неровной границей, наблюдаются многочисленные остатки кровли, представленные ороговикованными раннекаменоугольными осадочными породами. Контакты неровные с многочисленными сателлитами и апофизами, переходящими в дайки. По геофизическим данным массив имеет форму крупного лакколита в начальной стадии эрозии с изометричным подводящим каналом и вытянутой верхней частью. Глубина до верхней кромки в невоскрывшей части достигает 300 м. Контакты с вмещающими породами пологие, с падением в разные стороны от центра массива, ширина контактовых ореолов до 4 км. Становление массива происходило в четыре фазы. Сначала внедрялись мелкие штокообразные и пластовые тела габбродиоритов первой фазы, наблюдаемые по периферии массива, затем – монциты и кварцевые диориты второй фазы, далее – гранодиориты-тоналиты третьей фазы, и завершился процесс формирования массива внедрением редких жил гранит-аплитов и гранит-порфиров четвертой фазы. Светло-серые порфировидные тоналиты-гранодиориты третьей фазы, распространенные в центральной части плутона на площади около 10 км², местами содержат обломки (до 50–60%) диоритов и кварцевых диоритов второй фазы размером до нескольких метров в диаметре. В экзоконтактных зонах массива отмечаются зоны серицит-кварцевых метасоматитов и карбонат-кварцевые прожилки, несущие сульфидную минерализацию с повышенными концентрациями золота.

Массив Базовый (15–16 км²) располагается в Конгинском ряду в междуречье Ирбычан – Кудрявый. Выходы его в плане имеют изометричную форму и заливчатую, с многочисленными апофизами северную границу. Невоскрывшая часть по геофизическим данным протягивается в северо-северо-западном направлении на 20 км в виде полосы шириной 4–6 км. Интерпретируется залежь как крупный лакколит с изометричным подводящим каналом. На юго-западе он обрывается разломом северо-западного простирания, входящим в систему разломов, ограничивающих Русскинскую грабен-синклиналь. Восточный контакт крутопадающий в сторону вмещающих пород, сопровождается узкой (до 400–600 м) полосой контактовых роговиков, северный и южный – пологие (ширина контактовых ореолов достигает 4 км). Становление массива происходило в три фазы. Сначала внедрялись мелкие штокообразные и пластовые тела диорит-

порфиринов, сохранившиеся по периферии основного выхода массива, и монциты – монцодиориты – кварцевые монциты второй фазы с нечеткими переходами. В завершение в центральной части сформировались субщелочные граниты и гранит-порфиры (около 10 км²).

Преимущественно моногенные тела викторианского комплекса сложены обычно диорит-порфирами, габбродиоритами, габбро и лампрофирами. По морфологии это штоки, силлы и дайки, площадь которых не более 1 км². Изредка отмечаются более крупные тела размером до 5 км². Дайки концентрируются в составе позднемеловых вулканоструктур, группируясь вдоль дуговых или радиальных разломов. Обычно это непротяженные до 1–2 км, мощностью 1–5, редко до 50 м плитообразные тела, иногда составляющие рои.

Главной особенностью минерального состава викторианского комплекса является относительно высокое содержание в породах щелочного полевого шпата, вследствие чего увеличивается доля умеренно-щелочных разностей пород.

Габбро, габбро-порфиры и габбродиориты первой фазы – породы субофитовой структуры, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена и единичных мелких кристаллов биотита и рудного минерала. Второстепенные минералы – калишпат и ортопироксен. Плагиоклаз зональный, в среднем № 53–55. В интерстициях плагиоклаза иногда присутствует калишпат, обуславливая монцитовую структуру. Клинопироксен (до 2 мм) бесцветный, иногда в сростании с ромбическим пироксеном – гиперстеном. Акцессорные – апатит и магнетит. Вторичные изменения выражаются в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза, пироксен иногда замещается роговой обманкой, биотитом, хлоритом и карбонатом.

Диориты и диорит-порфиры второй фазы – это породы с призматически-зернистой, реже долеритовой основной массой, чаще порфиристые, чем равномерно-зернистые. В зависимости от преобладания того или иного темноцветного минерала разделяются на две группы: пироксеновые и амфиболовые. Минеральный состав: 60–80 Pl₃₅₋₅₀ + 5–25 Di (Aug) + 0–20 Hb + 5–10 Bt + 0–10 Or ± Q. Акцессорные – апатит, сфен, циркон; вторичные – хлорит, карбонат, иногда эпидот.

Их кварцевые разности отличаются постоянным присутствием в породах вкрапленников кварца, количество которого в породе достигает 10–15%.

Монциты, монцодиориты и кварцевые монциты – полнокристаллические, иногда порфиридные породы с афировой, реже габброофитовой, на отдельных участках монцитовой, пойкилитовой структурой. В порфиридных разностях размер вкрапленников (до 10–12%) достигает 3 мм. Породы сложены лабрадором (иногда зональным) или андезином (35–55%), роговой обманкой с развитым по ней пеннином (3–25%), пироксеном (3–10%), представленным диопсид-авгитом, реже бронзитом, нередко с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и калишпата. В резко подчиненном количестве присутствуют кварц (2–3%) и опацифицированный биотит (5–6%). Акцессорные – апатит и сфен. Вторичные изменения средней интенсивности: хлоритизация, серицитизация, пелитизация, карбонатизация.

Гранодиориты имеют аллотриоморфнозернистую с элементами гипидиоморфнозернистой структуру. Породы состоят из зерен плагиоклаза № 18–20 размером 0,5–1,3 мм (50–55%), промежутки между которыми выполнены калишпатом (20–25%), кварцем (13–15%), биотитом (8–10%). Акцессорный – апатит. Вторичные изменения незначительные – эпидотизация, серицитизация.

Кварцевые сиенит-порфиры третьей фазы – породы массивной текстуры и порфировой структуры. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (25–35%), калишпатом (20–25%), кварцем, биотитом и амфиболом (до 5%). Основная масса кварцполевошпатовая микроаллотриоморфнозернистая. Плагиоклаз – олигоклаз-андезин № 25–35 часто зональный.

Граносиениты четвертой фазы представлены равномерно- и призматическизернистыми породами с гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, реже порфировой структурой. Минеральный состав: 30–35 Pl₂₀₋₄₅ + 3–6 Hb + 40–50 Or + 3–5 Bt + 14–20 Q. Калишпат присутствует в виде ксеноморфных зерен до 3 мм. Плагиоклаз зональный до 2 мм, ядро – № 47 (андезин), кайма – № 25 (олигоклаз). Акцессорные – циркон, реже апатит, сфен и магнетит. Вторичные изменения незначительные, выраженные в слабой хлоритизации биотита и серицитизации.

Умеренно-щелочные граниты и гранит-порфиры – порфировидные или равномернозернистые породы с гранитовой структурой. Состоят преимущественно из калишпата, плагиоклаза (1–7%), роговой обманки (2–3%), биотита (4–5%), кварца (30–35%). Основная масса порфировых разностей аплитовая и микроаплитовая. Во вкраплениях (5–8%) – кристаллы плагиоклаза № 8–12 (70–75%), калишпата (25%) и биотита (3–5%). Вторичные изменения средней интенсивности: мусковитизация, пелитизация.

Лейкограниты имеют полнокристаллическую мелкозернистую структуру, состоят из калишпата (до 70%), кварца (28–30%) и редко плагиоклаза. Из темноцветных присутствует бурый биотит (до 1%), слегка замещенный зеленым хлоритом и эпидотом. Акцессорные – ксеноморфный сфен.

Спессартиты пятой фазы – это мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из бурой роговой обманки (50–55%) размером до 1,2 мм и слабозонального плагиоклаза – лабрадора № 50–55 (40–45%). Акцессорные – апатит, лейкоксенизированный сфен, рудный (до 3%). Вторичные – слабо проявленные кальцит, серицит, хлорит.

Одиниты представляют собой породы с лампрофировой структурой. Фенокристаллы (до 10%) – обыкновенная роговая обманка (50–80%) и клинопироксен (10–20%). Основная масса панидиоморфнозернистая или интерсертальная, состоит преимущественно из плагиоклаза-лабрадора № 50–55, промежутки между зернами которого выполнены роговой обманкой, карбонатом и рудным минералом. Вторичные минералы, развитые в основном по трещинам и в виде кайм по темноцветам: хлорит, карбонат, эпидот. Акцессорные представлены сфеном, апатитом.

Равномерно-кристаллические и порфировидные породы комплекса в петрохими-

ческом отношении представляют известково-щелочную серию. Тип щелочности изменяется от калиево-натриевого до натриево-калиевого. С повышенной калиевоностью в кислых разностях коррелируются повышенные концентрации рубидия и бария. Порфировые породы в отличие от равномерно-кристаллических и порфировидных характеризуются более низкой общей щелочностью и заметно повышенной ролью оксида калия среди щелочей. По петрохимическим и геохимическим свойствам породы близки вулканитам конгинского комплекса.

Метасоматические изменения, связанные с формированием комплекса, выражены окварцеванием, сульфидизацией, березитизацией, пропицитизацией, скарнированием. В связи с ними известны малосульфидные золотосодержащие кварцевые, карбонат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-баритовые, реже адуляр-кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания с медно-молибденовым оруденением, а также контактовые скарны, вмещающие серебро-полиметаллическое и магнетитовое оруденение.

Позднемеловой возраст пород комплекса определяется синхронностью их с вулканитами позднемеловой конгинской свиты, при этом тела ранних фаз рассекаются наиболее поздними дайками риолитов конгинского комплекса. Радиологический возраст пород, определенный К-Аг методом, колеблется в пределах 80–118 млн лет (табл. 6.2).

Таблица 6.2

Результаты определения радиологического возраста пород викторианского и конгинского комплексов К-Аг методом

Привязка	Порода	(K±σ), %	$(^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} \pm \sigma_{\text{хсп}})_{\%}$	$(^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} \pm \sigma_{\text{хсп}})$, млн лет
Левобережье р. Нючали	Габбро первой фазы	1,44±0,02	12,2±0,4	118±4
Руч. Кустики	Гранодиорит третьей фазы	2,71±0,01	22,3±0,5	115±2
Руч. Хрустальный	Граносиенит четвертой фазы	3,0±0,01	17,0±0,2	80±1
Верховья р. Нючали	Граносиенит	2,71	16,35	85,2
Верховья руч. Сомнительный	Кварцевый диорит второй фазы	1,88±0,01	12,9±0,1	97±1
Массив Гранодиоритовый	Гранодиорит третьей фазы	1,34±0,01	9,8±0,1	103±1
Междуречье Молния – Нючали	Риолит	3,5±0,01	14,5±0,1	59±1

6.3.3. Магматические комплексы ОЧВП

Магматические комплексы внешней зоны охотского и пенжинского секторов ОЧВП распространены на юге рассматриваемой территории, где перекрывают южную границу Омолонского массива и концентрируются преимущественно в двух вулкани-

ческих прогибах – Туромчинском и Пареньском, или на небольшом удалении от последних, в пределах Омолонского массива. В границах данной площади получили распространение покровные, субвулканические и гипабиссальные магматические образования, объединенные в ранне-позднемеловые гармандинский гипабиссальный, гольцовский, вархаламский и туромчинский вулканические комплексы, позднемеловые ичингейский гипабиссальный, хайчанский и скалистинский вулканические комплексы (см. табл. 6.1).

Интрузивные комплексы. Гармандинский комплекс габбродиорит-гранит-гранодиоритовый (K_{1-2g}) объединяет ряд интрузий – силлов, штоко-, лополито- и плитообразных тел и даек, сложенных полнокристаллическими и порфировыми породами, состав которых колеблется от диоритов до гранит-порфиров при явном преобладании кварцевых диоритов и гранодиоритов. Их выходы сосредоточены, главным образом, в южной части территории в пределах Ауланджинской СФЗ. Петротипами комплекса служат массивы Гармандинский, Осиновский, Мало-Туромчинский (обнажающиеся южнее территории исследования). Протяженность даек комплекса колеблется от 0,5 до 2 км, интрузии (в границах территории) имеют площадь выходов 2,5–30 км². Породы комплекса прорывают и метаморфизуют терригенные породы палеозоя и мезозоя и ранне-позднемеловые вулканиты ОЧВП, а в породах верхнемеловой (леводручакской) толщи отмечаются ксенолиты гранодиоритов (Чернявский, 1987 г.). Контактные изменения по терригенным породам вокруг гранитоидных тел гармандинского комплекса представлены пироксеновыми, гранат-амфиболовыми, биотит-кордиеритовыми роговиками, узловатыми и пятнистыми сланцами. Карбонатные породы перми превращены в пироксен-амфиболовые и амфибол-гранатовые скарны. В вулканитах развиваются новообразования биотита, эпидота, хлорита и кварца. Ширина зон контактового метаморфизма по терригенным породам колеблется от 0,5 до 3–4 км, по вулканитам не превышает 200–500 м. Кроме того, вблизи массивов и в их пределах распространены зоны березитизации, сульфидизированные породы, кварцевые жилы и прожилки, иногда несущие золотую минерализацию.

В геофизических полях выражаются только наиболее крупные интрузивные тела штоко- и лополитообразной формы: массивы Горный, Заросший, Нам и др. В магнитном поле им отвечают высококонтрастные положительные аномалии (до 30 мЭ) размерами, превышающими площади выходов тел на поверхность.

В составе комплекса выделены три фазы. К первой фазе относятся штоки диоритов и дайки диорит-порфиров, ко второй – гранодиориты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфириты, дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров, к третьей – редкие дайки умеренно-щелочных гранит-порфиров, жилы аплитовидных и пегматоидных гранитов, пересекающих породы более ранних фаз. Взаимоотношения всех фаз наблюдались в пределах массивов Заросший, Медвежий и Горный.

Одним из самых крупных интрузивов на рассматриваемой территории является массив Горный, расположенный в верховьях одноименного ручья. Это залегающее среди отложений карбона и перми, вытянутое в меридиональном направлении, интрузив-

ное тело кварцевых монцонитов – гранодиоритов. Протяженность интрузива 15 км, средняя ширина 3 км, площадь около 45 км². Восточный контакт массива имеет наклон 40–60°, местами выполаживается. Западный контакт более пологий – около 20–30°. В целом массив характеризуется однородным строением. Ближе к эндоконтам кварцевые монцониты переходят в гранодиориты. В центральной части массива обнажаются мелкозернистые разновидности кварцевых монцонитов, характеризующиеся более меланократовым обликом, связанным с повышенным содержанием роговой обманки, почти полным отсутствием биотита. Подобные образования отмечаются и в других частях массива в виде шлировых выделений. Кварцевые монцониты и гранодиориты массива пересекаются редкими жилами умеренно-щелочных аплитовидных гранитов, а сами они метаморфизуют щелочные габброиды оломонского комплекса раннемелового возраста. Западнее массива, на некотором удалении (200 м), расположено тело диоритов первой фазы комплекса (шток Голубой) размером около 9 км².

Диориты первой фазы – мелко-, среднезернистые, иногда порфировидные массивные породы. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, венцовая. Состоят из зонального андезина № 33–52 (60–80%), буровато-зеленого амфибола (5–25%), бурого биотита (до 10%), клинопироксена (0–10%), изредка ортопироксена ($CN_p = 5^\circ$). Присутствует кварц, калишпат. Акцессорные – магнетит, апатит, циркон. Вторичный – актинолит.

Кварцевые диориты – мелко- и среднекристаллические породы, состоящие из плагиоклаза размером до 5–8 мм (45–50%), кварца (до 15%), биотита и роговой обманки (15–30%), калишпата (3–5%). Плагиоклаз образует идиоморфные таблицы, слабо серицитизирован, зональный: олигоклаз № 22–24 в кайме, андезин № 40–42 в ядре, либо олигоклаз, олигоклаз-андезин в кайме и лабрадор № 55–60 в ядре. В промежутках располагаются ксеноморфные по отношению к плагиоклазу роговая обманка размером до 2,5 мм, биотит размером до 1,5 мм и резко ксеноморфные зерна кварца размером до 1,5 мм. Калишпат встречается в виде отдельных неправильных зерен или метасоматически замещает плагиоклаз. Акцессорные – сфен, апатит, рудный.

Кварцевые диорит-порфириты – порфировые породы с вкрапленниками (15–20%), представленными столбчатыми кристаллами эпидотизированного и хлоритизированного амфибола размером до 1,5 см и таблитчатыми кристаллами сосюритизированного зонального андезина размером до 0,8 см, отмечаются вкрапленники ромбического пироксена. Основная масса микропойкилитовая, реже призматически-зернистая, состоит из изометричных зерен кварца размером до 0,3 мм (более 5%), в которых включения табличек зонального плагиоклаза.

Кварцевые монцониты – это отчасти неравномерно-зернистые породы, состоящие из плагиоклаза (45–50%), калишпата (10–15%), кварца (10–15%), биотита и роговой обманки (15–20%). Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая и пойкилитовая. Сложены таблицами и сростками зонального плагиоклаза размером до 1,2–2,5 мм (олигоклаза № 26–28 и олигоклаза-андезина в очень узкой кайме и лабрадора № 55–60 в широком ядре), среди которых неравномерно распределены крупные (до 3 мм) ксеноморфные зерна калишпата и кварца, редко роговой обманки, с пойкилито-

выми вростками плагиоклаза. Биотит и роговая обманка характеризуются неравномерным распределением. Кварц резко ксеноморфен к темноцветным и плагиоклазу. Он содержится также в виде мелких зерен в калишпате и редко в плагиоклазе. Акцессорные – сфен, циркон, апатит, рудный, вторичные – серицит, хлорит, эпидот.

Гранодиориты – породы равномерно-зернистого или порфировидного облика. На 45–50% состоят из таблитчатых кристаллов и агрегатных скоплений плагиоклаза размером до 5–8 мм, в промежутках – зерна калишпата (20–25%) и прозрачного кварца (15–20%) размером 1–3 мм. На долю роговой обманки и биотита приходится 10–15% объема породы. Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Плагиоклаз в узкой серицитизированной кайме отвечает составу олигоклаза, в ядре андезин № 40–50, калишпат и кварц ксеноморфны. Акцессорные минералы – сфен и апатит, вторичные – эпидот, серицит и карбонат.

По химическому составу породы первой и второй фаз относятся к высокоглиноземистым и умеренно-глиноземистым породам, переходного ряда от нормального к умеренно-щелочному с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности (см. табл. 6.1). Породы третьей фазы весьма высокоглиноземистые, умеренно-щелочные калиево-натриевого типа. Все породы комплекса в целом образуют непрерывный гомодромный ряд от диоритов до гранитов. От ранних к поздним фазам наблюдается увеличение глиноземистости. В этом же направлении наблюдается относительное увеличение содержания оксидов калия и натрия, уменьшение – оксида кальция и железистости. Комплекс характеризуется повышенными концентрациями в породах серебра, титана и циркония.

Формирование комплекса происходило в гипабиссальных, отчасти – близповерхностных условиях. Все интрузии комплекса принадлежат диорит-гранодиоритовой формации, образование их связано с формированием ОЧВП. Для массивов комплекса характерны интенсивные проявления процессов контактового метаморфизма и завершающей гидротермально-метасоматической деятельности. Результатом явилось формирование обширных зон сульфидизации (прожилково-вкрапленной), маломощных зон березитизации, скарнирования. Редкая тонкая и мелкая вкрапленность пирита отмечается в роговиках и интрузивных породах повсеместно. Кроме вкрапленной минерализации отмечаются кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки. Нередко они сопровождаются рассеянной полиметаллической с золотом и редкометалльной минерализацией, не представляющей практического интереса.

Ранне-позднемеловой возраст пород комплекса определен на основании прорывания ими образований различного возраста, в том числе раннемеловых габброидов ололонского комплекса и ранне-позднемеловых вулканитов ОЧВП. Изотопная датировка калий-аргоновым методом кварцевого монцонита из массива Горный показала 74 млн лет.

Ичингейский комплекс монцогаббро-долеритовый (K_2i) имеет незначительное распространение на северо-востоке Ауланджинской зоны, где прорывает все более древние образования, в том числе и риолиты гольцовского комплекса. К данному комплексу отнесены небольшие по площади штоки и силлы габбро, дайки микрогаб-

бро, лампрофиров, долеритов. Возраст пород принят на основании подобия с аналогичными образованиями, распространенными западнее, где они прорывают меловые вулканиды.

Вулканические комплексы. Основные вулканические комплексы в значительной степени распространены в пределах вулканоструктур ОЧВП, наложенных на южную окраину Омолонского массива. Их субвулканические, экструзивные и жерловые образования обычно располагаются среди одноименных вулканических толщ, описанных выше, и являются их комагматами.

Туромчинский вулканический прогиб наложен своей северной частью на южное окончание Омолонского массива. В его пределах обнажены вархаламская, туромчинская и хайчанская вулканогенные толщи, с которыми ассоциируют субвулканические и экструзивные породы. Субвулканические и жерловые образования **вархаламского комплекса** (λ - $\zeta K_{1-2}vr$) представлены небольшими штоками, дайками и экструзивными куполами, сложенными массивными и флюидальными риолитами, риодацитами, дацитами, их кластолавами и игнимбритами. Субвулканические и жерловые породы **туромчинского комплекса** (α - $\alpha\beta K_{1-2}tr$) формируют небольшие штокообразные и пологие залежи, а также непротяженные дайки, сложенные андезитами, в центральных частях мощных залежей переходящие в диорит-порфириды; редко наблюдаются андезибазальты. К жерловым фациям можно отнести изометричные выходы кластолав андезитов и андезибазальтов. Субвулканические и жерловые образования **хайчанского комплекса** (λ - $\gamma\delta\pi K_2hc$) представлены многочисленными дайками, многоэтажными сложно ветвящимися силлами, лакколитами различных размеров, некками, локализованными преимущественно среди вулканидов и тяготеющими к полям развития покровной фации. Сложены массивными, флюидальными и брекчиевыми лавами риолитов, фельзориолитов и невадитовых риолитов, гранит-порфирами, реже гранодиорит-порфирами. В мощных залежах часто наблюдаются переходы в направлении от эндоконтактов к центральным частям тел, от нераскристаллизованных разностей к полнокристаллическим. Характерной чертой является интенсивный гидротермальный метасоматоз, затрагивающий как субвулканические тела, так и вмещающие их вулканиды, с образованием полей монокварцитов, кварц-адуляр-гидрослюдистых и кварц-алунитовых кварцитов, пропилитов. С полями метасоматитов ассоциируют многочисленные кварцевые, карбонат-кварцевые, адуляр-кварцевые жилы и прожилки с золото-серебряной минерализацией.

Пареньский прогиб (вулканическое поле) располагается к юго-востоку от массива в пределах восточной части Охотского сектора ОЧВП. Отдельные субвулканические тела, установленные в Ауланджинской зоне, с некоторой долей условности сопоставляются с вулканическими комплексами, распространенными в этом прогибе.

Субвулканические образования **гольцовского комплекса** ($K_{1-2}gl$), представленные в основном риолитами, которые слагают многочисленные силлы и дайки, интрузирующие крестикскую свиту в междуречье Омолон – Анмандя, и мезозойские отложения на левобережье верховий р. Мал. Авландя и междуречья Бол. Авландя – Горная. Случаи пересечения тел риолитов дайками кварцевых диорит-порфиридов вто-

рой фазы гармандинского и лампрофиров ичингейского комплексов наблюдались в истоках руч. Сквозной. Площадь их выходов достигает 3 км². Наиболее крупные тела, вероятно, представляют собой лакколиты. Все массивы комплекса моногенны. Мощность даек обычно невелика: от 1–2 до 10 м; пластовых залежей – от первых метров до десятков метров. По химическому составу риолиты относятся к высокоглиноземистым породам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности.

Субвулканические образования **скалистинского комплекса** (K_2sk) имеют крайне незначительное распространение в зоне Верхне-Омолонского разлома и в восточной части территории. К данному комплексу отнесены практически неизменные штоки и дайки базальтов, дайки андезибазальтов и андезитов. Дайки пироксеновых базальтов прорывают гранитоиды гармандинского комплекса массива Горный.

6.4. Структуры позднемезозойского комплекса

К позднемезозойским структурам относятся впадины орогенного этапа мезозоид, выполненные в основном прибрежно-континентальными верхнеюрскими угленосными молассами, и небольшие межгорные впадины (мульды) этапа активизации, сложенные континентальными нижнемеловыми (альбскими) молассами и вулканитами.

6.4.1. Впадины орогенного этапа

Левокедонская впадина, наследуя Верхнекедонскую грабен-синклиналь, в целом подчиняется ее контурам и занимает ее ядерную часть. Она имеет овальную форму, слегка вытянута (на 60 км) в меридиональном направлении. Большая центральная часть впадины скрыта меловыми толщами, в бортах впадины наблюдаются центриклинально залегающие (под углами 10–20°) верхнеюрские отложения, местами, нарушенные различно ориентированными, в основном северо-восточными и северо-западными разрывными нарушениями.

Мунугуджакская и *Верхнерусскинская* впадины приурочены, соответственно, к Бродненской и Русскинской грабен-синклиналям. Они выполняют осевые части грабен-синклиналей, имеют небольшую (до 10 км) ширину и вытянуты в широтном направлении, длина Мунугуджакской впадины около 70 км, Верхнерусскинской – 30 км. Залегание слоев пород на бортах впадин около 10°, в осевых частях – субгоризонтальное. Участками впадины имеют асимметричное строение в связи с тем, что их южные борта сорваны и нарушены разрывами. Мунугуджакская впадина местами ограничена с обоих бортов разломами и имеет характер грабена с наклоном слоев к осевой зоне структуры.

Правобургалинская впадина занимает юго-западное крыло Тарынского прогиба, она вытянута в северо-западном направлении на 40 км при ширине до 15 км. Верхнеюрские отложения впадины дислоцированы в брахиформные, слегка вытянутые в северо-западном направлении складки шириной до 2 км, углы падения пород на крыльях складок 10–15°, в мульдах складок положение пластов пород горизонтальное. С юго-западного края впадина нарушена разломами и участками по надвигам перекрыта триасовыми отложениями.

Домбычанская впадина сложена породами хадаранджинской толщи, занимает центральную часть Хадаранджинской грабен-синклинали. Она отличается субмеридиональным удлинением: длина ее 20 км, ширина 10 км. Впадина в целом обладает пологим центриклинальным залеганием пород с заметным поперечным перегибом в центральной части, углы залегания 10–20°. Впадина частично перекрыта более молодыми меловыми молассами и вулканитами.

6.4.2. Впадины активизационного этапа (этапа формирования ОЧВП)

Меловые (альбские) континентальные молассы выполняют локальные, обычно небольшие мульды, в целом наследующие впадины орогенного этапа и пространственно связанные с ранне-позднемеловыми вулканитами.

Тикская впадина вытянута в северо-западном направлении на 50 км при ширине до 15 км, на северо-западном окончании она перекрыта вулканитами Конгинской вулcano-тектонической структуры. Выполняющие впадину молассовые отложения залегают практически субгоризонтально, а по южному обрамлению, где развиты разрывные нарушения, местами отличаются аномально крутым (до 40°) залеганием.

Верхнемунгуджакская впадина (мульда) приурочена к восточному флангу Бродненской грабен-синклинали, вытянута в субширотном направлении примерно на 20 км, ширина ее 5–6 км. Впадина выполнена породами тикской свиты, залегающими с пологим (5–10°) наклоном к югу или субгоризонтально, южный борт впадины срезан разрывными нарушениями. Осадочные породы насыщены многочисленными пластовыми телами диорит-порфиритов викторианского комплекса, подчеркивающими в целом центриклинальное залегание толщи пород.

Небольшие *Верхнедомбычанская* и *Верхнепареньская впадины* располагаются по обрамлению ОЧВП. Их внешние части представлены субгоризонтально залегающими породами альбской кегалинской свиты, с несогласием перекрывающимися юрские отложения; внутренние части перекрыты вулканическими покровами пояса.

6.4.3. Конгинская вулcano-тектоническая структура

Конгинская вулcano-тектоническая зона выражена меридиональной горной цепью, протягивающейся по водоразделу рр. Лев. Кедон и Коркодон. Она приурочена к Конгинскому глубинному разлому, который оперяет систему генеральных разломов ОЧВП и рассекает Юкагирскую глыбу Омолонского массива. Вулcano-тектоническая структура с различной степенью выраженности прослеживается между ограничивающими Юкагирскую глыбу Тебанинским и Омкучанским глубинными разломами. Большая ее центральная часть – от р. Русская-Коркодонская на юге до р. Омкучан на севере – на протяжении 180 км проявлена лентой вулканитов конгинской свиты. Крайний северный фланг зоны, выходящий за пределы территории, представляет собой участок концентрации субвулканических тел риолитов конгинского комплекса и малых тел (штоков, силлов, даек) диоритов и габбродиоритов викторианского комплекса и объединяется вместе с южной частью в составе единой магматической зоны

(Лычагин и др., 1989). Отдельные покровы вулканитов, субвулканические тела и дайки диорит-порфиров присутствуют и на самом южном окончании зоны, на правобережье верхнего течения р. Коркодон.

Покровы вулканитов составляют заметно обособленные вулканические поля, концентрирующиеся в составе изометричных вулканоструктур (рис. 6.3). Максимальной мощности (до 800 м) они достигают лишь на центральном участке горной цепи, в бассейне р. Джугаджак, к окончаниям структуры мощность вулканитов уменьшается вплоть до полного выклинивания.

Конгинская вулcano-тектоническая структура объединяет в своем составе ряд последовательно сменяющих друг друга изометричных вулканоструктур (Дылевский и др., 1980; Егоров, 2001 г.) (рис. 6.4). Среди них различаются сложные депрессии и относительно простые просадки, наряду с ними распространены интрузивно-эффузивные комплексы, представляющие структуры корневых зон. Структуры корневых зон локализуются по краям зоны и особенно свойственны ее дистальным окончаниям.

Вулcano-тектонические депрессии – крупные (площадью до 100 км²) изометричные структуры, ограниченные обычно кольцевыми или дуговыми разломами. Они приурочиваются к внутренним частям более крупных синвулканических компенсационных мульд. Верхне-Джугаджакская депрессия сложена породами всех трех подсвит конгинской свиты, обладающими пологим центриклинальным наклоном. С севера и востока она ограничена дуговыми сбросами с амплитудой погружения внутренней части структуры от десятков до 300–400 м. К ограничивающим структуру разломам приурочены крупные трещинные интрузивы граносиенитов и диоритов викторианского комплекса, в центре депрессии обособляется Двойникская просадка. Верхнерусская депрессия имеет овальную форму и асимметричное строение, наиболее погруженная юго-западная часть структуры сложена покровами верхнеконгинской подсвиты. В целом наблюдается центриклинальное залегание покровов вулканитов, углы падения 10–30°. Депрессия ограничена каркасными дуговыми сбросами, внутренняя часть ее разбита многочисленными нарушениями, среди которых преобладают северо-западные направления. По периферии депрессии сконцентрированы субвулканические тела и дайки среднего и кислого состава.

Вулканические просадки – более мелкие (обычно до 50 км² площадью) изометричные структуры с опущенной по кольцевым разломам внутренней частью. Они выполнены чаще всего кислыми вулканитами верхней подсвиты, залегающими центриклинально по краям и практически горизонтально в центре структур. На центральном отрезке Конгинской цепи выделяются Мурадинская, Двойникская, Верхне-Бургагчанская, Кустикская просадки. Структуры сформированы, вероятно, в результате опускания (на 200–400 м) кровли близповерхностных магматических очагов. Дуговые ограничивающие структуры разломы сопровождаются трещинными субвулканическими телами риолитов и риодацитов. Субвулканические тела разнообразных форм насыщают и внутренние части просадок.

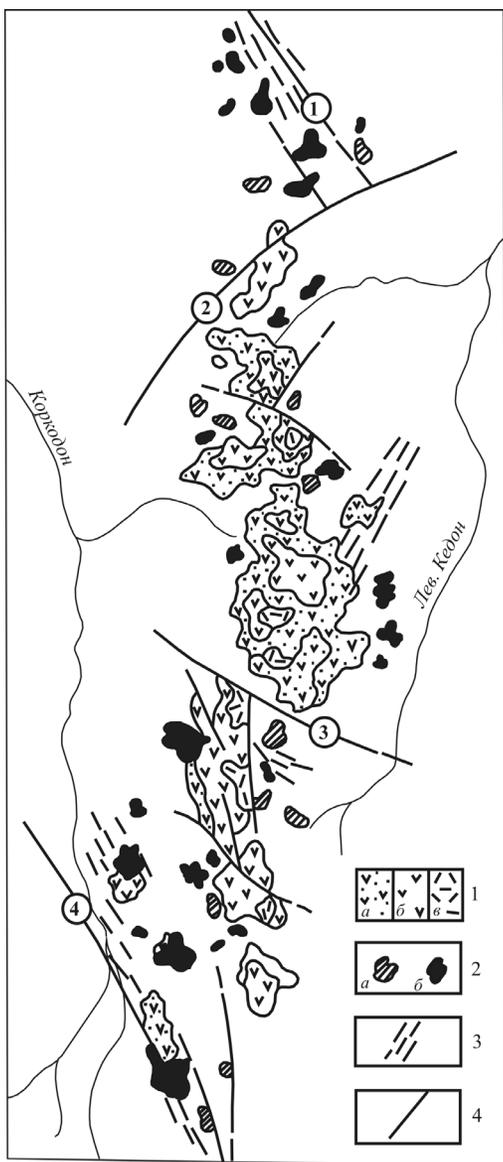


Рис. 6.3. Магматические образования Конгинского ряда: 1 – вулканиты основного (а), среднего (б) и кислого (в) состава; 2 – субвулканические тела (а), интрузивы гипабиссальных гранитов (б); 3 – дайковые ареалы; 4 – разломы

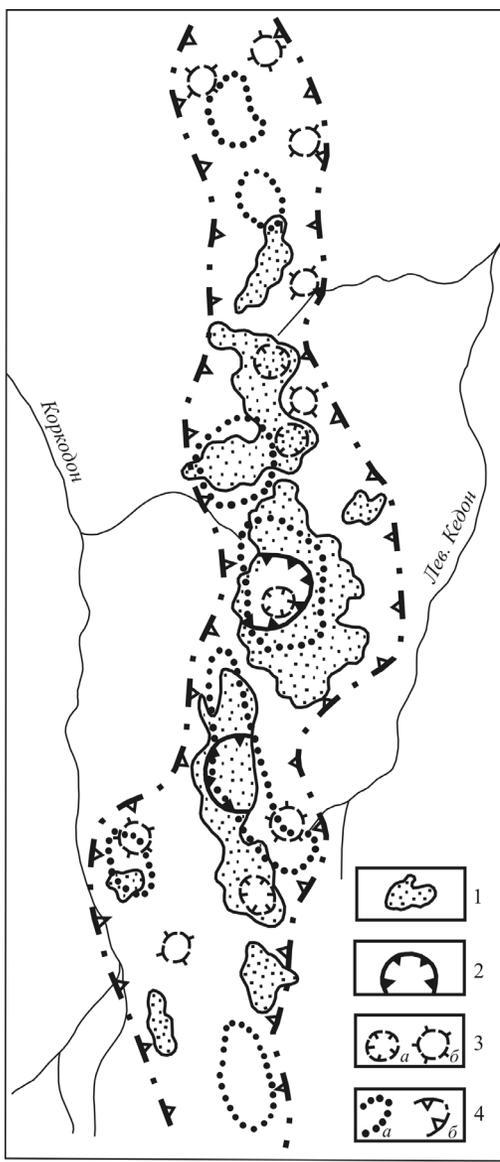


Рис. 6.4. Вулканоструктуры Конгинской цепи: 1 – поля вулканитов; 2 – вулканотектонические депрессии; 3 – вулканотектонические просадки (а) и купольные поднятия (б); 4 – контуры магматических ареалов по геофизическим данным (а), контуры вулканогенной цепи (б)

Структуры корневых зон довольно разнообразны, преимущественный размер их около 20 км². В краевых частях Конгинской цепи (в бассейнах руч. Двойник и Грозный) они представлены изометричными ареалами магматизма с центральным штоком дио-

ритов или кварцевых диоритов интрузивно-купольных структур), окруженным силлами, дайками этих же пород или субвулканическими телами, реже (например, в среднем течении руч. Двойник) покровами риолитов. Жаркинская интрузивно-купольная структура в бассейне р. Правая Бургали заключает в ядерной части диоритовый массив Сухой. Вулканические покровы конгинской свиты занимают южную и западную части структуры, где залегают субгоризонтально или с небольшим наклоном от расположенного в центре интрузива. Менее характерны группы радиальных даек.

В вулканических полях (междуречье Двойника и Ориентира) присутствуют также мелкие (до 1–2 км в поперечнике) изометричные экструзивные купола риолитов и дацитов. В них иногда наблюдается веерообразная флюидальность пород, они окаймляются концентрически расположенными покровами лав и туфов кислого состава, межпластовыми и трещинными субвулканическими телами.

В контурах вулcano-тектонической зоны, как под покровами эффузивов, так и вне их, по отрицательным аномалиям силы тяжести на глубине интерпретируются довольно крупные изометричные и вытянутые магматические очаги. В расположении очагов, особенно в совокупности с вулканоструктурами, обнаруживается четкая закономерность: они составляют вытянутые в северо-западном направлении кулисообразно расположенные зоны, фиксирующие области растяжения при левобокковом сдвиговом смещении по Конгинскому разлому блоков земной коры. Две центральные кулисы снабжены покровами эффузивов, кулисы на окончаниях, вероятно, более сродированные, отличаются развитием субвулканических и интрузивных образований, сопровождаются свитами даек северо-западного простирания.

Отрезок структуры в верховьях р. Левый Кедон выражен четкой, вытянутой в северо-западном направлении аномалией и, по наблюдениям В. В. Бурзайкина (1991 г.), сопровождается серией согласно вытянутых разрывных нарушений с вертикальной амплитудой смещения крыльев в 200–300 м. Выявляется крутой (75–85°) наклон плоскостей сместителей к востоку-северо-востоку. Присутствующие на центральном отрезке зоны вытянутые в субширотном направлении массивы гранитоидов, очевидно, фиксируют поперечные эшелоны присдвиговых трещин растяжения.

В пределах рассматриваемой структуры распространены согласно ориентированные и поперечные разрывные нарушения. Первые присущи южному флангу зоны, где пересекают или ограничивают поля вулкаников; амплитуда смещения по ним достигает 500 м. Вторые – северо-восточного и северо-западного направлений повсеместны, иногда они как локальные зоны растяжения и выражены свитами даек. Наиболее крупные Нянкинский и Бургагчанский разломы дугообразной в плане формы, по видимому, относятся к системе кольцевых нарушений среднепалеозойской Кедонской вулcano-тектонической депрессии, имеют древний возраст и подновлены в более поздние этапы. Между ними заключен наиболее погруженный, слабоэродированный сегмент структуры.

С долей условности намечаются общие контуры области влияния процессов мелового магматизма, объединяющие поля вулкаников, субвулканические тела конгинского комплекса, интрузивы, малые тела и дайки викторианского комплекса, а также магматические очаги на глубине, которые интерпретируются по гравиметрическим

данным. Эта область рассматривается в качестве зоны позднемезозойской тектономагматической активизации (Кузнецов, 1999). Она обладает извилистыми очертаниями, максимальной ширины (30–40 км) достигает на центральном отрезке, в верховьях р. Джугаджак, к окончаниям – уменьшается до 15–20 км.

Туромчинская вулкано-тектоническая структура

Туромчинская линейная вулкано-тектоническая структура известна также как одноименный прогиб ОЧВП. Она вытянута в северо-западном направлении на 75 км при ширине до 45 км (Политов, 1981 г.), на ее северо-западном продолжении через выступ архейского фундамента Омолонского массива располагается Конгинская вулканотектоническая структура. Бортовые ограничения Туромчинской структуры достаточно прямолинейны. Западный борт совпадает с Вархаламским скрытым разломом северо-северо-западного простирания и выражен зоной (шириной 3–5 км) аномально крутого (30–40°) залегания покровов вулканитов. Вдоль обоих бортов структуры цепочками располагаются сконцентрированные здесь интрузивы гранитоидов и субвулканические тела кислого состава. Структура, особенно в южной, выходящей за пределы территории части, разбита многочисленными поперечными субширотными и северо-восточными нарушениями.

Меловые эффузивы центральной части структуры залегают в целом спокойно с пологим центриклинальным падением покровов, но местами осложнены более мелкими изометричными вулканоструктурами. В северной части структуры обособляется изометричный сводообразный выступ, где обнажаются пермские и триасовые отложения основания ОЧВП.

Глава 7. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ФАНЕРОЗОЕ

Территория изученного района охватывает южную часть Омолонского срединного массива (Щеглов, 1968), или Омолонского кратонного террейна (Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006), иногда называемого микроконтинентом (Богданов, Тильман, 1992). В качестве показателей существования разных палеогеодинамических обстановок и режимов его развития нами рассматриваются структурно-вещественные комплексы, охарактеризованные в предыдущих главах. На основании вышеизложенных материалов можно выделить шесть основных этапов развития этой структуры: раннедокембрийский (архей – раннепротерозойский), неопротерозой – раннепалеозойский, среднепалеозойский, поздний палеозой – мезозойский, позднемезозойский (позднеюрско-раннемеловой) (орогенный или этап основной аккреции и позднемезозойский (средне-позднемеловой) этап (тектоно-магматической активизации или пост-аккреционный) (рис. 7.1).

Наиболее древние (архей-раннепротерозойские) глубокометаморфизованные комплексы вскрываются в фундаменте микроконтинента. В настоящее время они практически не поддаются геодинамической расшифровке, являясь продуктом длительных (3,8–1,7 млрд лет) и сложных процессов метаморфизма и гранитизации. В результате этих процессов предположительно базитовый (протоокеанический) субстрат, представленный ныне реликтовыми телами амфибол-двупироксеновых сланцев (закороннинская серия), в протерозое был преобразован в сиализированную кору континентального типа. Считается, что уже в архее могли существовать бассейны осадконакопления, в которых образовались мощные вулканогенно-осадочные и вулканогенные, преимущественно базальтовые толщи. В составе Ноддинского и Коаргычанского выступов фундамента распространены плагиогнейсы ноддинского комплекса (так называемые серые гнейсы), которые рассматриваются в качестве аналогов древнейших гранитоидов планеты (Шевченко, 2000). В становлении гранитно-метаморфического слоя определяющую роль сыграли процессы прогрессивного регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также неоднократной гранитизации.

На фоне комплексов, составляющих обширный гранито-гнейсовый свод, на юге микроконтинента в ансамбле с гранито-гнейсовыми куполами выделяются предполагаемые зеленокаменные тропи субмеридионального простирания (Шевченко, Палымская, 2001). К зеленокаменным образованиям принадлежат основные и ультраосновные кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы батикского комплекса. К ним же В. М. Шевченко относит и тела metabазитов более позднего стрелкинского комплекса, которые в целом наследуют древние зоны деструкции. Длительность и унаследованность контрастных тектонических движений в этих зонах обусловили приуроченность к ним относительно погруженных участков в среднем – позднем рифее, магмоподво-

Обстановки, геодинамические комплексы, формации Этапы развития, структурные этажи (возраст)	Метаморфические комплексы (метаформации) основания	Пассивные окраины		Активные окраины		Крайевые и межгорные (остаточные) прогибы
		Шельфы	Внутренние бассейны	Вулкано-плутонические пояса	Задуговые бассейны мелководно-шельфового типа	
Позднемезозойский этап активизации K ₁₋₂				$\delta - \gamma \delta$ K ₂ d K ₂ K ₁₋₂ ?	Диорит-гранодиоритовая Андезитовая: покровная и субвулканическая фации Вулканогенно-терригенная Континентальная моласса K ₁	
Позднемезозойский орогенный этап J ₃ -K ₁					Щелочных габброидов и сиенитов Eγ-Sk ₁ Угленосная моласса Js	
Позднепалеозойско-мезозойский этап Верхний ярус чехла микроконтинента C ₂ -J ₂				Терригенная T ₃ -J ₂ Черносланцевая T ₁₋₃ Карбонатно-терригенная C ₂ -P ₂	T ₃ -J ₁ Вулканогенно-терригенная трахибазальтовая	
Среднепалеозойский этап Средний ярус чехла микроконтинента D ₁ -C ₁			Трахиандезитовая C ₁ Вулканогенная моласса $\gamma \delta$ D ₂₋₃ D ₂ -C ₁ Субаральная вулканогенная: трахидицит-трахириолитовая, игнимбритовая Трахидицит-андезитовая: покровная и субвулканическая фации D ₁₋₂	Моноцит-кварцевая μ C ₁ Моноцит-гранитовая Терригенно-сланцевая C ₁ «Отдаленная» кремнистая C ₁ Гранодиорит-лейкогранитовая Молассовая D ₃ -C ₁		
Рифейско-раннепалеозойский этап Нижний ярус чехла микроконтинента R-PZ ₁			$\gamma \delta$ PZ ₁ Гранодиорит-гранитовая Eξ PZ ₁ Щелочная сиенит-нордмаркитовая O ₁₋₂ Терригенно-карбонатная R ₂₋₃ Карбонатно-терригенная			
Архейско-раннепротерозойский этап Фундамент микроконтинента AR-PR ₁	Метаморфические и ультраметаморфические комплексы					

Рис. 7.1. Геодинамические обстановки, комплексы и слагающие их формации

дующих каналов в раннем палеозое и валообразных поднятий – разделов структурно-формационных подзон в среднем палеозое.

С процессами раннепротерозойской гранитизации, вероятно, связано формирование метасоматических залежей железистых кварцитов с промышленными концентрациями руд. По данным А. П. Фадеева (1975) и И. Л. Жулановой (1990), образование магнетита и кварца происходило после микроклинизации, завершающей раннепротерозойскую гранитизацию субстрата.

Структурно-вещественные комплексы неопротерозой – раннепалеозойского этапа, отделенные поверхностью крупного несогласия, формировались в условиях режима пассивной окраины. При этом Омолонский микроконтинент выделяется как устойчивый элемент с заметно сокращенной мощностью осадков. Сходные геодинамические обстановки предполагаются для всей территории, объединяющей Юкагирскую глыбу и Ауланджинскую зону.

Отложения неопротерозоя (рифейские отложения), составляющие карбонатно-терригенную формацию, накапливались на обширном пологом шельфе моря, о чем свидетельствует присутствие однородных по составу «зрелых» терригенных пачек пород. Часты их красноцветные и пестроцветные разности, отдельные пачки пород обогащены гематитом. Теплый климат и мелководный морской бассейн способствовали распространению в рифее биогерм строматолитов и локальному накоплению гематитовых железных руд. Приблизительно циклическое чередование в разрезе терригенных и карбонатных пород может указывать на слабые колебательные движения области седиментации. Об этом же свидетельствует и присутствие внутрiformационных конгломератов, наличие волноприбойных знаков и следов размыва осадков.

Предполагается, что в вендский и кембрийский периоды сохранялись подобные обстановки, однако осадки этого времени в большинстве своем, видимо, размывы в последующие этапы истории. По крайней мере, кембрийские отложения известны на севере Омолонского микроконтинента, где они подстилают ордовикские отложения. Присутствие вендских отложений пока твердо не доказано, но их можно предполагать, по аналогии с соседним Приколымьем, где они перекрывают формации рифея (Шпикерман, 1998). Этому же периоду времени отвечает интрузия щелочных магм анмандыканского комплекса, которая индицирует собой внутриплитный магматизм, связанный, вероятно, с влиянием мантийного плюма.

В начале ордовикского периода усилилась степени расчлененности дна бассейна и произошло изменение общих контуров площади осадконакопления, ордовикские терригенно-карбонатные осадки отлагались в мелководном лагунно-морском внутреннем бассейне. В раннем ордовике на отдельных участках существовали обстановки размыва и переотложения уже сформировавшихся осадков, на что указывает присутствие в известковистых конгломератах галек известняков с тремадокскими конodontами и трилобитами. В среднем ордовике в прибрежных и лагунных условиях накапливались пестроцветные толщи, область осадконакопления приобрела черты регрессивного отмирающего бассейна. Реконструируются обстановки существования засоляющихся лагун, заливов и прибрежного мелководья (Орадовская, 1997). Известняки и доломиты содержат примесь обломочного материала, слои терригенных пород характеризуются косой слоистостью, содержат отпечатки волноприбойных знаков.

Усиление тектонической активности в конце ордовикского периода и в силуре привело к общему воздыманию территории, расколам ее на блоки и внедрению гранитоидных интрузивов абкитского комплекса. Несмотря на субдукционные геохимические характеристики этих гранитоидов, не исключена их коллизионная природа как результат столкновения Омолонского микроконтинента с другими жесткими глыбами при закрытии океана Япетус (Шпикерман и др., 2001; Горячев, Егоров, 2004). И в том и в другом случае геодинамический режим территории резко изменился с пассивного на активный и сопровождался золото-кварцевым и золото-редкометалльным оруденением. Проявление тектонических движений в додевонское время привело к обособлению двух структурно-формационных зон территории: Юкагирской и Ауланджинской, граничащих, вероятно, по современному Верхнеомолонскому разлому. С девона и до визейского яруса существовали устойчивые различия в составе, мощности и фациальных особенностях этих зон (Симаков, 1974).

В дальнейшем Омолонский массив (микроконтинент) развивался в обстановке среднепалеозойской активной континентальной окраины (Егоров, 2004). В Юкагирской зоне в среднепалеозойский этап развития проявились контрастные блоковые тектонические движения, грандиозные вулканические процессы. В это время на Омолонском массиве, а возможно, и более широко, сформировался обширный вулканический пояс, наиболее сохранившуюся часть которого представляет современное Юкагирское нагорье. Геодинамическая позиция вулканогенных накоплений (преимущественно субаэральные вулканы кислого состава) разными исследователями определялась по-разному. Они интерпретировались либо как рифтогенные (Филатова, 1981 г.), либо как надсубдукционные образования активной континентальной окраины (Миледин, 1990 г.). По мнению Л. П. Зоненшайна и др. (1990), среднепалеозойские вулканы и интрузивы представляют типичную вулcano-плутоническую ассоциацию, которая характерна для активных окраин андийского типа. На наш взгляд, вулканы Омолонского массива (кедонская серия) образуют структурно неоднородный окраинно-континентальный пояс, который местами переходит в межгорные прогибы, а севернее (в современных координатах) – в шельфовый морской и далее в океанический бассейн. В варианте отнесения вулканических кедонской серии к краевому поясу (по аналогии с поздне меловым ОЧВП) среднепалеозойские интрузивы (алы-юряхский, булунский комплексы) могут рассматриваться как субдукционные образования, чему не противоречат их геохимические характеристики. Положение зоны возможной субдукции неясно, можно предположить, что она соответствовала юго-западному краю Юкагирской глыбы, но в среднепалеозойское время была ориентирована иначе, учитывая предполагаемый (Космогеология..., 1990) более поздний поворот Омолонского микроконтинента на 100° по часовой стрелке.

Обстановка активной континентальной окраины предопределила разделение территории на структурно-формационные подзоны (Анмандыканскую, Кедон-Омолонскую и Абкитскую), расположенные в соответствии с типичной поперечной зональностью окраинно-континентальной магматической дуги (Егоров, 2004). Намечается несколько этапов вулканических процессов. На первом этапе в раннем – сред-

нем девоне в небольшом объеме проявился андезитовый вулканизм (ачеканская и буреломненская толщи в Кедон-Омолонской и Абкитской подзонах соответственно), который имел, по-видимому, трещинный характер. Второй (средне-позднедевонский) этап характеризовался накоплением значительных масс игнимбритов кислого состава, формированием полей больших объемов, что особенно свойственно Кедон-Омолонской подзоне. Для Анмандыканской подзоны со второй половины этапа характерно формирование вулканоструктур центрального типа (щитовые и стратовулканы) с излиянием лав среднего состава, завершившееся образованием кальдер и просадок с накоплением озерных вулканогенно-осадочных отложений. Массовые извержения игнимбритов привели к образованию крупных депрессий, в пределах которых в следующий (позднедевонский – раннекаменноугольный) этап накапливались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (фрамская и гурникская толщи, джугаджакская свита), возникали резургентные экстрезивные купола и интрузивно-купольные поднятия. На финальной стадии этого этапа в краевых частях депрессий формируются месторождения золотоносных джаспероидов (Риф, Ягельный и пр.), золото-серебряных руд (Кубака, Биркачан, Елочка, Магнитный, Юный и др.). На заключительном (раннекаменноугольном) этапе в краевых частях депрессий происходят излияния лав среднего состава (снайперская, рагульнинская и одинокинская толщи). Заканчивается среднепалеозойский этап внедрением гипабиссальных интрузий булунского комплекса монцодиорит-гранодиоритового состава, которые сопровождаются формированием медно-порфировых руд (проявление Табор).

В восточной краевой (Ауланджинской) зоне во второй половине среднепалеозойского этапа развития накапливаются прибрежно-морские молассовые осадки (крестикская свита). Груботерригенные отложения, представленные аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, локализуются в основном у границы приподнятой Юкагирской глыбы, видимо, в рельефно выраженном Омолонском грабене (Симаков, 1974). В составе гальки и валунов преобладают архейские гнейсы, рифейские и ордовикские кварцито-песчаники и известняки, а также раннепалеозойские гранитоиды. Обстановки осадконакопления были весьма нестабильными: строение молассы неоднородно, наряду с морской фауной в разрезе спорадически встречаются растительные остатки. Вдоль зоны Верхнеомолонского разлома прослеживаются проявления трахибазальтового вулканизма (верхнетурнейская одинокинская толща), фиксирующие реликты вулканов трещинного типа. Молассы вверх по разрезу сменяются породами «отдаленной» кремнистой формации (буйондинская и ючугейская свиты), которой свойственно (Шатский, 1965 г.) сочетание терригенных и карбонатных отложений с кремнистыми образованиями. В совокупности все это можно интерпретировать как аккреционный комплекс Кедонского краевого вулканогенного пояса. В это время существовала цепь вулканических островов, расположенных примерно по границе Юкагирской и Ауланджинской структурно-формационных зон. Вулканические извержения проявлялись эпизодически в виде выбросов пеплового материала или излияния коротких лавовых потоков. Разрушающиеся острова поставляли материал для формирующихся пестроцветных толщ.

К окончанию раннекаменноугольной эпохи происходит заметное выравнивание рельефа территории. Глинистые и углисто-глинистые осадки корбинской свиты (серпуховский горизонт) накапливались, по-видимому, в широких мелководных лагунах остаточных бассейнов. Лишь по западной окраине этих бассейнов, захватывающих и восточную часть Юкагирской глыбы (в современных координатах), присутствуют конгломераты, свидетельствующие о размыве суши и формировании конусов выноса в дельтах рек. В более подвижной и, очевидно, приближенной к морскому бассейну Ауланджинской зоне синхронные отложения (хаямская свита) отличаются значительно большей (в 2–3 раза) мощностью, разнообразием литологического состава и присутствием слоев морского генезиса.

Существенные изменения в геодинамических обстановках в регионе приходится на позднепалеозойское время, в окраинных районах проявляются процессы рифтогенеза, а вдоль юго-восточной периферии региона закладывается Кони-Мургальская островная вулканическая дуга энсиалического типа. Кони-Мургальская островная дуга (Парфенов, 1984) в позднепалеозойский этап наиболее четко фиксируется южнее района (в современных координатах) в Гижигинской зоне. В соответствии с этим комплекс терригенных осадков от среднего карбона до средней юры относится к типу отложений задугового бассейна. Позднепалеозойское время в целом характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом (Кашик и др., 1990). Основная часть территории Юкагирской глыбы в средне-позднекаменноугольное и раннепермское время пребывала в континентальном режиме и размывалась, поставляя обломочный материал в морской бассейн Ауланджинской зоны. Заметные различия в глубине бассейна, вероятно, определили некоторое преобладание терригенного осадконакопления в западной (Малоавландинской) подзоне. Дно бассейна на западе имело выровненный профиль и постепенно переходило в расположенную западнее выровненную сушу. Ингрессия моря со среднего карбона начала распространяться с юго-востока, в позднем карбоне охватила всю восточную часть территории, а в раннепермскую эпоху сменилась более активной трансгрессией. Со среднекаменноугольного и до позднепермского времени (включительно) выявляется единый цикл карбонатно-терригенного осадконакопления, отвечающий условиям мелководного шельфа внутриконтинентального бассейна.

Современная южная периферия Юкагирской глыбы, которая большей частью была сушей, в раннепермскую эпоху полого погружалась под воды морского бассейна. Береговая линия была сильно изрезана, местами существовали острова, временами возникали лагунные условия, где успевали накопиться лишь маломощные (до 50 м) пачки углисто-глинистых сланцев.

Для пермской карбонатно-терригенной формации Юкагирской глыбы, содержащей глауконитовые песчаники, отмечается невыдержанность по простиранию и в разрезе, на фоне частого чередования литологических разностей пород довольно четко выделяются пачка детритусовых известняков (омолонский горизонт) и пачка с рассеянным обломочным материалом (гижигинский горизонт). Для уфимского и казанского веков реконструируются условия осадконакопления открытого моря, несколько удаленного от области сноса. В Ауланджинской зоне в позднем палеозое, в процессе поч-

ти непрерывного осадконакопления, сформировалась довольно мощная (1–1,5 км) толща переслаивания преобладающих в ней алевритов и песчаников, известняки в которой имеют подчиненное значение. При этом роль известняков в разрезе постепенно снижается по удалению от Юкагирской глыбы. В окраинных частях глыбы в породах отмечаются конседиментационные брекчии и текстуры взмучивания, что характеризует подводно-оползневые явления на склоне бассейна осадконакопления. Татарскому веку отвечает регрессивная стадия позднепалеозойского этапа развития (Кашик и др., 1990). Дно морского бассейна временами испытывало непродолжительное осушение, карбонатакопление было подавлено. В конце перми и начале триаса, по крайней мере, часть территории оказалась приподнятой, что выразилось в перерыве в осадконакоплении и в локальном появлении кор выветривания в основании триасовых отложений. Различия в тектонических режимах развития Юкагирской и Ауланджинской зон сглаживаются, что выражается в сходстве формационного состава отложений, различия заключаются лишь в некотором превосходстве мощности отложений Ауланджинской зоны (Терехов, 1979).

Ранне- и среднетриасовая эпохи и карнийский век знаменуются интенсивной трансгрессией и выравниванием обстановки седиментации (Бычков, 1994), на большей части территории Омолонского массива существовал морской бассейн типа обширной мелководной лагуны с замедленной скоростью осадконакопления. В это время отлагаются маломощные (50–100, до 300–400 м в Ауланджинской зоне) фосфоритоносные глинистые осадки, составляющие черносланцевую (карбонатно-глинисто- и терригенно-глинисто-углеродистый типы) формацию. Характерны резко восстановительная обстановка среды и большое количество органического вещества, содержание углерода в породах достигает 3,25%. Бассейн, вероятно, изобиловал водорослями и мелкими организмами, которые захоронялись в илистых осадках без доступа кислорода (Кузнецов, 1988). В конце карния и в раннем нории на территории, как и в других районах Омолонской структурно-формационной области, усилилась дифференциация дна морского бассейна, реконструируются крупные низменные острова, например, в верховьях р. Кедон. Устанавливается перерыв в осадконакоплении и размыв подстилающих более древних триасовых слоев, диапазон размыва разный и охватывает различные слои нория или карния. В основании верхненорийских отложений располагается слой (0,1–0,4 м) базальных конгломератов, на 50–60% состоящих из перемытых конкреций подстилающих слоев. Временами, возможно, образовались отмели, где осадконакопления не происходило. В Ауланджинской зоне размыв минимальный, местами наблюдается непрерывный разрез отложений. В позднем нории и рэте водами морского бассейна был залит крупный Кедонский остров (Бычков, 1994), в осадках начал преобладать алевритовый и песчаный материал. С позднего нория и по среднюю юру (батский век) включительно территория представляла собой мелководный морской бассейн, в котором практически непрерывно наслаивались песчано-глинистые толщи, представляющие единую терригенную формацию. Осадконакопление происходило в подвижном морском бассейне, глубина которого не выходила за пределы верхней части шельфа. В море выступали острова, на отмелях располагались пеллециподовые банки.

В поздне триасовое и раннеюрское время отмечаются процессы рифтогенеза, выраженные проявлениями субщелочного базальтового и трахитового магматизма, характерного для рифтов пассивных континентальных окраин. Рифтогенные проявления магматизма тяготеют к юго-восточной периферии Ауланджинской зоны. Базальты изливались в подводных условиях, на что указывают присутствие спилитов и шаровая отдельность пород; в бассейн поставлялся также пирокластический и кремнистый материал. Раннеюрская эпоха характеризуется довольно динамичными быстро меняющимися условиями седиментации, реконструируются прибрежно-морские и лагунные обстановки. В Юкагирской зоне в лагунно-континентальных условиях накопились маломощные осадки нижнелейасовой бродненской свиты. В среднеюрскую эпоху повсеместно существовало мелководное море, глубина которого, вероятно, не превышала 40–50 м. В отдельные моменты существовали лагунные условия, и происходило углеобразование. Для среднеюрских песчано-глинистых осадков отмечается приближенно ритмическое строение регрессивного типа, что связано, вероятно, с импульсным вырождением морского бассейна в преддверии орогенного тектонического этапа (Кузнецов, 1988). Изложенное показывает, что на изученной территории в позднепалеозойско-раннемезозойское время существовали режимы тыловодужных бассейнов и, возможно, субплатформенные обстановки. Существенных проявлений оруденения для данного периода времени не установлено.

В позднеюрскую эпоху резко возрастает дифференциация тектонических движений в связи с региональными орогенными процессами (коллизионные события в Яно-Колымской зоне, завершение действия Удско-Мургальской магматической дуги (Горячев, 2005б), составной части Охотско-Коряжского орогенного пояса (Геодинамика..., 2006), большая часть территории вышла из области морского осадконакопления. Лишь по юго-западной периферии территории сохранялся узкий морской залив остаточного типа (Тарынский окраинный прогиб), прекративший свое существование к середине кимериджского века. В мелководно-морских и прибрежно-лагунных условиях сублитеральной зоны бассейна отлагались умеренной мощности и средней размерности терригенные осадки. Тектонические движения, интенсивно проявившиеся в указанных зонах, в Омолонском микроконтиненте выразились в дислокации отложений в относительно простые складчатые формы, в образовании вдоль крупных разломов грабенообразных впадин (Левokedонская, Бродненская, Русскинская), заполнявшиеся терригенными, преимущественно континентальными, местами угленосными молассами (бодринская, охотниковская, хунганджинская свиты). Дугообразная в плане форма разломов и приуроченных к ним впадин, возможно, связана с поворотом Кедонского блока при общих ротационных движениях микроконтинента (Кузнецов, 1991). Резкие фациальные различия отложений на разных участках, нахождение осадков с флорой или морской фауной указывают на условия формирования пород в изолированных мелководных бассейнах, разделенных периодически затопляемыми участками суши. В начале раннемеловой эпохи вдоль проницаемых тектонических зон внедряются дайки и пластовые тела щелочных габброидов и сиенитов омолонского и бебеканского комплексов, свидетельствующие о смене геодина-

мического режима на режим трансформной континентальной окраины (Горячев, Ханчук, 2003; Горячев, 2005).

Конец раннемеловой эпохи и позднемеловая эпоха – время формирования окраинно-континентального ОЧВП в основном южнее рассматриваемой территории. Заложению пояса и сопутствующих ему структур непосредственно предшествовало формирование предвулканогенной молассы (Белый, 1994). Груботерригенная континентальная моласса (альбская тикская свита), сформированная в субэразальных межгорных прогибах, выполняет мульды Бродненской и Левокедонской впадин, присутствует в основании Туромчинского прогиба на южной периферии территории. Следствием тектонических движений и грандиозной магматической деятельности в пределах ОЧВП явилось заложение субмеридиональной Конгинской вулcano-тектонической структуры, рассматриваемой нередко в качестве зоны позднемезозойской ТМА. Она приурочена к глубинному расколу фундамента массива и через небольшой перерыв продолжает к северу Туромчинский прогиб пояса. Формирование Конгинской вулcano-тектонической структуры сопровождалось вулканическими процессами в покровных и субвулканических фациях (преимущественно андезитовая формация), внедрением гипабиссальных интрузий дирит-гранодиоритовой формации (викторианский комплекс). Этому периоду времени отвечают процессы рудообразования, приведшие к формированию скарновых железорудных, серебро-полиметаллических и молибден-порфировых месторождений, а также проявлений золото-серебряного оруденения.

В позднемезозойские орогенные этапы в результате региональных тектонических движений Омолонский массив (микроконтинент) был аккрецирован к краю Северо-Азиатского континента, рассечен многочисленными разнообразными нарушениями, сдвинут и повернут, войдя составной частью в Яно-Колымский и Охотско-Корякский орогенные пояса (Геодинамика..., 2006). При этом погруженные в результате таких процессов краевые части Омолонского микроконтинента (срединного массива) предполагались под смежными складчатыми структурами (Геология СССР..., 1970; Горячев, 2005а). Последнее нашло подтверждение по данным глубинных геофизических исследований транссекта 2-ДВ (Горячев и др., 2007).

Кайнозойская эра знаменуется континентальным рифтогенезом, более отчетливо проявленным за пределами района. В палеоген-неогеновое время территория была приподнята, представляя собой область денудации. Эпизодическая магматическая активность проявлена во внедрении даек базальтоидов палеогенового смычкинского комплекса в зоне Конгинского разлома и в образовании покровов среднечетвертичных базальтов в бассейне р. Лев. Кедон. В плейстоцене практически сформировался современный горно-долинный рельеф, отмечаются разновременные оледенения и перестройки гидросети, в ходе денудационно-аккумулятивных процессов формировались аллювиальные россыпи золота.

Глава 8. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Металлогения раннего палеозоя представлена на данной территории золотом с сопутствующим серебром (золото-кварцевой формации), молибденом с сопутствующей медью и золотом (молибденит-кварцевой формации), алюминием (глиноземистая формация нефелиновых сиенитов) и стратиформным свинцово-цинковым рассеянным оруденением; первые две принадлежат гидротермальному типу, третья – магматическому, а последняя – гидротермально-осадочному. Предполагается парагенетическая связь первых трех типов с интрузивными щелочным анмандыканским и гранитоидным абкитским комплексами раннего палеозоя.

8.1. Металлогеническое районирование

Раннепалеозойское оруденение пространственно сопряжено с выходами раннепалеозойских интрузивов и сконцентрировано в основном в двух рудных узлах: (1) Анмандыканском, охватывающем промежуток между Анмандыканским щелочным и Коаргычанским гранитным плутонами, к границам которых приурочено большинство известных золоторудных рудопроявлений и пунктов минерализации молибденит-кварцевой формации, и (2) Джугаджакском, располагающемся в северо-восточном экзоконтакте Абкитского гранитоидного плутона и представленном полихронным оруденением золото-сульфидно-кварцевого и золото-кварцевого типа (см. рис. 2.1) (Геодинамика..., 2006). В целом проявления золота и молибдена раннепалеозойского возраста образуют Абкитский металлогенический пояс, протягивающийся вдоль юго-западной окраины Омолонского микроконтинента и ассоциирующий с проявлениями раннепалеозойского гранитоидного магматизма с повышенным содержанием натрия. Время их формирования охватывает 420–425 млн лет (Горячев, Егоров, 2001; Геодинамика..., 2006).

Анмандыканский рудный узел входит в состав раннепалеозойской субмеридиональной Коаргычанской минерагенической зоны, сопряженной с одноименным «скрытым» магмоконтролирующим разломом, выделяемым градиентом аномалий в поле силы тяжести, – линейно вытянутыми магнитными аномалиями с общим повышением уровня поля. При общей протяженности более 100 км ширина зоны разлома достигает 15 км. Джугаджакский рудный узел относится к Абкитской минерагенической зоне с разновозрастным золото-серебряным оруденением.

Основным типом золоторудной минерализации в указанных рудных узлах является жильный золото-кварцевый, охарактеризованный на примере наиболее изученных объектов.

8.2. Золото-кварцевое оруденение

Как уже отмечено, данный тип минерализации проявлен в Анмандыканском и Джугаджакском рудных узлах. Вмещающими породами являются докембрийские ме-

таморфические образования или сиениты анмандыканского комплекса (Терехов и др., 1984). Рудные поля обычно сопровождаются россыпями золота.

Наиболее широко оруденение распространено в Анмандыканском узле, где многочисленные проявления концентрируются преимущественно в западном и южном эндо- и экзоконтактах Анмандыканского щелочного и в северном экзоконтакте Коаргычанского гранитного плутонов. Рудные тела представлены жилами и прожилково-жилыми зонами, локализованными как в сиенитах массива (Пробный, Гриша, Находка), так и в архейских и раннепротерозойских гнейсах, гранито-гнейсах и габбро-долеритах (Нодди, Якут, Ветка и др.). В гранитоидах Коаргычанского плутона отмечены редкие мелкие жилы кварца с молибденитом и повышенными концентрациями (до 2 г/т) Au (Геодинамика..., 2006). Золоторудные жилы в рудном узле образуют ареал площадью около 77 км² (Егоров, Горячев, 1997).

Анмандыканский рудный узел объединяет несколько рудных полей, среди которых наиболее изучены Ноддинское, Гришинское и Пробненское.

Ноддинское рудное поле занимает междуречье Русская-Омолонская – Нодди – Бокэс. Рудопроявление Нодди расположено в центральной части Кедонского блока и приурочено к северному контакту Коаргычанского гранитоидного плутона. Рудное поле сложено докембрийскими гнейсами и амфиболитами, рифейскими габброидами, сиенитами и гранитоидами раннепалеозойского возраста, прорванными позднедевонскими малыми интрузиями и дайками кислых и средних пород, а также позднемезозойскими дайками основного, среднего и кислого состава (Гельман, Терехов, 1973; Терехов, 1979; Левин, 1979; Жуланова и др., 1985; Шевченко, 1991; Жуланова, 1991; Гагиева, 2011; и др.) (рис. 8.1).

В рудном поле установлены два типа золотоносных жил: карбонат-сульфидно-кварцевые, кварц-карбонат-баритовые и флюорит-сульфидно-кварцевые, а также молибденсодержащие полевошпат-кварцевые и сульфидно-кварцевые. Они образуют несколько участков концентрации («Надежда», «Ущельный» и др.). Для участка «Надежда» характерно развитие кварц-карбонат-флюоритовых и кварцевых жил выполнения, а для участка «Ущельный» типично сочетание кварцевых и кварц-карбонат-баритовых жил выполнения. Большинство жил тяготеет к участкам калишпатизированных архейских пород. Протяженность жил достигает 150 м при мощности до 5 м, однако обычная длина варьирует в пределах 20–70 м при мощности жил 0,5–2,0 м. Помимо жил, известны также и прожилково-жилые зоны субширотного и субмеридионального простираний, протяженностью до 200 м и шириной до 25 м (Геодинамика..., 2006). По условиям залегания выделяются полого- и крутопадающие жилы. Вертикальный размах оруденения оценивается в 200 м.

Пологопадающие кварцевые жилы имеют углы падения обычно 30–45°, реже – положе, и мощность их не превышает 1 м. Простирание жил преимущественно северо-восточное до субширотного. Они расположены в докембрийских гнейсах и содержат полисульфидную минерализацию с золотом и гесситом. В данном типе жил нами установлены, г/т: Те – 394; Ag – 105; Pb – 3606; Cu – 2584; Zn – 446 (РФА) (табл. 8.1), а также Au – 48,41; Bi – 11,1–12,75; Ag – 8,93–28,5; Zn – 910; Cu – 1081,2; Pb – 3702,9 (ЭКСА).

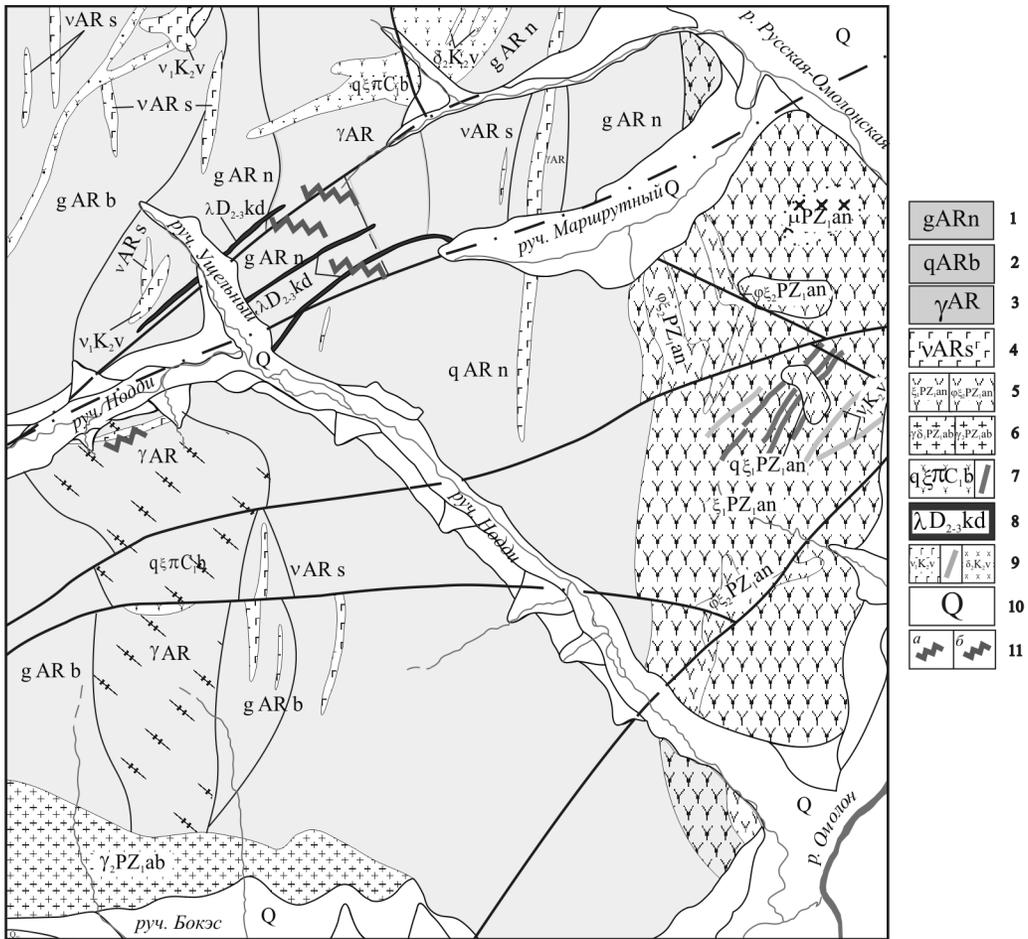


Рис. 8.1. Схема геологического строения рудного поля Нодди (по материалам А. В. Чайцына, И. М. Захваткина, 1982 г. с изменениями): 1 – ноддинский комплекс метаморфических пород. Гнейсы, амфиболиты, мигматиты; 2 – батикский комплекс метаморфических пород. Гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты, кристаллические сланцы, гранатовые сланцы; 3 – комплекс синметаморфогенных гранитоидов. Очковые гранито-гнейсы; 4 – стрелкинский комплекс. Амфиболовое габбро (n); 5 – раннепалеозойские интрузивные образования анмандыканского комплекса. Сиениты (x1), кварцевые сиениты (qx1) первой фазы, нефелиновые сиениты (jx2) второй фазы; 6 – раннепалеозойские интрузивные образования абкитского комплекса. Гранодиориты (gd1) первой фазы, граниты (g2) второй фазы; 7 – раннекаменноугольные интрузивные образования булунского комплекса. Кварцевые сиенит-порфиры (qxp); 8 – средне-позднедевонские субвулканические образования кедонской серии. Риолиты (l); 9 – позднемеловые интрузивные образования викторианского комплекса. Габбро (n1) первой фазы, диориты (d2) второй фазы; 10 – четвертичные отложения; 11 – рудные тела кварц-калишпатового (a) и кварц-флюоритового (б) состава

Согласно В. Н. Егорову, содержание Au в этих жилах достигает 80 г/т при Au:Ag = 3:1, Mo – 0,03%; Cu – 0,8%; Pb – 1%; Te – 0,05% (Горячев, Егоров, 2001; Егоров, 2004).

Таблица 8.1

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа вмещающих пород
и руд с площади Ноддинского поля, г/т

№ пробы	Описание пробы	Cu	Zn	Pb	Ag	Te
К-32	Кварц-полисульфидная жила с золото-теллуридной минерализацией	2584	446	3606	15	394
26-7	Метабазит	61	82	23	–	–
10а-73	Кварц-флюоритовая жила с золотом	149	108	23	–	–

Примечание. Анализ выполнен в ИГЕМ РАН, г. Москва. Аналитик А. И. Якушев.

Крутопадающие жилы имеют кварц-карбонат-баритовый и кварц-флюоритовый состав. Кварц-карбонат-баритовые жилы (углы падения 70–75°, мощность 0,01–0,05 м) обладают субширотным простиранием, секут пологопадающие кварцевые жилы и не несут в себе видимой рудной минерализации. По результатам атомно-абсорбционного анализа в них установлены 0,11 г/т Au и 1 г/т Ag (табл. 8.2).

Таблица 8.2

Результаты атомно-абсорбционного анализа вмещающих пород
и руд с площади Ноддинского рудного поля, г/т

№ пробы	Описание пробы	Cu	Zn	Pb	Ag	Au
26-7	Метабазит с кварц-кпш прожилками	55,00	82,50	17,10	1,40	0,12
26-12	Кварц-хлоритовая жила	4,00	16,40	11,60	1,00	0,11
28-16	Метабазит	83,00	43,10	79,50	5,33	17,66
26-20	То же	7,50	57,00	17,70	2,06	0,19
К-15	"-	19,00	62,00	21,00	0,86	0,17
10а-55	"-	10,00	69,80	26,50	1,33	0,22
10а-101	"-	9,00	47,80	21,90	0,85	0,58

Примечание. Аналитик В. П. Колесова, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Крутопадающие кварц-флюоритовые жилы с тонковкрапленной золотой минерализацией, углы падения 70–75°, мощность жил достигает 6 м. Жилы простираются в субширотном направлении. Вертикальный размах оруденения оценивается в 200 м. Большинство жил тяготеет к зоне калишпатизации докембрийских пород. Флюоритовые прожилки мощностью до 0,2 м установлены в субвулканических породах кедонской серии. По данным спектрального анализа в этих жилах установлены содержания, г/т: Au – 13,2; Ag – 15,02; Bi – 9,73. Во вмещающих их породах содержания Au варьируют от 0,17–0,58 г/т в метабазитах до 0,06 г/т в амфиболитизированных плагиогнейсах. Результаты РФА в кварц-флюоритовых жилах показали следующие содержания, г/т: Cu – 149, Zn – 108, Sg – 414, Ba – 82, Pb – 23, отношение Au:Ag в жилах 1:1 (см. табл. 8.1).

Минеральный состав. В рудах участка «Нодди» установлено 36 минеральных видов (табл. 8.3).

Самородное золото является главным полезным компонентом руд. Оно встречается в виде мелких вкрапленников размером от 5 до 20 мкм (средняя крупность – 5 мкм).

Распространенность минералов в рудах месторождения Нодди

Класс минералов	Распространенные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Кварц КПШ Флюорит Гидрослюда	Кальцит Барит Эпидот Лейкоксен Серицит Хлорит	Мусковит
Рудные	Магнетит Галенит Халькопирит Сфалерит Титаномагнетит	Гематит Молибденит Гессит Самородное золото Пирит Петцит	Пирротин Сильванит Алтаит Минеральная смесь теллура Самородный свинец Самородная медь
Гипергенные	Азурит Малахит Лимонит	Ковеллин Халькозин	Гидрогематит Гидролимонит Теллурит

Выделяются три разновидности самородного золота (Фомина, 2013а): 1 – в метасоматически преобразованных метабазах; 2 – в кварце с сульфидами и теллуридами Au и Ag; 3 – во флюорите. Основная часть золота находится в сростаниях с сульфидами (рис. 8.2).

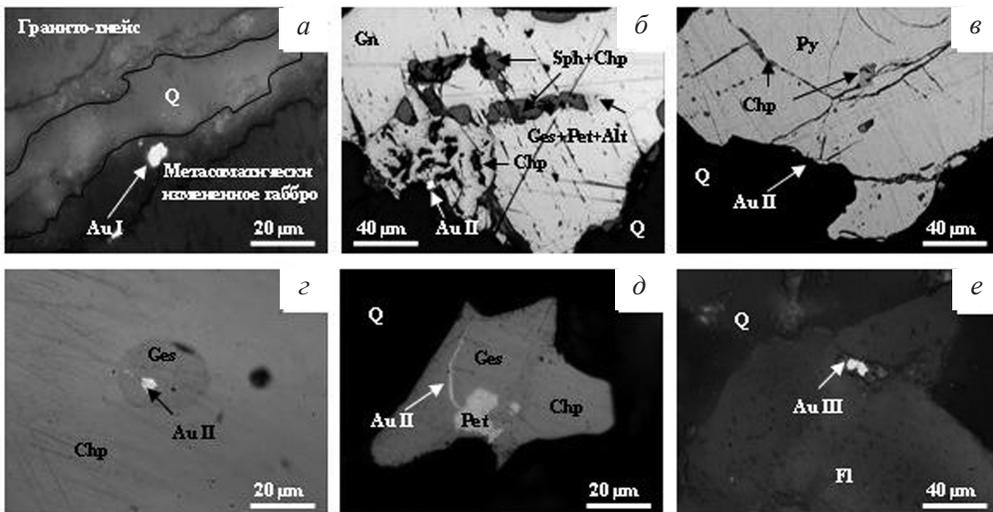


Рис. 8.2. Формы выделений самородного золота. Рудопроявление Нодди: а – тонкая вкрапленность самородного золота (Au) в метабазах стрелкинского комплекса; б – самородное золото идиоморфной формы в сростании в полисульфидах в кварц-карбонатных жилах; в – самородное золото в сростании с пиритом (Py); г – включение самородного золота в гессите (Ges); д – сеточка самородного золота в гессите; е – включение самородного золота во флюорите (Fl)

Золото первого типа (золото I) встречается в «свободном» состоянии в виде тонкой неравномерной вкрапленности в метабазах рифея (см. рис. 8.2). Характеризуется красноватым оттенком и субмикроскопическими размерами, не превышающими 2,5 мкм (Фомина, 2003). Золото второго типа (золото II) образует идиоморфные кристаллы в сростании с минералами главного рудного парагенезиса (см. рис. 8.2), включения в пирите, халькопирите, галените и сфалерите, развивается в виде сеточки и тонкой вкрапленности в гессите. Размер обособлений от 5 до 15 мкм. Золото третьего типа (золото III) локализуется между идиоморфных кристаллов флюорита, отмечается в трещинках в кварце и флюорите, иногда занимает пространство между индивидами кварца, калишпата и флюорита (см. рис. 8.2). Размер его выделений варьирует от 2 до 20 мкм. Средняя пробность самородного золота второго типа – 844‰, при дисперсии 820–885‰ (рис. 8.3, табл. 8.4). Средняя пробность золота третьего типа 762 ‰. По результатам измерений все значения лежат в интервале 710–810‰ (см. рис. 8.3, см. табл. 8.4). Наши данные находятся в согласии с материалами С. Ф. Стружкова с соавторами (2001 г.), установившими два интервала пробности: 850–864 и 670–700‰.

Гессит – распространенный минерал продуктивного парагенезиса. Размер обособлений не превышает 0,3 мм. Образует сростания с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, сивьянитом, петцитом, самородным Pb и вместе с ними или самостоятельно заполняет межзерновое пространство в кварце. Иногда образует микровключения в галените, пирите и халькопирите. Микронзондовым анализом в нем установлены примеси Fe, Pb и Au, обусловленные сростаниями минералов-хозяев, а также Bi до 0,06% (табл. 8.5). Кроме того, по данным Н. А. Горячева и В. Н. Егорова (2001) в гессите определена микропримесь Sb до 0,3%.

Петцит – один из редко встречающихся минералов, но наблюдается чаще сивьянита. Установлен в виде пластинчатых микроскопических включений в гессите, халькопирите и галените. Размер обособлений до 3 мкм.

Сивьянит – редко встречающийся минерал. Образует субмикроскопические включения в галените, в сростании с гесситом и петцитом. По данным Н. А. Горячева

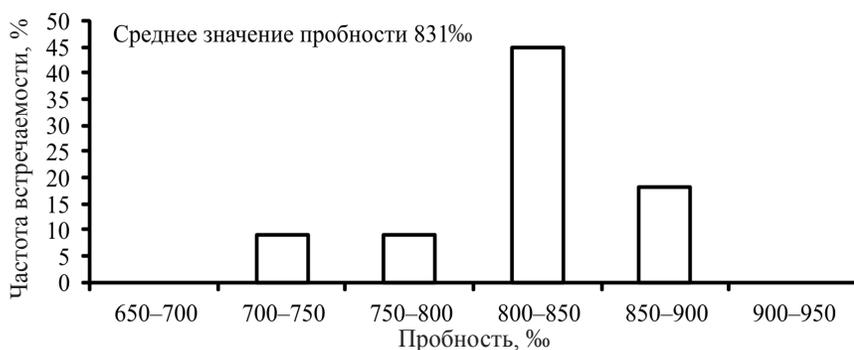


Рис. 8.3. Пробность самородного золота из рудных проб. Рудопроявление Нодди

Таблица 8.4

Состав самородного золота из рудных проб
Ноддинского рудного поля

№ п/п	Ag	Au	Сумма
1	15,06	83,31	98,37
2	13,23	85,90	99,13
3	13,87	83,01	96,88
4	14,33	85,20	99,53
5	12,55	88,51	101,06
6	12,50	88,05	100,55
7	12,19	85,49	97,68
8	15,60	83,98	99,57
9	13,88	83,52	97,41
10	15,69	83,09	98,78
11	14,09	71,18	85,26
12	14,65	77,21	91,86
13	14,83	87,45	102,28
14	14,16	83,35	97,51
15	13,84	83,57	97,41
16	14,03	84,04	98,07
17	14,55	84,68	99,23
18	14,51	80,90	95,41
19	13,80	83,76	97,56
20	15,06	77,29	92,35
21	14,80	86,59	101,39
22	14,16	83,40	97,57
23	15,21	74,22	89,43
24	14,80	86,84	101,63
25	13,94	85,37	99,31
26	13,08	85,70	98,78
27	11,97	79,74	91,71
28	13,65	85,47	99,12

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Camebax, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

и В. Н. Егорова (2001), в составе сильванита установлена микропримесь Sb до 0,5%, по нашим результатам микропримесей не выявлено (см. табл. 8.5).

Алтайт – очень редкий минерал продуктивного парагенезиса. Образует тонкую минеральную смесь с гесситом, сильванитом и петцитом. Состав минерала приведен в табл. 8.5.

Самородный свинец отмечается в единичных случаях на окисленном галените в зоне гипергенеза, толщина пленок 10–20 мкм.

Другие рудные минералы (сфалерит, галенит, халькопирит, пирит) не содержат сколько-нибудь значимых микропримесей, кроме одного образца галенита, содержащего 0,9 мас.% Ag и 1,9 мас.% Bi (Горячев, Егоров, 2001).

Минеральные парагенезисы. По пространственно-временным отношениям минералов и минеральных агрегатов в рудах установлены три парагенезиса, которым соответствует ряд минеральных ассоциаций (Фомина, 2005, 2011, 2013а).

Карбонат I-полисульфидный парагенезис возник в результате метаморфизма вмещающих толщ. Развитие ранних ассоциаций приурочено к этапу формирования стрелкинских базитов, подверженных зеленосланцевой фации метаморфизма. В парагенезис входят: кальцит I, пирит I, галенит I, сфалерит I, халькопирит I, борнит, пирротин, хлорит, мусковит, самородное золото I. Установлено, что минералы карбонат-полисульфидного парагенезиса корродированы гематитом и эпидотом. По результатам термобарогеохимических исследований температура гомогенизации карбоната этого парагенезиса 240–130°C (Колова, Фомина, 2011). Развитие данного парагенезиса вполне можно отнести к метаморфогенному этапу рудообразования, так же как и на рудопроявлении Джугаджак.

Кварц II-полисульфидный с золотом II и теллуридами Ag и Au парагенезис представлен высокопробным золотом II (844%), гесситом, петцитом, сильванитом, алтайтом, халькопиритом II, пиритом II, сфалеритом II, галенитом II, а также жильными минералами (кварц II, эпидот и др.).

Состав рудных минералов (рудопроявление Нодди)

№ п/п	Весовые концентрации, %										Сумма	Формульные коэффициенты									
	Au	Ag	Te	Bi	Pb	Zn	Cu	Fe	S	Sb		Au	Ag	Te	Bi	Pb	Zn	Cu	Fe	S	Sb
Гессит, Ag ₂ Te																					
1	63,38	36,14									99,52	2,02	0,98								
2	61,89	36,67									98,56	2,00	1,00								
3	63,26	36,42									99,68	2,02	0,98								
4*	60,26	39,17	0,02	0,01			0,05				99,51	1,93	1,06								
5*	0,04	61,23	39,14	0,02	0,10						100,53	1,95	1,05								
6*		61,10	39,05		0,23		0,07				100,45	1,94	1,05								
7*		60,88	39,09	0,06			0,07				100,10	1,94	1,05								
8*		61,41	38,96		0,19						100,56	1,95	1,05								
9*		60,77	38,55				0,17				99,49	1,95	1,04								
10*	0,12	61,19	38,82				0,16				100,29	1,94	1,04					0,01			
11**		63,50	36,60							0,30	100,40	2,01	0,98							0,01	
Сильванит, Au (Ag,Au) Te ₄																					
12	25,85	16,44	57,27								99,56	1,08	1,25	3,68							
13	29,06	11,50	57,72								98,27	1,25	0,91	3,84							
14	27,72	11,80	59,03								98,55	1,19	0,92	3,89							
15	26,27	12,46	61,61								100,84	1,11	0,94	3,95							
16**	22,60	13,00	62,30							0,50	98,40	0,95	0,99	4,03						0,03	
Алгаит, PbTe																					
17			25,83	73,48							99,31		1,64	0,36							
18			27,52	71,02							98,55		1,61	0,39							
19			26,18	74,02							100,22		1,64	0,36							
Интерметаллиды																					
20			10,25	80,59	1,94	4,30					97,08		0,57	2,75	0,21	0,48					
21			10,21	83,91	2,16	4,55					100,84		0,54	2,75	0,22	0,49					

Галенит, PbS																	
22		0,28	85,28		0,05		12,94		98,55				1,01				0,99
23		0,16	84,31		0,23		13,04		97,74				0,99				0,99
24			84,91		0,05		12,86		97,82				1,01				0,99
25		0,05	84,33				13,20	0,07	97,65				0,99				1,01
26			85,02				13,41		98,43				0,99				1,01
27		0,12	85,79				13,30	0,04	99,25				1,00				1,00
28		0,04	90,70				13,79		104,53				1,01				0,99
29	0,08	0,07	87,97				13,92		102,04				0,99				1,01
30		0,02	87,56		0,14		13,67		101,39				0,99				1,00
31			87,53		0,15		13,16	0,01	100,85				1,01				0,98
32**		0,90	83,50	1,90			12,60		98,90		0,02		0,99				0,97

Примечание. Аналитик О. Т. Соцкая, Qemscan, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан; одна звездочка – аналитик Е. М. Горячева, Samebaх, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан; две звездочки – из работы (Егоров, Горячев, 2001).

Формирование этого парагенезиса связано со становлением вулканитов кедонской серии. Ему предшествовали метасоматические преобразования древних толщ – хлоритизация, гематитизация, сульфидизация, гидрослюдиизация. Особенно сильно это проявилось в метабазитах, где по магнетиту и гематиту широко развиты пирротин и пирит. Внедрение Анмандыканского и Коаргычанского плутонов выразилось в повышенном геохимическом фоне **Bi** (Егоров, Горячев, 2001) и в микропримесях этого элемента в галените (Горячев, 2003) и гессите. В результате тектонической активизации произошла деформация вмещающих пород с образованием системы трещин, которые были заполнены во время гидротермальной деятельности эпидотом, хлоритом, гидрослюдами, кварцем, полисульфидами, самородным золотом **II** и теллуридами **Au** и **Ag**. Главным полезным компонентом руд в данном парагенезисе является самородное золото с обособлениями размерами от 5 до 15 мкм. Основная часть золота находится в сростании с полисульфидами и теллуридами **Au** и **Ag**. Гессит, петцит, сильванит и алтаит образуют совместные выделения и мономинеральные агрегаты, размеры которых достигают 20 мкм. Формирование кварц-полисульфидного с золотом и теллуридами **Ag** и **Au** парагенезиса проходило при низких температурах. Концентрации

солей и температура гомогенизации 228–116°C более соответствуют формированию эпitherмальных руд.

Золото III-кварц III-флюоритовый парагенезис представлен преимущественно флюоритом и тонкой вкрапленностью золота. Флюоритовые жилы пронизаны тонкими карбонатными прожилками, а вдоль трещин развиваются оксиды **Cu**. **Формирование** этого парагенезиса произошло на завершающей стадии рудоотложения (температура гомогенизации 160–118°C) (Колова, Фомина, 2011).

Таким образом, на основании приведенной характеристики парагенезисов для рудопроявления Нодди построена схема последовательности минералообразования. Схема показывает полихронный характер рудообразования (табл. 8.6).

Условия формирования. Температура гомогенизации флюидных включений в кварце из кварцевых жил рудопроявления Нодди составляет, по нашим данным, $T_{\text{hom}} = 240\text{--}130^\circ\text{C}$ ($n = 20$), для флюидных включений из кварц-полисульфидных жил $T_{\text{hom}} = 228\text{--}116^\circ\text{C}$ ($n = 22$). Флюидные включения кварц-флюоритовых жил демонстрируют значения T_{hom} от 160 до 118°C ($n = 15$) (Колова, Фомина, 2011).

Гришинское рудное поле включает в себя одноименное рудопроявление и ряд точек минерализации. *Рудопроявление Гриша* находится на водоразделе руч. Широкий, Хунгандя, Гриша и локализовано в эндоконтакте Анмандыканского интрузива среди сиенитов и лейкократовых сиенитов первой и второй фаз анмандыканского комплекса. Рудные жилы контролируется разломами субширотного и северо-восточного простирания, оперяющимися структурами Молькатского разлома. Жилы имеют углы падения от 10 до 60° в юго-восточных румбах для левобережья руч. Гриша и в западных для правобережья, с преобладанием пологого (до 30°) залегания. Выделяются два типа рудных тел: прожилково-жильные зоны и единичные жилы. Прожилково-жильные зоны имеют мощность 10–30 м и протяженность до 1500 м. Они состоят из нескольких субпараллельных стержневых жил мощностью до 2 м и локализованных в промежутках между ними мелких прожилков сантиметровой мощности. Насыщенность жильными образованиями в зонах составляет 10–15%. Иногда такие зоны переходят в чисто прожилковые. Единичные жилы имеют мощность 0,3–2 м, редко до 10–15 м и протяженность до 300 м. Все рудные тела вложены в поле флюорит-микроклин-кварцевых метасоматитов, причем степень метасоматоза увеличивается по мере приближения к ним. Состав жил и прожилково-жильных зон: кварц (70–80%), флюорит (3–10%), карбонат (1–5%), калишпат (1–5%), хлорит и мусковит (менее 1%). Рудные минералы (3–10%) представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, золотом (пробность 670–780‰), акантитом, сильванитом, гесситом. Обычно сульфиды приурочены к зальбандам жил. В рудах выделяются две минеральные ассоциации (Степанов, Аминев, 1988 г.): ранняя пирит-сфалеритовая и поздняя золото-пирит-сфалерит-халькопирит-галенитовая с теллуридами золота и серебра. Содержание Au в жилах 0,1–10 г/т (единичная проба – 99 г/т), Ag – до 493 г/т, Cu – до 0,3%, Mo – до 0,1%, Pb и Zn – до 1%, Bi – до 0,03%. Au-Ag отношение варьирует от 1:8 до 1:10.

Всего в рудном поле выявлено 49 жил и жильно-прожилковых зон общей протяженностью около 13,5 км. Средняя мощность рудных тел около 3 м (от 0,3 до 30 м) и протяженность 300 м (от 100 до 1500 м). Рудное поле фиксируется по потокам золота (до 3 г/т), шлиховому ореолу и линейным вторичным ореолам с 0,03 г/т золота.

Таблица 8.6

Схема последовательности минералообразования рудопроявления Нодди

Минерал	Метаморфогенный этап	Вулканогенно-плутоногенный этап		Гипергенный этап
		1-я стадия	2-я стадия	
Жильные				
Эпидот				
Гидролюда				
Лейкоксен				
Серицит				
Хлорит				
Мусковит				
Микроклин				
Барит				
Кварц				
Флюорит				
Кальцит				
Рудные				
Молибденит				
Гематит				
Пирротин				
Пирит				
Магнетит				
Титаномагнетит				
Галенит				
Сфалерит				
Халькопирит				
Гессит				
Алтаит				
Сильванит				
Петцит				
Мин. смесь Те				
Самородный Рb				
Самородная Cu				
Самородное Au				
Гипергенные				
Лимонит				
Теллуриит				
Гидрогематит				
Гидролимонит				
Халькозин				
Ковеллин				
Азуриит				
Малахит				
Главные текстуры руд	Полосчатые, массивные, гнездово-вкрапленные	Прожилково-вкрапленные, брекчиевидные, коррозионные		Натечные, землистые, ячеистые
Минеральные парагенезисы	Mt + Im + Hm + Py - Gn + Chp + Sph - Au + Cu	Q + Gn + Sph + Chp - Ges + Pet + Alt + Sy + Au	Q + Mo + Py + Hm - Fl + Ges + Au	

Редкие
 Второстепенные
 Распространенные

Пробнинское рудное поле приурочено к западному эндоконтакту Анмандыканского сиенитового плутона. Его территория охватывает приустьевую часть р. Русская-Омолонская. В состав рудного поля входят рудопроявления Находка и Пробное, а также многочисленные пункты минерализации с золото-кварцевыми жилами.

Рудопроявление Находка расположено в приустьевой части руч. Ветка на площади около 7 км² и представлено жилами и прожилково-жильными зонами флюорит-сульфидно-кварцевого и сульфидно-кварцевого состава. Они пересекают сиениты первой фазы массива. Выявлено 12 рудных тел при средней мощности 0,3 м (максимально до 0,7 м) и протяженности 200 м (максимально до 2,5 км). Вертикальный размах около 200 м. Содержание золота в среднем составляет 2,5 г/т при максимальном до 21 г/т, серебра – 2,5 (максимально 10 г/т), свинца – до 1%, меди – до 0,3% (Чайцын, 1989 г.). Рудное поле выделяется литохимической аномалией золота (до 0,1 г/т) и аномальными значениями калия по результатам аэрогеологической съемки.

Рудопроявление Пробное расположено на правом берегу р. Русская-Омолонская в приустьевой части (Чайцын, 1989 г.). Площадь рудного поля составляет около 4 км². Рудные тела локализованы в сиенитах эндоконтактной зоны Анмандыканского массива. Расположение рудных тел определяется трещинами широтного простирания. Рудные тела имеют линейную форму и протяженность от 100 до 1000 м (средняя 800 м). Они представлены зонами прожилкования мощностью до 9 м или прожилково-жильными зонами мощностью до 6 м со стержневыми жилами (мощность до 1,7 м). Простирание рудных тел варьирует от субмеридионального до субширотного при углах падения 25–70° (в среднем – 40–50°). Рудные зоны локализованы в широких (до 400 м) ареалах сульфидно-микроклин-флюорит-кварцевых метасоматитов субширотного (100–120°) простирания и протяженностью до 1250 м. В рудном поле оруденение сконцентрировано в трех крупных жильных зонах – Центральной, Северной и Восточной. Центральная зона субширотного простирания длиной до 1200 м состоит из 22 рудных тел (в центре и на восточном фланге они ориентированы субширотно, на западном фланге – субмеридионально) средней мощностью 4 м и при средних содержаниях золота 2,5, а серебра – 22,7 г/т. В Северную зону входит 12 рудных тел с субширотным простиранием и средней мощностью также около 4 м, при низких средних содержаниях металлов – 0,9 г/т золота и 3,9 г/т серебра. Восточная зона состоит из 4 рудных тел северо-западного простирания средней мощностью 0,6 м при средних содержаниях золота 1,7 г/т и серебра 7,4 г/т. Общий вертикальный размах оруденения оценивается в 200–300 м. Отношение Au к Ag в среднем составляет 1:10. По данным штучного опробования содержание Au достигает 60 г/т, а Ag – 123,8 г/т. По данным бороздового опробования максимальное содержание в метровом сечении Au 10,7 г/т и Ag – 76,6 г/т. Содержание других элементов в рудах достигает: Pb – 0,7%, Zn и Cu – 0,1%, Sn и Mo – 0,02%.

Среди жил по составу выделяются: кварцевые, сульфидно-кварцевые, сульфидно-флюорит-кварцевые и сульфидно-карбонат-кварцевые. В их составе кварц (70–95%), флюорит (10–15%), карбонат (1–5%), калишпат (1–5%) и сульфиды (2–10%). Рудные минералы образуют вкрапленность, мелкие прожилки и гнезда размером до 10 см, тяготеющие к зальбандам жил и прожилков. Они представлены пиритом, галенитом,

сфалеритом, халькопиритом, молибденитом и более редкими вольфрамитом, касситеритом, акантитом, айкинитом, гесситом и самородным золотом (размер золотинок менее 0,07 мм). Установлено формирование золотого оруденения на Пробном в два этапа, согласно В. А. Степанову (1988 г.), они предположительно разделены дайками «диабазов». Ранний этап представлен золото-кварц-халькопирит-галенитовой ассоциацией с золотом пробностью 848‰ (гребенчатый прозрачный кварц), а поздний – золото-кварц-айкинит-гесситовой с пробностью золота 674‰ (дымчатый прозрачный кварц). По другим данным раннее золото имеет пробность 880–915‰, позднее – 520–620‰.

Джугаджакский рудный узел расположен в северо-восточной части Абкитского поднятия в пределах выходов докембрийских метаморфических пород интенсивно метаморфизованных и прорванных гранитоидными телами раннего и среднего палеозоя. Они перекрыты вулканогенными образованиями кислого состава кедонской серии.

Рудопроявление **Джугаджак**, расположенное в центральной части одноименного рудного узла, наиболее изучено.

На площади рудопроявления развиты раннепалеозойские гранитоиды абкитского комплекса и докембрийские метаморфические толщи. Эти породы на флангах рудного поля перекрыты вулканитами среднепалеозойской кедонской серии, прорванными малыми телами и дайками различного состава, относящимися к этапу позднемезозойской тектоно-магматической активизации (рис. 8.4).

Оруденение приурочено к субширотной зоне брекчирования докембрийских мигматизированных амфиболовых гнейсов. Зона сопровождается метасоматозом, гидротермальным прожилкованием и сульфидизацией пород, дайками диорит-порфиров. По простиранию зона прослежена на 2,5–3,0 км, средняя мощность рудных тел в ее пределах составляет 25–30 м, а в восточном направлении увеличивается до 400 м.

По геолого-геофизическим данным метаморфические породы докембрия (гранито-гнейсы, плагиогнейсы, мигматиты), слагающие центральную часть рудного поля, образуют купольную структуру. По краям купола наблюдается перекрытие докембрийских пород толщей субэвральных вулканогенных образований девонского возраста и мезозойскими терригенно-осадочными отложениями. Отложения среднего – позднего девона представлены эффузивно-осадочными породами кедонской серии (дациты, базальты, туфогенные песчаники, риолиты, трахириолиты, трахиты, дациты и их туфы с прослоями туфогенных песчаников, гравелитов, полимиктовых конгломератов, базальты, андезибазальты, песчаники). В северной части девонские отложения перекрыты верхнепермскими и триасовыми образованиями. Пермская толща представлена известняками, песчаниками, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами, гравелитами. В обрамлении купола отмечаются также среднеюрские отложения – песчаники, гравелиты, алевролиты, ракушечники. Породы купола метасоматически изменены.

Участок характеризуется сложным магматизмом, проявившимся неоднократно – от позднего протерозоя до палеогена. Наиболее древними интрузивными образованиями являются субщелочные габбро-долериты неопротерозоя, располагающиеся в центре купольной структуры. По ее периферии (на северо-западной границе) обнажаются палеозойские граниты и гранодиориты Абкитского массива.



Средне-позднедевонские интрузивные образования, выходы которых отмечаются по всему рудному полю, представлены дацитовыми порфирами, риолитами, многочисленными малыми телами и дайками гранит-порфиров, а также штоком гранит-порфиров, прорывающими абкитские гранитоиды и архейские метаморфиты. Ранне-



Рис. 8.4. Схема геологического строения рудного поля Джугаджак (Фомина, 2013а): 1 – ауландинский метаморфический комплекс (AR₂). Хебикенджинская серия (гнейсы различного состава); 2 – стрелкинский комплекс (PR_{1st}). Метадолериты; 3 – интрузивные образования PZ₁₋₂. Булунский комплекс. Гранит-порфиры (а), гранодиорит-порфиры (б); 4 – кедонский комплекс (D₂-C₁). Субвулканические нерасчлененные образования. Риолиты, риодациты; 5 – кедонский комплекс (D₃-C₁). Джугаджакская свита (dg). Туфы риодацитов; 6 – субвулканические тела (PZ₂₋₃). Булунский комплекс. Трахириолиты (а), риодациты (б); 7 – комплекс малых интрузий и субвулканических тел (K₁). Омолонский комплекс. Субщелочные габбро-диоритовые порфириды (а), нефелиновые сиениты (б), позднемеловой комплекс малых интрузий (K₂). Викторианский комплекс. Диабазовые порфириды (в); 8 – позднемеловые интрузии (K₂). Викторианский комплекс. Риолиты (а) и их дайки (б); 9 – интрузивные образования PZ₁. Абкитский комплекс. Гранодиорит-порфиры; 10 – четвертичные отложения; 11 – разломы; 12 – вторичные изменения; 13 – участок работ

меловые породы формируют дайки и межпластовые залежи риолитов и бостонитов, а позднемеловые риолиты и андезиты слагают субвулканические тела и дайки. К палеогену отнесены дайки и мелкие пластовые тела базальтов и долеритов.

В системе разломов преобладают северо-западные и субширотные направления, имеющие основное рудоконтролирующее значение, с ними связаны проявления золотой минерализации.

Метасоматические изменения. На рудопоявлении Джугаджак среди метасоматических изменений проявлены: калишпатизация, грейзенизация и пропилитизация (Фомина, 2015). Проведено исследование околорудных изменений золото-теллуридно-висмутового и полисульфидного оруденения на рудопоявлении Джугаджак (ранее известного как золото-редкометалльное). Для этой территории характерно неоднократное проявление тектоно-магматической активизации. Каждому этапу соответствуют определенный тип рудной минерализации и характерные околорудные изменения. В последнее время все большее внимание уделяется золотому оруденению среднепалеозойской эпохи, однако для восстановления общей истории рудогенных процессов необходимо изучение предшествующих этапов.

Для рудопоявления Джугаджак выявлено неравномерное распространение пропилитизации, которая наложена на интенсивные зеленокаменные изменения метаморфических образований. В околорудном пространстве породы превращены в хлорит-кварцевые, эпидот-хлоритовые, хлорит-актинолитовые метасоматиты, которые пронизаны сетью кварцевых прожилков с вкрапленной золотой, сульфидной и теллуридно-висмутовой минерализацией. В результате исследований в сложной картине метасоматических изменений наметилась определенная последовательность (табл. 8.7).

В *протерозойский* этап произошло становление стрелкинских габброидов, сопровождавшееся амфиболитизацией кристаллического фундамента и переходом габброидов в габбро-амфиболиты: замещение роговой обманки хлоритом, плагиоклаза – серицитом (рис. 8.5). Позднее, во время формирования гранитоидов абкитского комплекса, габброиды преобразовались в метабазиты, в которых установлено повышенное содержание меди, так же как и в рудных зонах.

Таблица 8.7
Последовательность магматических событий на Омолонском массиве (Фомина, 2013б)

Возраст	Формация	Возраст магматических событий, млн лет	Интрузивные образования	Метасоматические ассоциации	Этапы рудообразования	Морфология рудных тел	Главные рудные минералы
К	К ₂	165±20 – 76±0.2	<p> / v \ v / - v / j v - v / </p>	q-ру-chl	Au-Ag	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации	Самородное Ag, самородное Au, галенит, пирит, бл. руда
	К ₁						
	Нижемолассовая						
J _{2,3}							
J ₁	Карбонатно-терригенная и терригенная						
T							
P							
C							
D	D ₃	402±6 – 337±8	<p> + + + + + + + + + + + + + + + </p>	<p> q-ser-ser-ру q-ca-act-ep-hm fsр-ab-q </p>	Au-Te, Au-Ag	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, гессит, петцит, самородное Au, сильванит
	D ₂						
	D ₁						
S		425±160	<p> × × × × × × × × × × × × × × × </p>	<p> q-ab-ep-chl q-ca-chl-act fsр-ab-q </p>	Au-Te-Bi	Жилы, прожилки	Самородное Au, теллуриды Ag и Bi
O							
Є							
V							
PR	R	1148±23 – 890±15	<p> r r r r r r r r r r </p>	chl+amf-ser	Au-сульфидный	Зоны тонкоокристаллической минерализации	Халькопирит, пирит, пирротин, борнит, самородное Au
	PR ₁						
AR	Сланцево-глинистая	3792±620 – 2657±		Гранитизация			

Примечание. Точечным контуром показаны предполагаемые этапы рудообразования, без заливки – формации, разлитые на Омолонском массиве за пределами Джугаджаковского рудного поля.

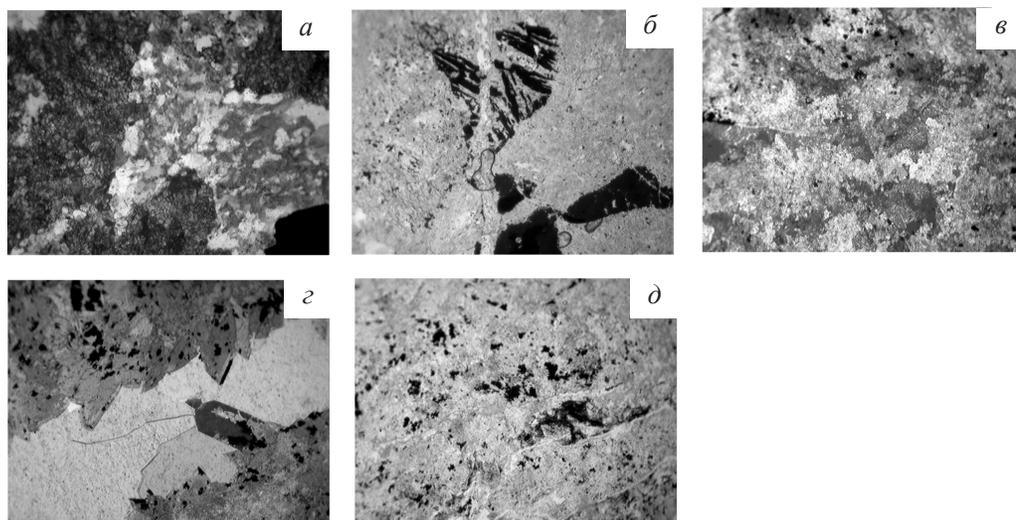


Рис. 8.5. Метасоматические изменения габбро-долеритов и габбро-амфиболитов, вмещающих кварц-карбонатные жилы с полисульфидной минерализацией. Ув. 100: *а* – кварц-хлорит-эпидотовые; *б* – реликты рудного минерала (предположительно титаномagnetит), замещенного лейкоксером; *в* – карбонатизация пород; *г* – кварц-карбонатные прожилки. Кварц корродируется кальцитом, рудная минерализация наложена на кальцит и кварц; *д* – кварц-хлорит-серицит-карбонат-гематитовые изменения

В результате этого предполагается, что на последующих этапах рудообразования положительная корреляция меди с золотом обеспечивается золотоносностью халькопирита (образующего вкрапленность в метабазах), в отдельных случаях в нем обнаружены микроскопические включения самородного золота I (рис. 8.6).

Раннепалеозойский этап характеризуется внедрением абкитских гранитоидов, повлекшим за собой повышение в несколько раз TiO_2 в породах кристаллического фундамента. Гидротермальное окварцевание и карбонатизация пород сопровождаются продуктивной **Au-Te-Vi минерализацией (рудноносные кварцевые жилы в призальбандовых частях содержат хлорит)**. Вмещающие толщи вовлечены в метасоматический процесс. Именно в этот этап происходит наложение пропилитов на зеленокаменные изменения. При этом по ним развивается актинолит, происходит вторичная хлоритизация роговой обманки (см. рис. 8.5). Метабазиты вдоль контактов с жилами интенсивно хлоритизированы и характеризуются пониженным содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO . На завершающей стадии этого этапа локально развивается эпидот. Мощность околожильных преобразований 5–10 м.

В среднепалеозойский этап осуществилось формирование гранитоидов булунского комплекса и вулканитов кедонской серии: в околорудном пространстве интенсивно проявлен калиевый метасоматоз и в очередной раз происходит повышение TiO_2 , а также изменение щелочности. К этому периоду относится интенсивная карбонатизация пород и внедрение кварц-карбонатных жил с полисульфидной минерализацией.

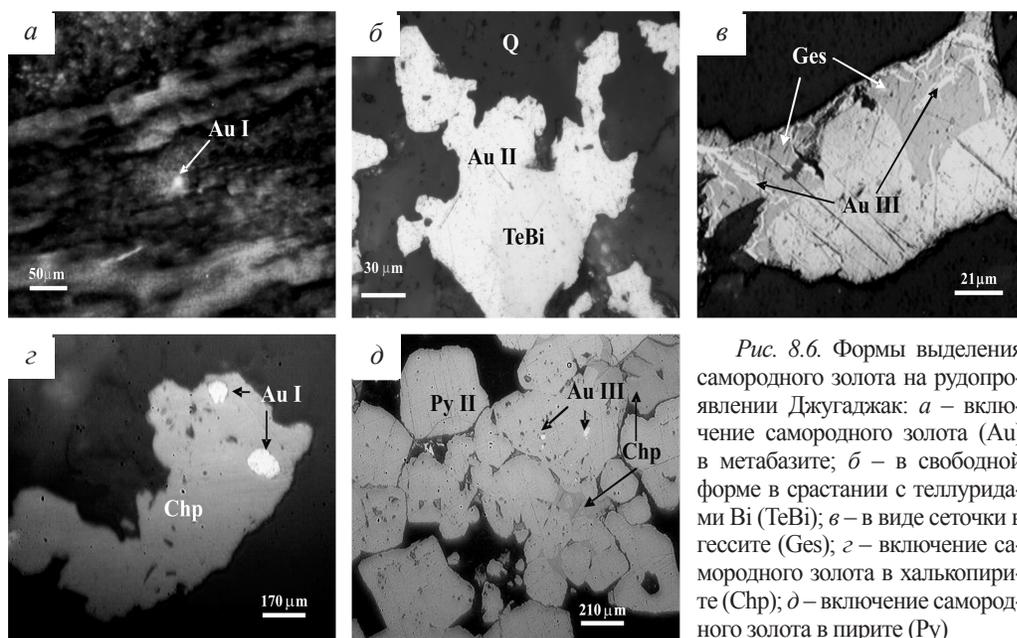
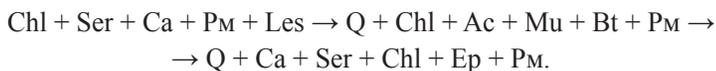


Рис. 8.6. Формы выделения самородного золота на рудопроявлении Джугаджак: а – включение самородного золота (Au) в метабазите; б – в свободной форме в сростании с теллуридами Bi (TeBi); в – в виде сеточки в гессите (Ges); з – включение самородного золота в халькопирите (Chp); д – включение самородного золота в пирите (Py)

В зонах трещиноватости установлена сульфидизация (крупные вкрапленники пирита и халькопирита) и гематитизация.

В результате сформировалась определенная последовательность метасоматических событий:



Морфология рудных тел. В рудном поле выделено несколько участков, перспективных на промышленное оруденение: «Нервный», «Тригопункт», «Сходный», «Кровный», «Ватажный», «Жильный». Для каждого из них характерно совмещение в пространстве линейных штокверкоподобных зоны кварцевого прожилкования, минерализованных зон дробления, метасоматических залежей и кварц-карбонатных жил выполнения.

Наиболее изучены участки «Нервный» и «Тригопункт». Зоны прожилкования и зоны дробления вытянуты в субширотном направлении, а кварц-карбонатные жилы выполнения ориентированы преимущественно на северо-запад. Мощность зон прожилкования колеблется от 1–3 до 20 м, протяженность от 10 до 40–50 м. Мощность разноориентированных, часто линзовидных выклинивающихся прожилков колеблется от тонких просечек в 1–2 мм до 20–50 см. Количество их составляет до 20–40 на 1 м² пересечения. Жилы локализованы в метасоматически измененных габброидах неопротерозойского стрелкинского комплекса. Рудная минерализация представлена вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, теллуридами серебра и висмута (тетрадимит, теллуrowисмутит, петцит, гессит). Количество рудных минералов до 5%. Содержание Те в этих жилах достигает 2017 г/т, Bi – 1448 г/т, Au – 161,89, Ag – 19,92 (табл. 8.8). В бонанцах, по данным П. Ю. Рожкова (2001 г.), содержания Au составляют сотни г/т.

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа вмещающих пород и руд с площади
Джугаджакского рудного поля, г/т

№ пробы	Описание пробы	Cu	Zn	Pb	Te	Bi	Sr	Ba
8-2	Метабазит	244	224	32	–	–	114	510
20-20	Метабазит с кварц-карбонат-полисульфидной минерализацией	71	116	25	–	–	165	267
T-5	Кварцевая жила с золото-теллуридно-висмутовой минерализацией	–	24	–	2017	1448	50	1212

Примечание. Анализ выполнен в ИГЕМ РАН, г. Москва. Аналитик А. И. Якушев.

Зоны дробления представляют собой тектонические брекчии мощностью от 0,2 до 10 м, протяженностью до 100 м. Обломки интенсивно окварцованных хлоритизированных вмещающих пород цементируются мелкозернистым кварц-хлоритовым материалом. В зонах выделяются участки интенсивной эпидотизации вплоть до «эпидозитов». Сульфидная минерализация вкрапленная, гнездовая, представлена халькопиритом, пиритом, суммарно до 2%.

Метасоматические залежи имеют мощность около 20–30 м. Текстура пород изменяется от реликтовой полосчатой (возможно, реликты гнейсовидности) до пятнистой и массивной. Структура меняется от структуры частичного замещения до полного. Цвет пород зеленовато-серый, голубовато-серый, матово-голубой, розовато-серый. Состав метасоматитов – кварц-полевошпатовый, кварц-хлоритовый до монокварцевого с сульфидами и теллуридами (?). Пирит и халькопирит образуют преимущественно тонкую вкрапленность, реже прожилки и гнезда. Количество рудных минералов не превышает 1%. Результаты атомно-абсорбционного анализа показали, что содержание Au в малоизмененных породах варьирует от 0,01 до 0,4 г/т, Ag – 1,3–7,01 г/т. В метабазитах с более мощной метасоматической проработкой содержания Au достигают 2,73–8,17 г/т, Ag – 11,07–23,87 г/т (см. табл. 8.8).

Карбонат-сульфидно-кварцевые жилы выполнения имеют слабое распространение. Они отмечаются в местах наибольшего тектонического напряжения вблизи пересечения разноориентированных зон разрывных нарушений. Мощность их 0,1–0,3 м, протяженность до 30 м. Состав кварцевый с небольшим количеством карбоната. Эти жилы пересекают архейские кварц-полевошпатовые гнейсы и стрелкинские метабазиты. Рудная минерализация представлена вкрапленностью теллуридов (?), сфалерита, галенита, самородного золота, халькопирита. Количество рудных минералов достигает в отдельных прожилках 10%.

В результате текстурного анализа для руд выявлено несколько генетических текстурных групп: метаморфогенные, замещения, отложения, катаклаза, коррозионные. В этих группах выделяются следующие морфологические виды: 1 – *метаморфогенные* – будинажа; 2 – *замещения*: а) пятнистая, б) гнездовая, линзовидная; в) вкрапленная; 3 – *заполнения пустот в породах и рудах*: а) прожилковая, б) прожилково-

вкрапленная, в) интерстициальная; 4 – *катаклаза*: а) брекчиевая, б) пересечения; 5 – *коррозионная*: а) землистые и сажистые налеты, б) ячеистая, в) реакционная, ямчатая (микротекстуры). Наиболее распространены прожилково-вкрапленные текстуры, обусловленные заполнением небольших прожилков гребенчатым кварцем. Иногда имеет место зональное строение прожилков – в зальбандах эпидот + хлорит + гидрослюда, центральная часть сложена кварцем. Эпидот, хлорит и гидрослюда также замещают обломки пород в микробрекчиях, где цементирующая масса представлена кварцем. Золото-теллур-висмутовая минерализация отлагается как в интерстициях кварца, так и метасоматически по реликтам измененных пород в жильной массе.

Текстурный анализ свидетельствует о том, что обстановка в период рудоотложения была относительно спокойной, так как текстуры катаклаза развиты весьма ограниченно.

Очень широко проявлены процессы метасоматоза, что выражено в преобладании пятнистых и вкрапленных текстур.

Медленное воздымание территории при формировании купольной структуры, приводившее к образованию повышенной трещиноватости, зафиксировано в текстурах выполнения, среди которых преобладают прожилковые.

Минеральный состав. В рудах установлено 36 минералов (табл. 8.9) (Савва и др., 1997; Фомина, Савва, 1999; Фомина, 2001, 2011).

Таблица 8.9

Распространенность минералов в рудах рудопроявления Джугаджак

Класс минералов	Распространенные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Эпидот Хлорит Кальцит Гидрослюды Серицит Лейкоксен Кварц	Рутил Циркон	Мусковит Актинолит Биотит
Рудные	Магнетит Ильменит Галенит Сфалерит	Гематит Пирит Пирротин Халькопирит Петцит Гессит Теллуrowисмутит Тетрадимит Самородное Au	Графит Борнит Акантит Риккардит Самородное Ag Самородная Cu
Гипергенные	Лимонит Халькозин	Ковеллин Ярозит Теллулаты	

Характеристика главных рудных минералов. К главным полезным компонентам руд следует отнести Au, Te, Bi, среди которых преобладает самородное золото.

Самородное золото в рудах образует три генерации.

Золото первой генерации (золото I) встречается в виде тонкой вкрапленности в метабазах и в халькопирите (Фомина, 2001, 2003, 2011), образуя золото-хлорит-серицитовый парагенезис. Оно имеет субмикроскопические (5–15 мкм) размеры и обычно пластинчатое, интерстициальное, нередко формирует идиоморфные кубические кристаллики. Встречается в виде включений в эпидоте, в кварц-хлоритовом метасоматите, на границе «древнего» и молодого кварца и в метабазите (см. рис. 8.6). Часто развивается по спайности в хлорите. Для золота I типичны микропримеси Cu – 0,1–0,2%. Пробность его весьма высока и варьирует от 800–980‰, при средней 955‰. Примесь Cu придает самородному золоту характерный красноватый оттенок, который усиливается при длительном нахождении на воздухе. В шлиховых пробах размер зерен достигает 0,7 см. По краю золотин отмечается кайма аурикуприда (Савва, Прейс, 1990).

Золото второй генерации (золото II) образует крупные полизернистые вкрапленники и единичные кристаллы в кварце I. Входит в состав золото-теллур-висмутового парагенезиса. Размеры его обособлений от долей миллиметра до 3–4 мм, средняя крупность 1,5 мм. Выделяется несколько форм отложения золота II: а) по трещинам; б) в интерстициях кварца; в) в сростаниях с теллуридами Вi (см. рис. 8.6).

Важной особенностью является нередкая локализация золото-теллур-висмутового парагенезиса в гидротермально измененных вмещающих породах в призальбандовых участках прожилков. Золото II не корродирует кварц, а заполняет пространство между идиоморфными кристаллами кварца. Оно ассоциирует с тетрадимитом, теллуrowисмутитом, риккардитом. Для самородного золота этой генерации также характерна высокая пробность (среднее значение 892‰) при низкой дисперсии от 853 до 980‰ (рис. 8.7).

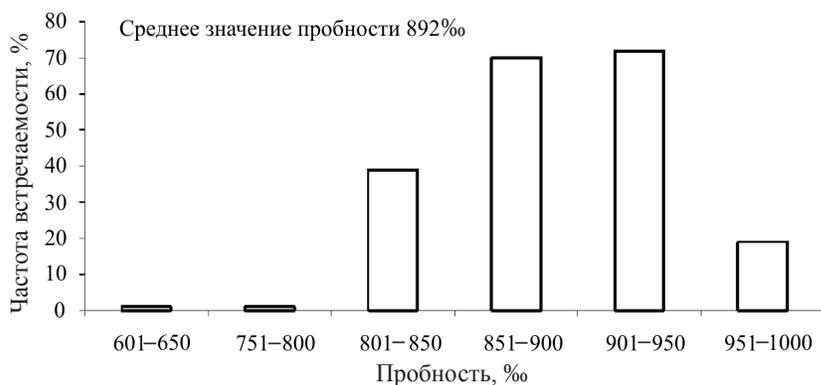


Рис. 8.7. Пробность самородного золота из рудных проб. Рудопроявление Джугаджак

Золото третьей генерации (золото III) встречается в сростаниях с гесситом и петцитом. Образует тончайшие прожилочки в гессите, а также тонкую вкрапленность в пирите (см. рис. 8.6). Ассоциирует с гесситом, петцитом, пиритом, халькопиритом. Отлагалось позже гессита и петцита. Золото III характеризуется средней пробностью 842‰ (см. рис. 8.7).

Тетрадимит – наиболее часто встречаемый из всех теллуридов Вi. Выделяется по трещинам в кварце, слагая идиоморфные агрегаты пластинчатых и листоватых обособлений, нередко по его спайности отмечаются включения петцита и гессита. Ассоциирует с кварцем, гесситом, петцитом, самородным золотом, халькопиритом, теллуровисмутитом, риккардитом. В составе отмечается постоянная примесь Ag (от 0,1 до 1,0%), а также установлены примеси Au (до 0,2%), Cu (до 0,3%), Fe (до 0,2%). Состав минерала см. в табл. 8.10. В зоне окисления подвержен изменениям с появлением сине-лиловых выцветов.

Теллуровисмутит широко распространен в золото-теллур-висмутовом парагенезисе. Отлагается по трещинам в кварце. Размер агрегатов до 1 см. В рудах образует сростания с тетрадимитом, гесситом, петцитом, золотом, риккардитом. Ассоциирует также с кварцем, отлагаясь позже него в интерстициях. Состав минерала приведен в табл. 8.10.

Гессит встречается чаще петцита. Характерным признаком является тонкая сеточка самородного золота (не более 0,01 мм). Ассоциирует с самородным золотом II и III, петцитом, тетрадимитом, пиритом и халькопиритом. Образуется позже тетрадимита и теллуровисмутита – развивается по спайности в этих минералах; раньше золота III, но позже халькопирита. В составе установлены примеси Au (до 0,7%), Вi (до 0,1%), Cu (до 0,2%), стабильная примесь S (0,1–0,2%). Состав минерала см. в табл. 8.10.

Петцит встречается значительно реже тетрадимита. Образует мелкие включения в тетрадимите и теллуровисмутите, развиваясь в них по спайности, иногда отмечается в трещинах в кварце, реже в сростаниях с тетрадимитом, гесситом, самородным золотом III, ассоциирует также с пиритом и халькопиритом. Образовался немного раньше золота III. Содержит примеси S (до 0,2%), Вi (до 0,2%), Cu (до 0,1%). Состав минерала приведен в табл. 8.10.

Риккардит – установлены единичные включения (до 15 мкм) в тетрадимите.

По данным более 200 микрозондовых анализов пирита, галенита, сфалерита и халькопирита микропримеси не установлены.

Условия формирования рудных тел. По данным П. Ю. Рожкова (2001 г.), для кварца установлен широкий интервал температур гомогенизации включений – 150–445°C при средней модальной 300°C. Это характеризует Джугаджакское рудное поле как среднетемпературный объект. Углекислота во включениях не встречена.

Минеральные парагенезисы. По пространственно-временным отношениям минералов и минеральных агрегатов установлено, что руды формировались в три этапа, которым соответствуют три главных парагенезиса:

ранний (*карбонат-полисульфидный*), в который входят: магнетитовая, карбонат-полисульфидная, золото I-хлорит-серицитовая минеральные ассоциации;

средний (*золото-теллур-кварцевый*), представленный кварц-золото II-тетрадимит-теллуровисмутитовой ассоциацией;

поздний (*кварц-карбонат-полисульфидный*), сложенный кварц-карбонат-полисульфидной ассоциацией с золотом III, гесситом и петцитом (Савва и др., 1997; Фомина, 2011, 2013а) (табл. 8.11).

Продукты раннего этапа распространены на всей площади рудного поля в незначительных количествах, преимущественно в метабазах.

Состав рудных минералов (руднопроявление Джугаджак)

№ п/п	Весовые концентрации, %										Сумма	Формульные коэффициенты										
	Au	Ag	Te	Bi	Pb	Cu	Fe	S	Sb	Se		Au	Ag	Te	Bi	Pb	Cu	Fe	S	Sb	Se	
Гессит, Ag ₂ Te																						
1	0,10	61,90	37,70			0,20		0,10			100,00						1,97	1,01				
2	0,20	63,40	36,80					0,10			100,60						2,00	0,98				
3		63,20	37,30			0,10					100,60						1,99	0,99				
4		63,30	37,30	0,10							100,80						1,99	0,99				
5	0,70	63,60	37,20			0,10					100,70						1,99	0,98				
6	0,50	63,00	37,40								101,00						1,99	1,00				
7		62,60	38,00			0,10					100,80						1,97	1,01				
8	0,10	63,00	37,70			0,10					101,00						1,98	1,00				
Тетрадимит, Bi ₂ Te ₃																						
9		0,50	35,00	60,30		0,10		4,80			100,60							1,91	2,01		1,04	
10		0,20	36,20	59,40				5,00	0,10		101,00							1,95	1,95		1,07	
11		0,30	36,60	59,50				4,50			100,90							2,01	1,99		0,98	
12		0,60	35,90	59,50				4,60	0,10		100,70							1,96	1,99		1,00	
13		0,10	35,10	60,30				4,70			100,20							2,03	1,93		1,03	
14		0,10	36,30	58,00		0,30		5,00	0,20		99,80							1,91	1,96		1,07	
15		0,20	36,60	58,00		0,10		4,70	0,10		99,70							2,00	1,94		1,02	
16	0,10	0,10	35,50	59,10		0,10		4,70			99,50							1,96	1,99		1,03	
17		0,20	36,10	60,00		0,10		4,50			101,00							1,98	2,01		0,98	
18		0,20	36,60	59,40		0,20		4,70			101,10							1,98	1,97		1,01	
19		0,20	37,10	58,90				4,30			100,60							2,05	1,99		0,95	
20		0,20	35,70	59,20		0,10		4,60	0,10		99,90							1,97	1,99		1,01	
21		1,00	35,20	59,30				4,50			100,00							1,94	2,00		0,99	
22		0,40	36,70	59,90				4,60	0,10		100,70							1,99	1,98		0,99	
Петцит, AuAg ₃ Te ₂																						
23	35,00	41,90	29,80	0,10				0,10			106,90	1,33	2,90	1,74								
24	18,10	50,60	34,50	0,20				0,20			103,60	0,66	3,37	1,94								
25	32,00	43,60	30,70			0,10		0,20			106,50	1,20	2,98	1,77								
Теллуровисмутит, Bi ₂ Te ₃																						
26			52,90	46,30		0,10		0,10			99,40								3,23	1,73		
27		0,10	52,40	47,50		0,10		0,20			100,20								3,19	1,76		
28	0,10		52,40	47,60				0,10	0,20		100,40								2,95	1,98		

Примечание. Аналитик Д. Н. Михайлов, Самебах, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Таблица 8.11

Схема последовательности минералообразования рудопроявления Джугаджак

Минерал	Метаморфогенный этап	Плутоногенный этап	Вулканогенно-плутоногенный этап	Гипергенный этап
Жильно-метасоматические				
Эпидот			■	
Гидрослюды	■	■	□	
Хлорит	■	■	□	
Мусковит		□		
Актинолит		□		
Рутил	■			
Циркон	■	■		
Лейкоксен		■		
Биотит		□		
Кварц		■	□	
Кальцит	■		■	
Рудные				
Гематит			■	
Магнит	■			
Графит	□			
Ильменит	■			
Пирротин	■			
Пирит	□	□	■	
Галенит	■		■	
Сфалерит	■		■	
Халькопирит	■	□	■	
Борнит	□			
Гессит			■	
Риккардит		□		
Петцит			■	
Тетрадимит		■		
Теллуовисмутит		■		
Самородное Au	□	■	□	
Самородное Ag			□	
Самородная Cu	□			
Гипергенные				
Лимонит				■
Халькозин				■
Ковеллин				■
Ярозит				■
Теллурагы				■
Главные текстуры руд	Полосчатые, массивные, гнездово-вкрапленные	Прожилково-вкрапленные, коррозионные		Натечные, землистые, ячеистые
Минеральные парагенезисы	Hm + Mt - Ca + Gn + Sph + Chp - Au + Cu + Chl + Ser	Td + TeBi + Au - Py + Cph + Rk	Sph + Gn + Chp + Py - Ges + Pet + Au + Ag - Hm	

□ Редкие ■ Второстепенные ■ Распространенные

Минерализация среднего этапа распространена значительно шире, для него типоморфен золото-висмут-теллуридно-кварцевый тип минерализации.

Рудные тела кварц-карбонат-полисульфидного состава позднего этапа пересекают золото-кварц-теллуридные жилы среднего этапа и широко распространены на южном фланге рудного поля (Фомина, Савва, 2012; Фомина, 2013б).

Отнесение основных руд Джугаджакского рудного узла к раннепалеозойскому плутогенному этапу подтверждается своеобразным эпидот-хлорит-гематит-гидрослюдистым околорудным метасоматозом, высокой пробностью самородного золота – 880–970‰ (Савва и др., 1997; Фомина, 2011), низкими концентрациями Sb и As, что отличает их от мезозойских золото-редкометалльных проявлений, локализованных в вулканогенных месторождениях ОЧВП (Савва и др., 1997); а главное – преобладающим Au-Ag-Te-Bi парагенезисом (Фомина, 2005, 2013а) с существенной ролью минералов Bi, который является гранитогенным элементом (Форма..., 1969).

По преобладанию золото-теллуридно-висмутовых минералов рудопроявление Джугаджак отнесено к среднетемпературному золото-теллуридно-висмутовому минерально-геохимическому типу золото-кварцевой формации, связанному с раннепалеозойскими гранитоидами Абкитского плутона.

Возраст раннепалеозойского оруденения пока точно определить не удалось. Известная радиологическая датировка Rb-Sr методом рудоносных кварцевых жил с участков «Нодди» и «Пробный» (Политов и др., 2000 г.), выполненная Ю. П. Шергиной в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), – раннекарбоновая – $325 \pm 4,6$, близкая датам золото-серебряного оруденения Кубаки и Биркачана, что, по-видимому, отражает этап проявления среднепалеозойского магмо- и рудообразования и подтверждает общую полихронность золотого оруденения в рассмотренных рудных узлах.

В пользу раннепалеозойского возраста золото-висмут-теллуридной минерализации свидетельствуют и известные взаимоотношения продуктивных жил с палеозойскими дайками кварц-сиенит-порфиоров в пределах Анмандыканского рудного узла, которые рассекают кварцевые жилы с золото-теллуридной минерализацией (рис. 8.8).

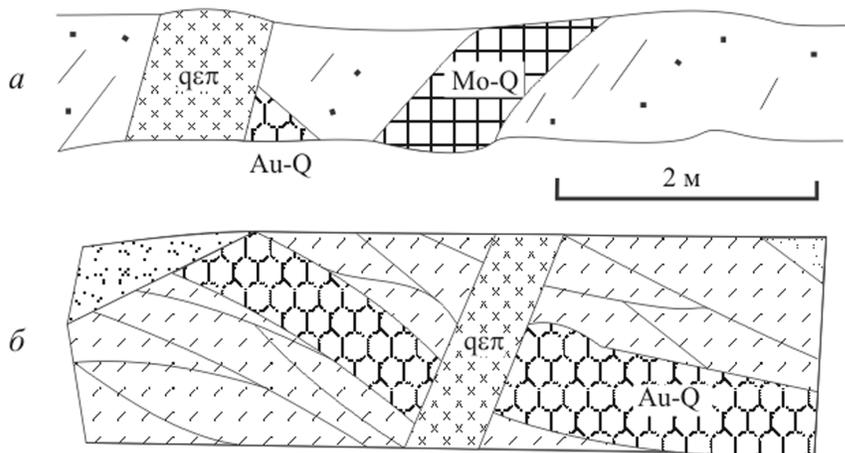


Рис. 8.8. Взаимоотношения кварцевых жил с дайками кварцевых сиенит-порфиоров карбона (?) (по данным А. В. Чайцына и др., 1989 г.): а – водораздел Нодди – Бокэс – северо-восточная стенка канавы 5; б – участок «Пробный» – стенка траншеи 11

8.3. Молибденовое оруденение

Распространено в Коаргычанской минерагенической зоне обычно в тех же рудных полях, что и золото-кварцевое. Оно представлено гидротермальной молибденит-кварцевой формацией жильного морфологического типа. Вмещающими породами для рудных тел являются дорифейские метаморфические образования, щелочные породы Анмандыканского и гранитоиды Коаргычанского массивов. В Гришинском, Батикском, Пробненском и Ноддинском золото-кварцевых рудных полях отмечаются полевошпат-молибденит-кварцевые жилы протяженностью до нескольких десятков метров (максимум 100–150 м) и мощностью до 2–3 м. Рудная минерализация представлена молибденитом, пиритом и халькопиритом. Сульфиды обычно концентрируются в жилах в виде гнезд или образуют редкую вкрапленность. Иногда халькопиритовая и молибденитовая минерализация отмечаются и в околожильном пространстве на расстоянии до 1–1,5 м от кварцевой жилы. Содержание молибдена и меди в них достигает 1% и более, золота – до 6 г/т.

8.4. Алюминиевые руды

Проявления глинозема связаны с нефелиновыми сиенитами анмандыканского комплекса. Основная часть этого вида минерального сырья представлена высокоглиноземистыми разностями щелочных пород второй-третьей фаз комплекса.

Вторая фаза – лейкократовые щелочные и апонифелиновые сиениты, третью фазу составляют слюдяные нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты. По химическому составу породы соответствуют щелочным и фельдшпатоидным сиенитам, характеризуются значительным содержанием щелочей и высокой глиноземистостью, принадлежат к калиевой серии. Рассматривая данные породы с точки зрения источников минерального сырья, можно выделить ряд рудопроявлений в пределах плутонов щелочных пород, из которых наиболее значимы проявление Молькаты и Анмандыканский массив.

Нефелиновые сиениты второй фазы Молькатского массива имеют площадь около 8 км², они образуют тела вытянутой, реже изометричной формы. Количество глинозема (по данным 4 анализов) 20,3–23,05%, кремнезема – 56,86–61,09, а оксидов калия и натрия – 13,21–14,65, оксида железа – 1,67–2,61. Ресурсы глинозема по Р₃ – около 150 млн т (Чайцын, 1989 г.). В **Анмандыканском массиве** многочисленные тела нефелиновых сиенитов концентрируются в приконтактной зоне массива. Ресурсы глинозема составляют около 300 млн т (Чайцын, 1989 г.), что соответствует крупному месторождению.

8.5. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение

Этот тип минерализации проявлен на правом берегу устьевой части руч. Кустики, правого притока р. Русская-Коркодонская. Участок рудопроявления сложен толщей известняков и доломитов с прослоями алевролитов ордовика, несогласно перекрытых риолитами и игнимбридами кедонской серии и прорванными небольшими телами и дайками биотитовых гранодиоритов и монцодиоритов булунского комплекса раннего

карбона. Впервые выделяемое здесь нами (Савва, 1995 г.) раннепалеозойское стратиформное свинцово-цинковое оруденение представлено редкой тонкорассеянной вкрапленностью галенита и сфалерита в неизменных ордовикских известняках. Штуфная проба, взятая из мощного обнажения на удалении 4 км от рудного поля в левом борту р. Коэчан, показала содержания Pb – 300, Zn – 200, Au – 0,65 г/т. Толща позалегавших известняков ордовикского возраста в обнажении высотой более 100 м имеет хорошую сохранность. На фоне красноватой выветрелой поверхности отчетливо видно мелкоракушечниковое строение (размер раковин в диаметре – 0,5–3 мм). Редкая рассеянная вкрапленность галенита и светло-желтого сфалерита (клейофана) заполняет центральную часть отдельных раковин либо приурочена к цементирующей массе, представляющей собой передробленный материал тех же раковин. Размеры вкрапленников 0,1–0,3 мм. Характерно, что по мере приближения к рудному полю среднепалеозойского месторождения Седое (описано в следующей главе) в известняках появляются признаки метаморфизма – гематитизация, прожилки и линзы кальцита, иногда с небольшими (1–3 мм) гнездами галенит-сфалеритового состава. Существование ордовикского этапа оруденения подтверждается и данными свинцовой изотопии. Возраст рудогенного свинца из галенитов самых «молодых» жил – 600 млн лет (Геология ..., 1993).

Глава 9. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

9.1. Металлогеническое районирование

Средний палеозой – время формирования кедонского вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа со своеобразной металлогенией, присущей в целом таким структурам и обусловленной, прежде всего, характером магматизма. Основным промышленно значимым полезным ископаемым для этого времени и такой геодинамической обстановки на рассматриваемой территории является золото и сопутствующее ему серебро (рис. 9.1).

Медное оруденение порфирового типа представлено незначительными проявлениями, поэтому при выделении минерагенических зон и рудных узлов основное значение придавалось именно структурной позиции оруденения благородных металлов. Анализ распределения месторождений, рудопроявлений и точек минерализации показал, что в общих чертах распространение оруденения имеет зональный характер и границами минерагенических зон в значительной степени являются границы структурно-формационных зон и подзон, а границами узлов – ограничения крупных вулканотектонических структур. Это позволило выделить на границе Кедонского поднятия и Ауланджинской зоны Верхне-Омолонскую *медно-молибден-золото-серебряную минерагеническую зону* северо-северо-восточного простирания, приуроченную к Верхне-Омолонскому глубинному разлому, который, в свою очередь, трассируется телами булунского комплекса. На участках выходов интрузивов булунского комплекса она характеризуется развитием среднепалеозойского оруденения медно-порфирового типа с молибденом, предположительно сопровождающегося золото-сульфидно-кварцевым оруденением с серебром. В меловую эпоху минерагеническое значение зоны сохраняется с изменением преобладающего профиля оруденения на медно-молибден-порфировый с золотом и серебром. В ней же выделены Загороннинская рудная зона и Халалинский рудный узел. Западнее ее располагается северо-северо-восточная *Анмандыканская серебро-золотая минерагеническая зона*, охватывающая одноименную структурно-формационную подзону. Она отличается широким развитием эпитермального золото-серебряного оруденения, связанного с заключительными этапами формирования вулканитов кедонской серии. Анмандыканской минерагенической зоне принадлежат Гурникский, Спокойненский и Захаренковский рудные узлы, охватывающие крупные вулканотектонические депрессии и вмещающие главные промышленные месторождения золота. Еще западнее находится *Кедон-Омолонская золото-серебряная минерагеническая зона* в одноименной структурно-формационной подзоне. Она ограничивается скрытыми глубинными Коаргычанским и Конгинским разломами. В ее краевых частях обнажаются выступы пород основания кедонского комплекса, в которых в терригенно-карбонатных слоях рифея и ордовика, прорванных палеозойскими интрузиями, под экранами вулканитов кедонской серии формировались золотоносные джаспероиды, а в перекрывающих их вулканитах – золото-серебряные эпитермальные руды.

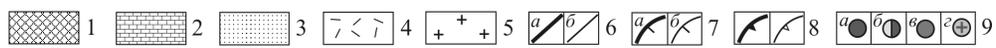
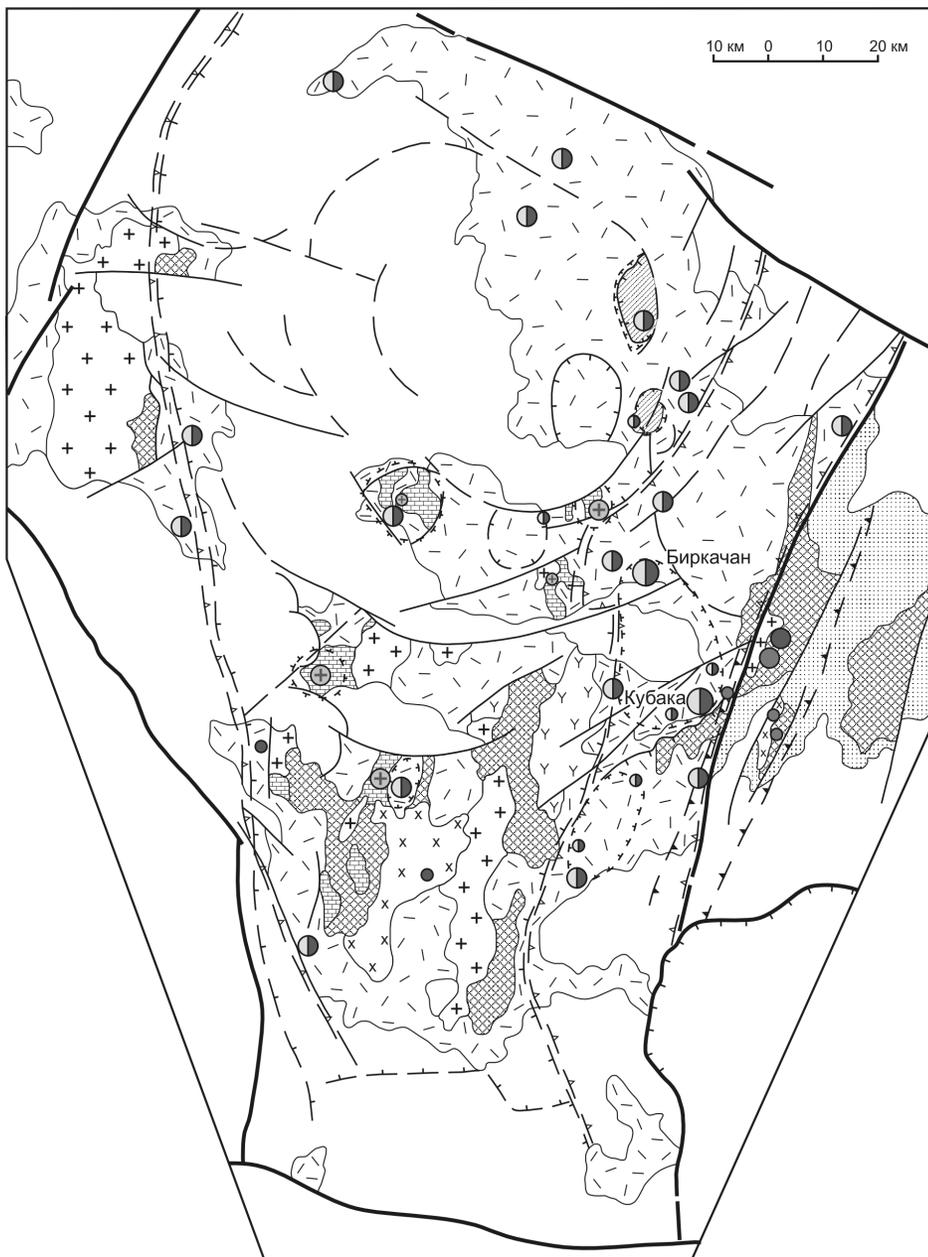


Рис. 9.1. Рудоносность среднего палеозоя юга Омолонского массива: 1 – выступы архея; 2 – породы рифея – раннего палеозоя; 3 – осадочные породы среднего палеозоя; 4 – вулканиты Кедонского пояса; 5 – интрузивы гранитного состава; 6 – разломы: *a* – главные, *б* – второстепенные; 7 – надвиги главные (*a*) и второстепенные (*б*); 8 – контуры металлогенических зон; 9 – проявления рудной минерализации: золото-сульфидно-кварцевой (*a*), золото-серебряной (*б*), медно-порфировой (*в*) и золотоносных джаспероидов (*з*)

Такая закономерность отмечается для Иннягского рудного узла (Иннягская вулcano-тектоническая просадка, ограниченная выступами пород основания), Ущельнинского рудного узла (Юнинская просадка, осложняющая Ущельнинское интрузивно-купольное поднятие); Мраченской рудной зоны (Кустикское и Рифовское рудные поля в интрузивно-купольных поднятиях) (см. рис. 9.14 на стр. 205). Золото-серебряное оруденение, выявленное в минерагенической зоне, характеризуется золото-серебряным типом (отношение золота к серебру преимущественно 1:20), в отличие от Анмандыканской минерагенической зоны с золотым типом золото-серебряной формации. Джаспероидам также присуща высокая сереброносность. Таким образом, в размещении типов оруденения отмечаются элементы поперечной горизонтальной зональности (в современных координатах) от медно-порфирового на востоке через эпitherмальное золото-серебряное золотого типа к золотоносным джаспероидам и золото-серебряному оруденению серебряного типа на западе. Такая зональность, соответствующая зональности магматизма, свидетельствует о нахождении палеозоны субдукции на востоке с ее падением под структуры микроконтинента на запад в современных координатах.

В качестве основных факторов при выделении рудных узлов мы приняли раннекаменноугольный возраст вулканогенного золото-серебряного оруденения и связь его с вулcano-тектоническими структурами, сформированными в этот этап. На раннекаменноугольный возраст оруденения указывает положение рудных тел и околорудных метасоматитов в разрезе кедонских вулканитов (осадочно-вулканогенная гурникская толща позднедевонского – раннекаменноугольного возраста) и данные изотопной геохронологии. В ходе геологического доизучения в Южно-Омолонском районе в Анмандыканской СФЗ были закартированы две крупные, слегка вытянутые в субмеридиональном направлении, депрессии. Одна на севере – Гурникская (рис. 9.2), другая на юге – Экальская. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения риолитовой фазы (гурникская толща) в пределах депрессий имеют общее центриклинальное залегание с углами от 5–10 до 25–30°. Лишь на месторождении Кубака залегание нарушено более поздними взбросо-надвиговыми дислокациями. К краевым частям депрессии приурочены экстрезивные и субвулканические тела метасоматически измененных трахириолитов или трахириодацитов (реже трахидацитов), вмещающих золотую минерализацию. Отчетливо наблюдается приуроченность золото-серебряного оруденения к периферии депрессий (месторождения Кубака и Биркачан, рудопроявления Лабазный, Магнитный, Мышиный, многочисленные пункты минерализации – Гурникская депрессия; проявления Елочка, Бакчар, Дикий – Экальская депрессия). Такая приуроченность оруденения к периферии депрессий не случайна, их краевые части были наиболее проницаемыми для вулканогенных флюидов из-за большей тектонической нарушенности и меньшей мощности вулканитов. Интересно, что по краям Гурникской депрессии концентрируются и россыпные месторождения (Магнитный, Выстрел, Мизинец, Сомнительный) и проявления золота. Все изложенное позволяет считать, что структурными ограничениями рудных узлов, для которых характерно золото-серебряное вулканогенное оруденение, служат именно границы депрессий, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями позднедевонско-раннекаменноугольного возраста (гурникская и фрамская толщи).

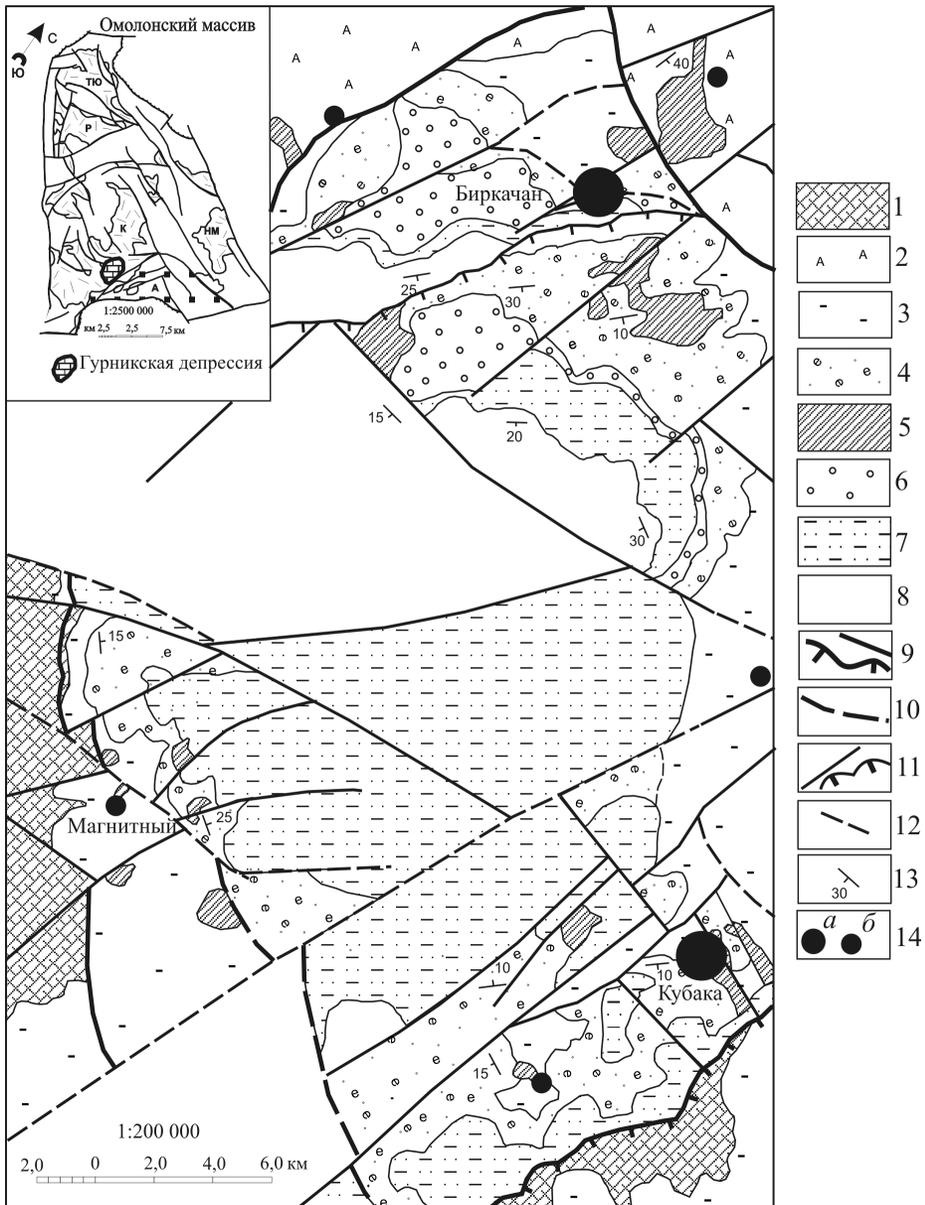


Рис. 9.2. Геологическое строение Гуринской депрессии: 1 – выступы докембрийского основания вулcano-плутонического пояса; 2 – игнимбриты кислого состава очакчанской толщи; 3 – вулканиты среднего состава кубакинской толщи; 4 – вулканиты кислого состава и вулканогенно-осадочные породы гуринской толщи; 5 – субвулканические массивы кедонского комплекса; 6 – вулканогенная моласса бургалийской свиты; 7 – терригенные отложения корбинской свиты; 8 – пермско-мезозойские карбонатно-терригенные осадки; 9–12 – разломы: основные, ограничивающие депрессию установленные, в том числе надвиги (9), предполагаемые (10), пересекающие депрессию установленные (11), предполагаемые (12); 13 – элементы залегания слоев; 14 – месторождения (а) и рудопроявления (б) золото-серебряной формации

Формирование рудных полей в узлах также контролируется участками максимальной тектонической нарушенности и проницаемости. Как правило, к зонам разломов, а особенно к узлам их пересечения, приурочены экструзивные и субвулканические тела риолитов и дацитов, формирующих локальные вулкано-купольные структуры, с которыми связано золото-серебряное оруденение. В позднемезозойский этап большинство этих зон подновлялось либо затушевывалось более молодыми движениями. Влияние подобных преобразований можно видеть на месторождении Кубака и на проявлениях Магнитный и Биркачан.

Как следует из изложенного, для среднего палеозоя характерно формирование оруденения разных типов: эпитермального золото-серебряного, золотоносных джаспериодов, медно-молибден-порфирирового и др.

9.2. Золото-серебряное эпитермальное вулканогенное оруденение (золото-серебряная формация)

Этот тип оруденения широко проявлен на Омолонском массиве. На описываемой территории по соотношению Au и Ag он разделяется на два типа: золотой ($Au : Ag = 1:1 - 1:5$) и золото-серебряный ($Au : Ag = 1:10 - 1:20$ и более). Месторождения и рудопроявления первого типа характерны для Анмандыканской сейсмофокальной зоны (СФЗ) и минерагенической зоны (Кубака, Биркачан, Магнитный, Елочка, Бургали и др.), второго типа – распространены преимущественно в Абкитской (Вулкан) или Кедон-Омолонской (Юный, Инняга, Рыжик) СФЗ. Это близповерхностное вулканогенное оруденение, связанное с формированием Кедонской вулкано-плутонической ассоциации (КВПА), ее завершающих фаз. Руды представлены типичными гидротермальными телами жильного и прожилково-жильного морфологического типа, обычно сопровождающимися ореолом рудоносных метасоматитов различной мощности. Рудные тела месторождений локализуются среди вулканитов кедонской серии или в сопровождающих их субвулканических телах (чаще всего в покровах гурникской или фрамской толщи или синхронных с их формированием экструзиях и субвулканах кислого состава: Кубака, Биркачан, Юный, Бургали и др.), иногда в подстилающих их трахиандезитах кубакинской (Магнитный, Елочка, Мышиный) или игнимбритах ледниковской (Инняга) толщи. Причем в последних случаях размах оруденения значительно ниже как следствие их большей денудации и более глубокого эрозионного среза (рис. 9.3).

Таким образом, оценка позиции золото-серебряного оруденения относительно вмещающих его толщ уже дает информацию о возможной глубине его распространения в пределах каждого конкретного проявления. Этот тезис полностью подтвердился на месторождении Биркачан. Структурно оруденение приурочено к локальным вулканоструктурам; обычно это краевые части крупных просядок (депрессийного этапа развития), осложненные экструзивно-купольными поднятиями или вулканическими куполами, в ядерной части которых обнажаются субвулканические тела кислого состава (Кубака, Биркачан, Юный, Бургали, Магнитный и др.).

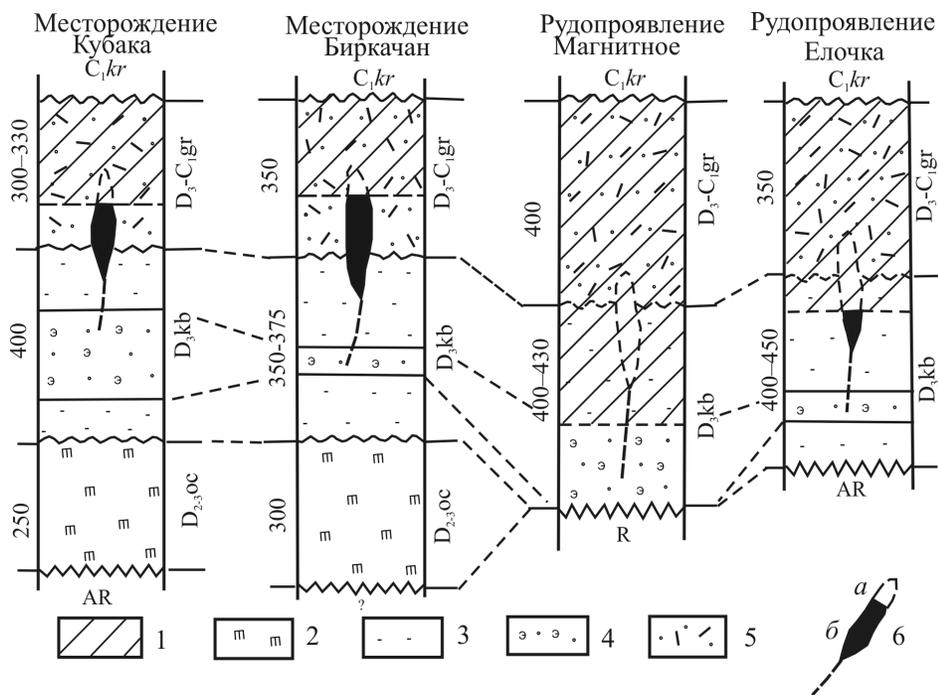


Рис. 9.3. Положение рудных тел в разрезе кедонской серии на месторождениях золото-серебряной формации: 1 – эродированная часть разреза кедонской серии; 2 – игнимбриды очакчанской толщи; 3, 4 – кубакинская толща, трахиандезиты и их туфы (3), туфы кислого состава и вулканогенно-осадочные породы (4); 5 – гурникская толща, лавы и туфы кислого состава, вулканогенно-осадочные породы; 6 – рудные тела: а – эродированная часть; б – сохранившаяся в недрах

По петрохимическим характеристикам сопутствующие оруденению субвулканические и экструзивные породы обычно относятся к кислым ($\text{SiO}_2 = 69\text{--}78$) разностям с нормальной или умеренной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\text{--}8,5$) калиевого или калиево-натриевого ряда, что типично для Кубаки, Биркачана, Юного (табл. 9.1). Для полей с проявленным золото-серебряным оруденением (золотой тип) характерно развитие дифференцированного вулканизма (от среднего до кислого) умеренно-щелочного типа, с преобладанием оксида калия над оксидом натрия. По данным И. Н. Котляра (1994 г.), «трахиандезит-риолитовые комплексы, в ассоциации с которыми следует ожидать руды золотого геохимического типа, вероятнее всего, будут возникать в областях со зрелой континентальной корой над зонами сверхглубинных наклонных разломов, обеспечивающих высокую щелочность, калиевость и водонасыщенность трансмагматического флюида».

Вмещающие породы метасоматически изменены. Метасоматические изменения включают в себя дорудную площадную низко-среднетемпературную пропилизацию и наложенную на нее дорудную аргиллизацию. Кварц-серицит-гидрослюдистые и адуляр-кварцевые метасоматиты являются околорудными и не образуют больших полей.

Таблица 9.1

Химические анализы субвулканических тел кислого состава, сопровождающих и вмещающих золото-серебряное оруденение

Месторождение, проявление	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Порода	Автор
Кубака	69,0	0,36	15,3	4,1	0,08	0,78	2,54	3,3	4,35		Риодацит	И. Н. Котляр
	73,1	0,31	15,1	2,93	0,05	0,55	1,23	2,7	4,01		Риолит	И. Н. Котляр
	75,7	0,14	13,8	1,89	0,04	0,17	0,51	3,9	3,85		То же	И. Н. Котляр
Биржачан	70,93	0,3	15,1	1,77	0,03	0,22	0,98	2,6	6,16	0,04	Трахиродацит	И. Н. Котляр
	69,34	0,24	15,8	3,37	0,08	0,5	0,43	4,55	5,1	0,08	То же	В. Н. Шамин
	73,58	0,24	13,1	3,66	0,12	0,39	1,2	2,52	3,55	0,1	Риолит	В. Н. Шамин
Юный	74,73	0,18	14,15	0,93	0,00	0,00	0,00	3,67	5,13	0,04	Трахирриолит	И. Н. Котляр
	76,44	0,16	13,08	1,28	0,02	0,50	0,00	1,98	5,02	0,05	Риолит	И. Н. Котляр
	78,55	0,08	11,35	0,82	0,00	0,00	0,00	1,42	6,94	0,00	Трахирриолит	И. Н. Котляр
Магнитный	78,62	0,08	11,19	1,10	0,00	0,00	0,00	2,78	4,91	0,00	Риолит	И. Н. Котляр
	76	0,2	10,8	1,21	0,01	0,48	2,7	0,58	4,34	0,02	Эруптивная брекчия риолита	В. Н. Егоров
	75,72	0,2	12,2	2,38	0,02	0,26	0,42	2,4	5,07	0,04	Риолит	В. Н. Егоров
	71,15	0,3	14,7	2,5	0,05	0,41	0,92	3,63	4,26	0,05	Трахирриодацит	В. Н. Егоров

На месторождении Биркачан, по данным С. Ф. Стружкова (2001 г.), распространена синрудная березитизация.

Руды убогосульфидные с содержанием сульфидов не более 1%. Типичный состав руд приведен в табл. 9.2.

Таблица 9.2

Сравнительная характеристика палеозойских месторождений Au-Ag формации Южно-Омолонского рудного района (Савва, 2015)

Месторождение	Вмещающие толщи	Au:Ag	Средняя пробытность, %	Сульфидность руд, %	Минеральная ассоциация
Золотая субформация (отношение золота к серебру 1:1 – 1:5)					
Кубака	Андезиты кедонской серии (D ₃ -C ₁) и риолиты (K ₁)	4:1–1:1	250–750	Менее 0,5	1. Кварц-адуляр-штернберgit-электрум 2. Кварц-адуляр-фрейберgit-селениды серебра-электрум-кюстелит-самородное серебро
Биркачан	Силлы и субвулканы риолитов гурникской и кедонской свит (D ₃ -C ₁)	1:5	450–800	1–2	Кварц-адуляр-пирит-селениды серебра-селеностефанит-электрум
Магнитный	Андезиты и трахидациты (D ₃)	1:1	250–750	2–3	Кварц-адуляр-арсенопирит-гематит-фрейберgit-электрум
Бургали	Андезибазальты и трахидациты (D _{2,3}), дайки диоритов (C ₁)	1:5	350–750	1–2	Кварц-адуляр-полибазит-Te и Au содержащий ютенбогаардит-висмутин-электрум
Золото-серебряная субформация (отношение золота к серебру 1:10–20)					
Юный	Риолиты и туфы риолитов (D _{2,3})	1:20	250–650	3–5	Кварц-адуляр-пирит-галенит-петровскит-акантит-ютенбогаардит-электрум
Инняга	Риолиты (D _{2,3})	1:10	748–793	3–5	Кварц-адуляр-кальцит-хлорит-пирит-халькопирит-гематит-акантит-электрум
Дубль	Лавы и туфы андезитов (D _{2,3})	1:30	561–750	3–5	Кварц-адуляр-барит-галенит-фрейберgit-гессит-электрум

Месторождение Кубака – одно из крупнейших золото-серебряных месторождений не только юго-восточной части Омолонского массива, но и всего Северо-Востока России в целом. Его характеристике посвящено много публикаций (Савва, Ворцелпнев, 1990; Котляр и др., 1990 г.; Сидоров и др., 1994 г., Степанов и др., 1994 г.; Яранцева, 1994; Степанов, Шишакова, 1994; Геодинамика..., 2006; Савва и др., 2007). Оно от-

крыто геологом Н. А. Усачевым в 1983 г., эксплуатируется с 1998 г. и в настоящее время практически отработано, за исключением Цокольной зоны, где еще продолжают добычные работы. Месторождение расположено в бассейне р. Правая Ауланджа (лев. приток р. Омолон) и приурочено к южной части Кедонского тектонического блока.

Региональная позиция рудного узла определяется пересечением Ольча-Кубакинской и Южно-Омолонской структур с Гижиго-Омолонским региональным разломом. Этому узлу, по данным В. А. Степанова и Л. Н. Шишаковой (1994), отвечает положительная аномалия поля силы тяжести размером 30×60 км, к которой с запада примыкает небольшая отрицательная аномалия овальной формы. Структура рудного поля, по И. Н. Котляру (рис. 9.4), представляет собой кальдеру обрушения, претерпевшую резургентное куполообразование при внедрении субвулканических рудовмещающих трахидацитов (Котляр и др., 1988). Кальдера выполнена эффузивными и вулканомиктовыми образованиями кубакинской толщи и прорывающими их субвулканическими трахидацитами, трахириодацитами и риолитами, вмещающими рудные тела (Котляр и др., 2001). Залегаящие во внешнем обрамлении кольцевого разлома кремнистые толщи – полосчатые туффиты, полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты круто наклонены к центру структуры под углами 60–80°. Величина вертикального смещения (обрушения), по данным буровых работ, оценивается в 450–500 м. Депрессия заполнена лавами дацитов, переслаивающимися с вулканомиктовыми отложениями (табл. 9.3).

Рудные тела приурочены к трахидацитовому субвулкану. Среди морфологических типов рудных тел преобладают жилы выполнения и зоны штокверкового типа. Простираение жил субширотное, мощность жил невыдержанная по простиранию с раздувами до 20 м и пережимами до 10 см, в среднем 1–10 м. Серия рудных жил протягивается на 2 км. По падению рудные тела и серии жил образуют пучки, сходящиеся в одну жилу. Размах оруденения не превышает 300 м. Формирование кальдеры обрушения, сопряженное с беспокойной тектонической обстановкой, отразилось в текстурном рисунке руд, где широко развиты брекчии с контрастно различными размерами обломков, интенсивно перемешанными и смещенными, с колломорфно-полосчатым и кокардовым их обрастанием жильными минералами.

Наиболее интересной в промышленном отношении является Центральная рудная зона (помимо нее в состав месторождения входят зоны Северная и Южная), прослеженные на расстояние более 2 км (промышленный контур 1,5 км) и более 500 м по вертикали при ширине 150–200 м (Степанов, Шишакова, 1994). Рудная зона разбита поперечными разломами на четыре незначительно смещенных (20–100 м) блока (правобокковыми сдвигами). В Центральной зоне установлено 18 кулисно расположенных рудных тел, разведанных скважинами и тремя горизонтами штолен. Известны пострудные дайки умеренно-щелочных долеритов. Строение рудных жил сложное, часто отмечается брекчирование и будинирование вмещающих пород (рис. 9.5). Рудные тела сопровождаются околожильными изменениями адуляр-серицит-кварцевого состава.

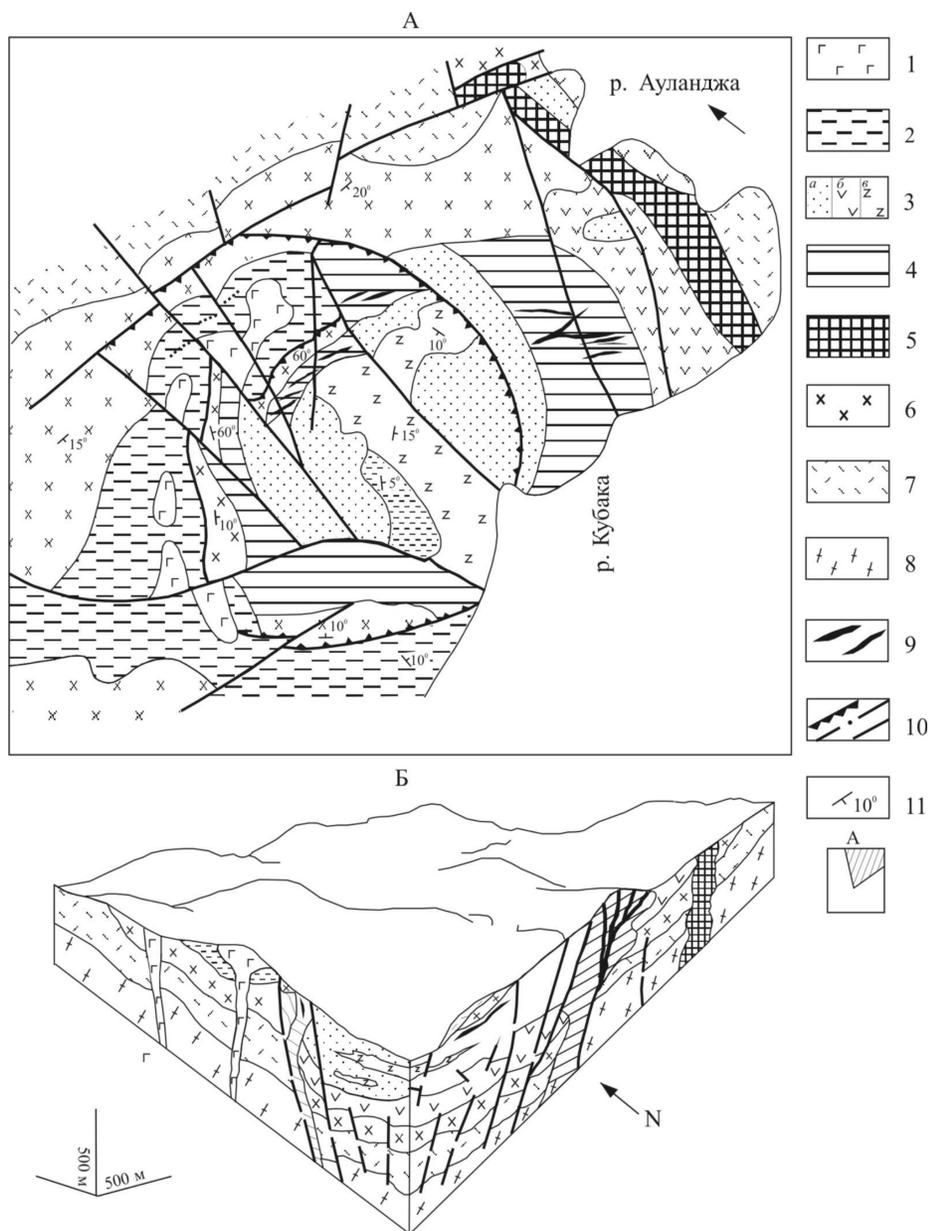


Рис. 9.4. Геолого-структурная схема рудного поля Кубака (А) и блок-диаграмма (Б) Кубакинской кальдеры по И. Н. Котляру, Н. Е. Савве (Очерки..., 1994): 1, 2 – посткальдерный комплекс: 1 – поздняя юра – ранний мел, щелочные габброиды; 2 – нижний – средний карбон, корбинская свита, углисто-глинистые сланцы, алевролиты; 3–5 – кальдерный комплекс, ранний карбон. Стратифицированные образования: 3 – кубакинская толща (вулканомиктовые породы (а), трахиандезиты-трахиты, латиты, кварцевые латиты (б), трахидациты, риодациты (в)). Субвулканические образования: 4 – трахидациты; 5 – риолиты; 6–8 – докальдерный комплекс: 6 – кедонская серия – ранний карбон, толща тефроидов риолитов, 7 – средний – поздний девон, очакчанская толща, туфы и игнимбриты риолитов; 8 – архей – гнейсы, плаггиогнейсы, амфиболиты; 9 – рудные тела; 10 – тектонические нарушения; 11 – элементы залегания пород

Литология и стратиграфия пород, слагающих Кубакинское рудное поле
(Степанов, Шишакова, 1994)

Стратигр. подразделение	Стратифицированные толщи	Литологический состав		Мощность, м
Q	Нерасчлененные современные аллювиальные осадки	Пески, глины, галечники, гравий		5–10
C ₁ krb	Корбинская свита			100–140
	Терригенные образования	Углисто-глинистые сланцы с отпечатками флоры, алевролиты, прослой песчаников		
D _{2,3} kd	Кедонская серия			530
	Кубакинская свита	Верхняя пачка Туфы кислого состава, туфогравелиты, туфоконгломераты	140 м	
		Средняя пачка Туфопесчаники, мелкообломочные туфы	240 м	
		Нижняя пачка Туфоконгломераты, игнимбриты, лавы кислого состава	150 м	
Очакчанская свита	Кристаллокластические игнимбриты риолитового и риодацитового состава с прослоями туфов и алевролитов		Более 200	
AR	Метаморфические образования	Амфибол-биотитовые и гранатсодержащие гранитогнейсы с прослоями кварцитов и амфиболитов		500

По составу и строению рудные жилы обычны для эпитермальных золото-серебряных месторождений: каркасные и колломорфно-полосчатые текстуры, халцедоновидный кварц и адуляр, карбонаты, барит, флюорит.

Рудные тела сопровождаются околожилными изменениями адуляр-серицит-кварцевого состава. По составу и строению рудные жилы обычны для эпитермальных золото-серебряных месторождений: каркасные и колломорфно-полосчатые текстуры, халцедоновидный кварц и адуляр, карбонаты, барит, флюорит.

Средние содержания золота и серебра по отдельным рудным телам Центральной зоны колеблются в пределах 11–33 и 13,7–28,8 г/т, соответственно, при соотношениях 1:1. Северная и Южная зоны имеют небольшую протяженность – 600–1200 м и сложены жилами, выполняющими системы трещин скола и отрыва. В составе Северной зоны было выявлено 6 рудных тел, из которых наибольший интерес представляет рудное тело 4 – адуляр-кварцевая жила средней мощностью 2,6 м с очень высокими средними содержаниями золота – 168,4 г/т.

Оруденение имеет ярко выраженный бананцевый характер, к столбам приурочено 80–90% руд с содержанием более 30 г/т (Макурин и др., 1993 г.). При этом более 50% рудных столбов составляют руды со средними содержаниями от 66,6 до 162,0 г/т.

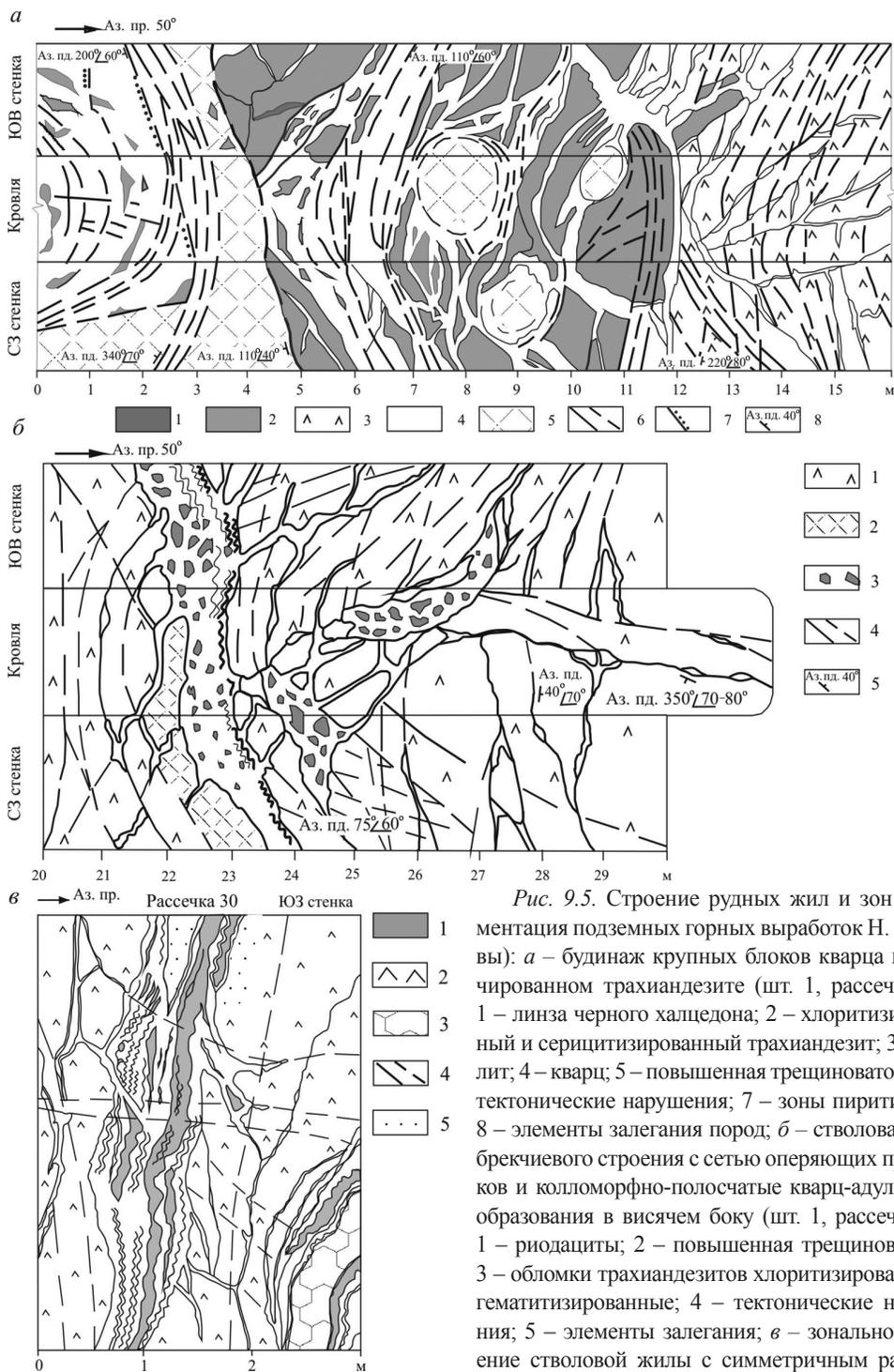


Рис. 9.5. Строение рудных жил и зон (документация подземных горных выработок Н. Е. Саввы): *а* – будинаж крупных блоков кварца в брекчированном трахиандезите (шт. 1, рассечка 26): 1 – линза черного халцедона; 2 – хлоритизированный и серицитизированный трахиандезит; 3 – риолит; 4 – кварц; 5 – повышенная трещиноватость; 6 – тектонические нарушения; 7 – зоны пиритизации; 8 – элементы залегания пород; *б* – стволовая жила брекчиевого строения с сетью оперяющих прожилков и колломорфно-полосчатые кварца-адуляровые образования в висячем боку (шт. 1, рассечка 36): 1 – риодациты; 2 – повышенная трещиноватость; 3 – обломки трахиандезитов хлоритизированные и гематитизированные; 4 – тектонические нарушения; 5 – элементы залегания; *в* – зональное строение стволовой жилы с симметричным расположением колломорфно-полосчатых золотоносных агрегатов кварца (шт. 1, рассечка 30, ЮЗ стенка): 1 – черный халцедон с пылью углистого вещества; 2 – трахиандезит; 3 – блоковая трещиноватость в кварце; 4 – тектонические нарушения; 5 – омарганцевание

Запасы месторождения 96,1 т золота и 101,5 т серебра при средних 20,2 и 21,3 г/т соответственно. Вертикальный размах оруденения 200–250 м. Средняя мощность рудных тел составила 12 м. Из недр Кубаки извлечено более 150 т золота. В настоящее время там работает АО «Полиметалл», обрабатывается Цокольная рудная зона.

Метасоматические изменения вмещающих пород проявлены в гематитизации, биотитизации, мощной альбитизации (вплоть до моноальбитов), а также линейные поля адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов (Ермилова, 1991). На периферии этих полей отмечается флюорит. Отличительной чертой метасоматических преобразований является интенсивная «фоновая» гематитизация, проявляющаяся в полях красноцветных пород. Вдоль тектонических трещин и по периферии рудных тел они сменяются зеленоцветными – хлоритизированными и биотитизированными породами. Во внешней зоне таких зеленоцветных пород гематит замещается пиритом с увеличением количества кварца, серицита, альбита, хлорита. Наиболее продуктивными на золото-серебряное оруденение являются адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты.

Возраст оруденения. Детальный анализ возрастных особенностей оруденения приведен в работе И. Н. Котляра с соавторами (2001). В ней на обширном фактическом материале изотопно-геохронологических исследований констатируется, что возраст руд месторождения Кубака составляет 335 ± 5 – 337 ± 8 млн лет, т. е. визейский век раннего карбона. При этом отмечено, что в позднем палеозое – мезозое руды подвергались неоднократным термальным воздействиям, приведшим к нарушению изотопных систем и возникновению молодых **К-Аг** и **Аг-Аг датировок**. **Время повторного включения** изотопных часов по рудным образованиям определяется в широком интервале от 212 до 110 млн лет (Иванов и др., 1994) и вызывает острые дискуссии. Тем не менее, рассматривая минералогические особенности руд, можно допустить их полихронное формирование. В пользу такого предположения говорят следующие факты: наличие серии мощных (2–3 м) жил в шт. 1, расщелки 21–39, сложенных кварц-адуляр-халцедоновым агрегатом с преобладанием серебро-селенидных и блеклорудных парагенезисов; золото-серебряное отношение в них составляет 1:50; развитие белого крупнокристаллического адуляра (до 15 мм по диагонали), существенно отличающегося от розового мелкозернистого адуляра Центральной рудной зоны. Возраст белого адуляра по **К-Аг** 110–130 млн лет (Иванов и др., 1994). **Кроме перечисленного, для этого оруденения** характерны повышенное количество пирита и халькопирита в метасоматитах, а также ассоциация кюстелита с тонкоигольчатым арсенопиритом. Приведенные факты позволяют говорить о проявлении на месторождении самостоятельного мезозойского этапа минерализации, связанного с магматизмом ОЧВП.

Минеральный состав руд. В рудах месторождения установлено более 50 гипогенных минералов (табл. 9.4), но лишь четыре из них составляют более 99% от рудной массы – это кварц (в том числе халцедон и халцедоновидный кварц), адуляр, самородное золото (в том числе электрум), карбонаты. Остальные минералы – пирит, сфалерит, арсенопирит, фрейбергит, акантит, агвиларит, науманнит, самородное серебро, аргентопирит и др. интенсивно проявлены только на восточном фланге рудного поля. Можно отметить также высокое содержание флюорита, характерное для рудного тела 8, тогда как в остальных рудных телах он встречается редко.

Минеральный состав руд месторождения Кубака по степени распространенности

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Биотит Гидрослюда Кварц Халцедон Адуляр Кальцит	Хлорит Флюорит Барит Манганокальцит	Альбит Эпидот Пренит* Доломит Витерит Гипс Целестин*
Рудные	Самородное золото Самородное серебро Электрум Кюстелит Гематит	Халькопирит Галенит Арсенопирит Фрейбергит Марказит	Сфалерит Аргентопирит Штернбергит Сульфиды Au-Ag Геффруаит Селенистый стефанит Агвиларит Науманнит Магнетит Пирротин Гессит* Алтаит* Полибазит* Штроейерит* Самородные Fe, Sn, Cu* Стисаит* Графит*
Гипергенные	Гидроксиды железа	Ярозит Пирролизит Манганит Халькозин	Ковеллин Гидрогематит Малахит Азурит

Примечание. Таблица составлена по данным Н. Е. Саввы, звездочкой обозначены минералы, установленные В. А. Степановым и Л. Н. Шишаковой (1994).

Среди минералогических редкостей следует отметить присутствующие в рудах минеральные фазы, по составу и оптическим свойствам и рентгенограммам отнесенные нами (Савва, Ворцепнев, 1990) к группе золото-серебряных сульфидов, но сильно варьирующих по содержаниям серы. По оптическим свойствам эти фазы существенно отличаются друг от друга. Под микроскопом имеют серый цвет, слабо анизотропны, ассоциируют с самородным золотом, образуя в нем включения шестиугольных очертаний размером от 50 до 200 мкм. Распределение в этих фазах Au, Ag, S по площади изучено в характеристических рентгеновских лучах (рис. 9.6).

В двухэтапном процессе рудообразования (табл. 9.5) можно выделить несколько типов руд. Собственно среднепалеозойские руды (*ранний этап* – 300–330 млн лет) представлены тремя типами: золото-халцедоновым, адуляр-кварцевым и барит-флюоритовым (Савва и др., 2007).

Золото-халцедоновый тип – руды, сложенные коллоидными кремнеземом и золотом. Отдельные сгустки, коагуляты коллоидного золота удается увидеть под микроскопом.

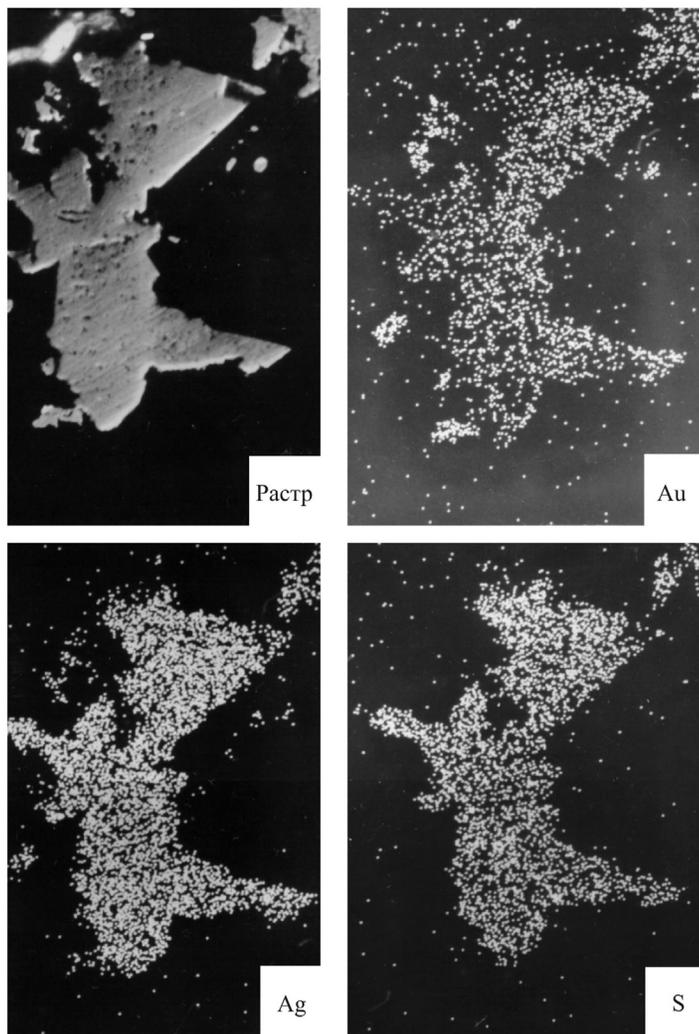


Рис. 9.6. Обособление Au-Ag сульфида в характеристическом излучении Au, Ag, S. Месторождение Кубака

Примечание. Аншлиф, ув. 320. Аналитик Е. М. Горячева, Camebax, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Это, как правило, ксеноморфные образования размером до 200 мкм, темно-коричневого цвета с мелкими округлыми зародышевыми кристаллами электрума и кюстелита. Вокруг хлопьевидных частиц коллоидного золота формируются халцедоновые сферы. Чаще коллоидное золото микроскопически не наблюдается и определяется только аналитическими методами, причем тонкорассеянное коллоидное золото окрашивает халцедон в розовые и зеленые тона.

Адуляр-кварцевый тип – обычный для эпитермальных золото-серебряных месторождений. Минералы этих руд цементируют обломки раннего халцедонового агрегата, при этом происходит укрупнение и раскристаллизация самородного золота с одновре-

Схема последовательности образования минеральных парагенезисов
месторождения Кубака

Основные минералы	Этап минерализации			
	палеозойский		мезозойский	неоген-четвертичный
	1-я стадия	2-я стадия		
Биотит	=====			
Гидролюда	=====		=====	
Хлорит	=====		=====	
Адуляр	=====		=====	
Кварц	=====		=====	
Халцедон	=====		=====	
Флюорит		=====		
Карбонаты		=====		
Барит		=====		
Гематит	=====			
Халькопирит	-----		=====	
Галенит	-----		=====	
Арсенопирит			=====	
Сфалерит			=====	
Сульфиды Au-Ag	=====			
Фрейбергит			=====	
Самородное Au	=====	=====		
Электрум	=====		=====	
Кюстелит	=====		=====	
Колчеданы Ag	-----			
Селениды Ag			=====	
Самородное Ag			=====	
Теллуриды Au-Ag	-----			
Ярозит				=====
Пирролизит				=====
Гидрогематит				=====
<i>Важнейшие текстуры</i>	Колломорфные, брекчиевые	Кокардовые, прожилковые, брекчиевые	Колломорфные, каркасно-пластинчатые	Пятнистые, пористые, пленочные
<i>Температуры минералообразования по гомогенизации флюидных включений</i>	280–250°C	210–180°C	250–100°C	+ 40°C - 40°C

Примечание. Толщина линий отражает степень распространенности минерала.

менным повышением его пробыности и отложением в очень незначительном объеме и широком видовом спектре других рудных минералов (группа редко встречающихся). В основном это железные и медные колчеданы Ag – **аргентопирит, штернбергит, штро-мейерит**. Сульфиды по составу характеризуются резким дефицитом S, которая нередко компенсируется Se, **реже As**. **Режим минералообразования в целом также резко гради-ентный**. Этим рудам присущи низкая сульфидность, широкое развитие тонких рудных минеральных смесей и сильная неоднородность состава минералов.

Барит-флюоритовый тип руд проявлен неравномерно и не везде. Как уже отмеча-лось, наиболее интенсивно он развит в рудном теле 8, расположенном в северном эн-

доконтакте субвулкана и на Цокольном участке (южный эндоконтакт). Этот тип руд приурочен к внешнему обрамлению субвулканического тела и продуктивен только на отдельных участках с небольшим обогащением самородным золотом. Кроме того, на участке наложения флюоритовой минерализации на кварц-адуляровую отмечена самая высокая для месторождения пробность золота – 890%. Структурным травлением в нем выявляются признаки гипогенных преобразований.

Для позднемезозойского этапа (110–130 млн лет) характерны два типа руд: кварц-адуляровый и карбонатный. Кварц-адуляровый тип с золото-серебро-селенидной рудной минерализацией интенсивно проявлен на северо-восточном фланге рудного поля. Для него характерен белый крупнокристаллический адуляр (до 15 мм по длинной диагонали), заметные скопления в виде черных оторочек (мощностью до 5 мм) акантита, агвиларита, самородного серебра, фрейбергита, а также несвойственное центральной части рудного поля низкое **Au-Ag отношение в рудах (до 1:50)**. В целом на месторождении Кубака оно варьирует от 1:1 до 1:12.

Карбонатный тип минерализации развит широко и повсеместно. Главный минерал здесь кальцит, в меньшей степени развиты марганцовистые и железистые разновидности – манганокальцит, доломит, реже встречается карбонат бария – витерит. Встречены карбонаты, насыщенные углистыми включениями.

Следует отметить высокую неоднородность минеральных фаз позднего этапа. Необычайно низкая сульфидность руд главного средне-палеозойского этапа обеспечивает практически 100%-ную долю «свободного» золота и создает благоприятные условия для высокого процента его извлечения. Среднее значение пробности самородного золота 780%. На гистограмме частот встречаемости этот показатель имеет двумодальное распределение, что связано с двумя его генерациями: ранней – 680‰ (коллоидной), отлагавшейся совместно с халцедоном, и поздней – 750–830‰, связанной с формированием кварц-адулярового парагенезиса (рис. 9.7).

По включениям минералообразующих сред месторождение отнесено (Савва, Ворцепнев, 1990) к низкотемпературному, где образование продуктивного кварца соответствует 130–190°C, а постпродуктивного карбоната – 150–160°C. Анализом состава водных вытяжек установлено, что тип растворов гидрокарбонатно-калиевый – 60–80%

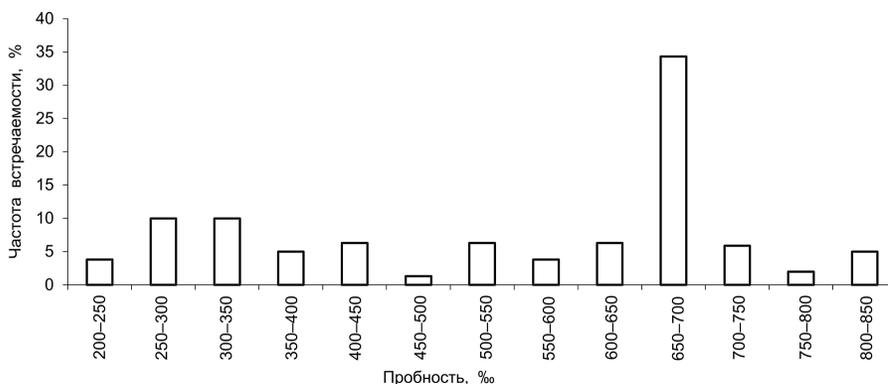


Рис. 9.7. Двумодальное распределение пробности золота на месторождении Кубака

гидрокарбоната и калия от общего количества катионов и анионов. В содержании катионов и анионов проявляется тенденция увеличения доли калия от безрудного кварца к продуктивному на глубину, а также слабое снижение доли Na^+ , Ca^{++} , Cl^- и F^- . Наблюдается прямая корреляция Ag-K и обратная Ag-Na для продуктивного кварца. По сравнению с аналогичными месторождениями в ОЧВП состав гидротерм отличается существенной долей калия, тогда как в анионной части отличий нет (рис. 9.8). В составе флюидов отмечено также постоянное присутствие метана (Степанов и др., 1994 г.).

Специфичность магматизма, структуры и рудной минерализации месторождения Кубака практически не имеет аналогов в мировой литературе. Наиболее близким ему является месторождение Каульды (Узбекистан, Кураминская зона), описанное А. М. Жирновым (1981).

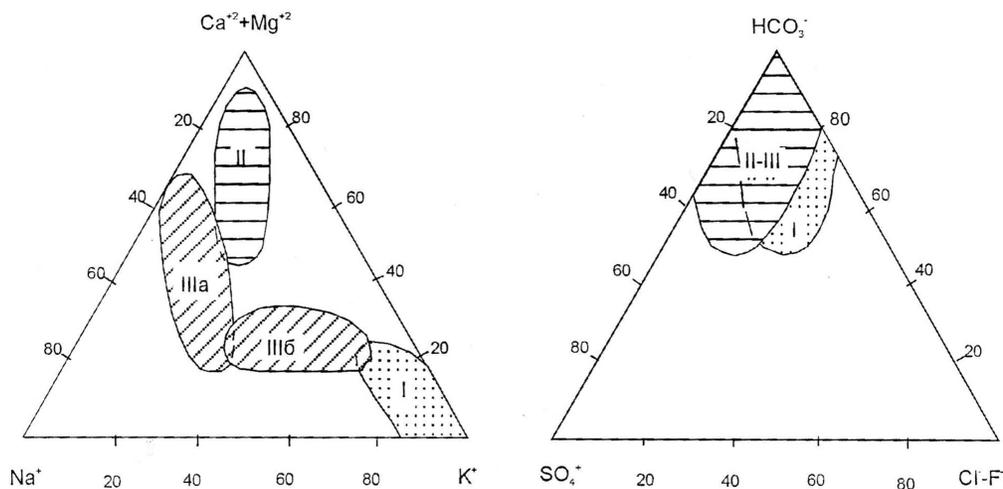


Рис. 9.8. Диаграммы анионных и катионных составов водных вытяжек из кварца золото-серебряных месторождений (Савва, Ворцпедев, 1990): I – Кубака – Омолонский массив), II – Карамкен – ОЧВП, III – месторождения золото-кварцевой формации из Яно-Колымских мезозойд (*a* – дайковый тип, *b* – прожилково-вкрапленный)

Месторождение Цокольная зона является самостоятельным объектом в Кубакинском рудном поле. Оно располагается в подрусловой зоне руч. Кубака на южном фланге рудного поля. Вмещающие породы представлены верхней частью гурникской толщи: туфопесчаники, игнимбриты трахидацитов и субвулканические риодациты, перекрытые глинистыми сланцами корбинской свиты. Месторождение приурочено к крутопадающему сбросу. По строению оно подобно месторождению Кубака и состоит из четырех кулисообразно расположенных рудных тел средней мощностью 2,6–7 м. Рудные тела представлены жильно-прожилковыми системами с крупными жилами-«лидерами». Мощность жильных зон достигает 100 м, и в таких местах они пригодны для открытой отработки. Общая протяженность зоны 600 м, вертикальная протяженность – 90–110 м, запасы – 3876 кг для открытой и 3488 – для подземной добычи, суммарно составляют 7364 кг золота при содержании 13,5 г/т и 13 086 кг серебра при

содержании 24,1 г/т. Прогнозные ресурсы $P_1 + P_2$ составляют 10 т золота и столько же серебра (Макурин и др., 1993 г.).

Руды по составу отличаются от кубакинских повышенной сульфидностью (пирит, марказит, галенит, арсенопирит до 5–7%), также появляются **Pb-Sb сульфосоли, самородное золото** двух классов – 600–640 и 800–830‰ и редкие селениды.

Месторождение Биркачан расположено в долине руч. Мизинец, являющегося правым притоком руч. Верх. Биркачан. Геологическое описание приводится по данным Б. И. Ишкова и др. (2002 г.). Рудное поле сложено кубакинской, гурникской толщами и бургалийской свитой кедонской серии, залегающими моноклинально с падением на юг под углами 5–20° и слагающими северное крыло крупной Гурникской депрессии, на юго-восточном фланге которой расположено месторождение Кубака. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи перекрываются терригенными и терригенно-карбонатными отложениями карбона (корбинская свита) и перми. Вулканиды кедонской серии насыщены силло- и лакколитообразными телами риолитов и трахириолитов кедонского комплекса. Большая часть поля месторождения перекрыта четвертичными ледниковыми накоплениями мощностью 10–30 м и на поверхность не выходит, поэтому основным методом изучения рудных тел является бурение.

Риолиты и вмещающие их вулканогенно-осадочные образования кедонского комплекса метасоматически изменены. Метасоматоз выразился в площадной дорудной средне- и низкотемпературной пропилизации, пред- и синрудной аргиллизации, представленной каолинит-кварцевыми, кварц-гидрослюдистыми и серицит-кварцевыми разновидностями. Содержания золота в метасоматитах достигают десятков г/т, но в среднем не превышают 1,0–2,0 г/т. Среди гидротермальных образований выделяются прожилково-жильные зоны, жилы выполнения и минерализованные брекчии, сложенные адуляр-кварцевым или адуляр-карбонат-кварцевым, часто с примесью гидрослюды материалом. Метасоматическая зональность месторождения позволяет говорить о минимальном эрозионном срезе. Зональность метасоматитов от поверхности на глубину представлена следующим рядом: алунитовые вторичные кварциты → каолинит-диккит-аргиллизитовые кварциты → кварц-гидрослюдистые аргиллизиты → хлорит-карбонатные пропилиты → эпидот-хлоритовые пропилиты (Стружков и др., 2003 г.). Шаг этих зон 50–70 м. На нижних горизонтах в метасоматитах широко представлен сидерит.

Промышленное оруденение концентрируется в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах гурникской толщи и в рассекающих ее риолитах и образует Мизинцевскую рудоносную зону северо-восточного простирания, состоящую из нескольких кулисообразно расположенных жильных зон. Эта рудоносная зона прослежена вдоль долины руч. Мизинец на 5000 м при ширине 200–300 м и на всем протяжении перекрыта четвертичными отложениями. Зона приурочена к системе сбросов северо-восточного простирания, вероятно, являющихся составляющими зоны рудоконтролирующего Некучанского разлома (Егоров, 2001 г.). Мизинцевская зона детально изучена в центральной части на протяжении 2000 м. Жильные зоны имеют протяженность 400–800 м и мощность до 60–80 м, прослежены по падению более чем на 350 м. Они имеют морфологию «конского хвоста» с мощной стержневой системой жил и гидротермаль-

ных брекчий, падающей на юго-восток под углами 55–70°, которую оперяют более маломощные крутопадающие жилы и зонки прожилков. Золото в этой системе распределено крайне неравномерно, и обычно его максимальные концентрации приурочены к зальбандам жил или к гидротермальным брекчиям. Максимальные содержания золота в рудных телах составляют 685,36 г/т, серебра – 1408,65 г/т. Промышленные рудные тела представлены стержневыми зонами (жилами) с окложильными метасоматитами. Оруденение слабо эродировано.

Жильная зона 2 – самая восточная из изученных на месторождении, имеет протяженность более 800 м, при средней мощности 2,5 м (мощность слагающих ее жил 0,5–2,6 м), среднее содержание золота – 15,11 г/т. Западнее расположены *жилльные зоны 3* и *5* протяженностью 400 и 600 м соответственно. Они представлены сопряженными гидротермальными брекчиями и жилами. *Жильная зона 3* имеет среднюю мощность 6 м со средним содержанием 17,99 г/т, для *жилльной зоны 5* соответствующие параметры – 10,8 м и 15,54 г/т. По падению промышленное оруденение в рудных телах прослежено на 120–215 м. Золото в рудных телах распределено крайне неравномерно как по падению, так и по простиранию. Среднее содержание серебра в рудных телах составляют от 24 до 88 г/т (золото-серебряное отношение меняется в широких пределах, но в среднем составляет 1:2–3). *Жильная зона 6* на западном фланге месторождения наименее изучена. Она образована жилами мощностью в первые метры и с содержанием золота в первые десятки г/т. *Оперяющая зоны 3 и 5 система жил* и прожилков по насыщенности гидротермальными образованиями (от 3–10 до 20–30%) образует линейный штокверк протяженностью 1300 м и шириной 50–220 м со средними содержаниями золота 1,0–2,5 г/т, который может рассматриваться как самостоятельное большеобъемное рудное тело; в нем выделяются отдельные жилы мощностью 0,3–1,5 м с содержанием золота в десятки г/т.

В околорудных метасоматитах, сопровождающих рудные прожилки, постоянно присутствует пирит – от 1 до 5%, что по существу служит хорошим поисковым признаком. Интересной особенностью метасоматического пирита является его зональное строение, которое подчеркивает изменчивость габитуса кристаллов в процессе роста: ранний – кубооктаэдрический, поздний – кубический (рис. 9.9). Минеральное вещество, отлагающееся в тонких зонах на границе этих форм, быстро окисляется на воздухе и может представлять собой метастабильную фазу, содержащую Au, Ag, Cu, Sb. Крупнозернистый пирит поздней генерации в ходе собирательной кристаллизации перераспределяет это вещество, в результате чего в пирите образуются мелкие включения электрума, сростающегося с блеклой рудой.

Текстуры руд разнообразны. Наряду с типичными для эпитермальных месторождений колломорфно-полосчатыми гораздо шире распространены брекчиевые (рис. 9.10), что свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке, а также о стадийности рудоотложения. Это подтверждается также данными изотопной геохронологии (табл. 9.6) и полимодальным распределением пробности самородного золота (рис. 9.11). Средняя пробность золота в рудах месторождения Биркачан 643,12‰ (данные 59 анализов) с разбросом значений от 340 до 925‰.

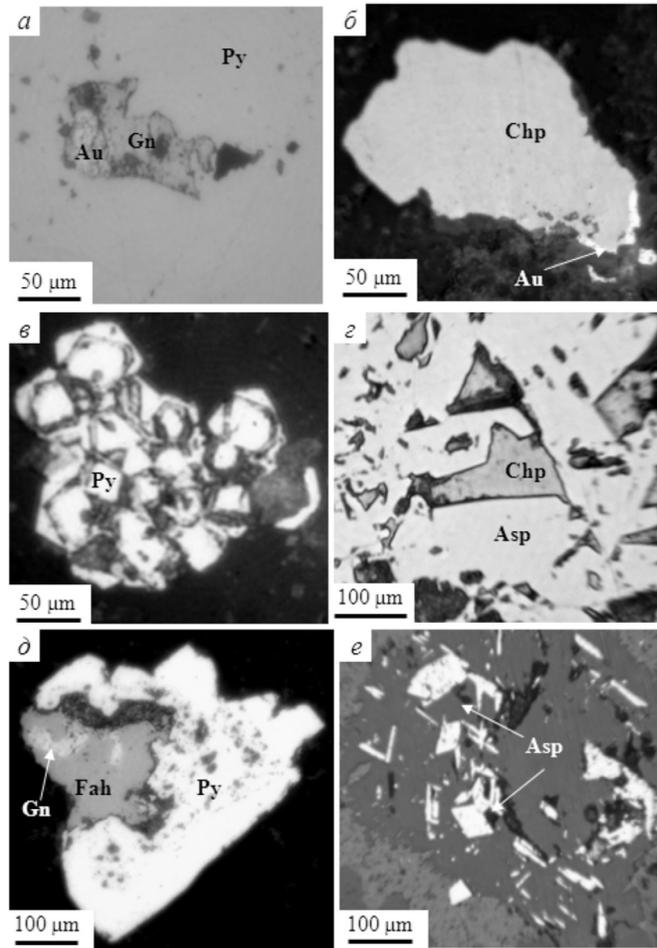
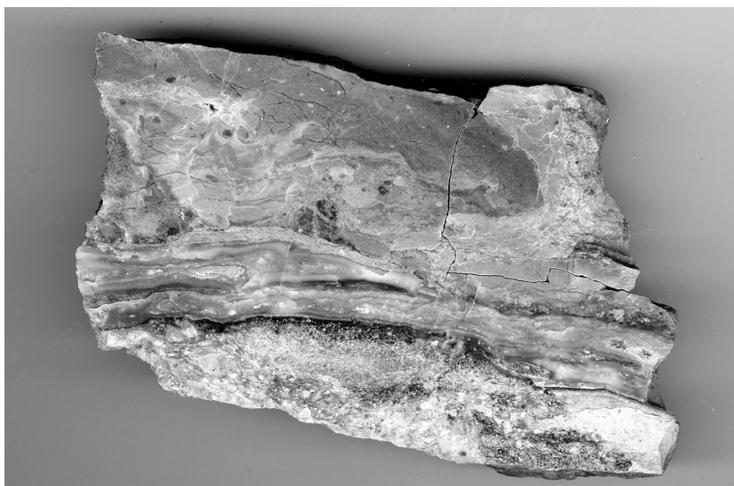


Рис. 9.9. Срастания рудных минералов месторождения Бирчакан: *a* – срастание самородного золота с галенитом (включение в пирите); *б* – каемка самородного золота на халькопирите; *в* – пирит зональный с хорошо выраженной перестройкой направления роста кристаллов; *г* – включения халькопирита в агрегате кристаллического арсенопирита; *д* – кристалл пирита корродирован блеклой рудой (в блеклой руде мелкие включения галенита); *е* – равномерная вкрапленность арсенопирита в жильной массе

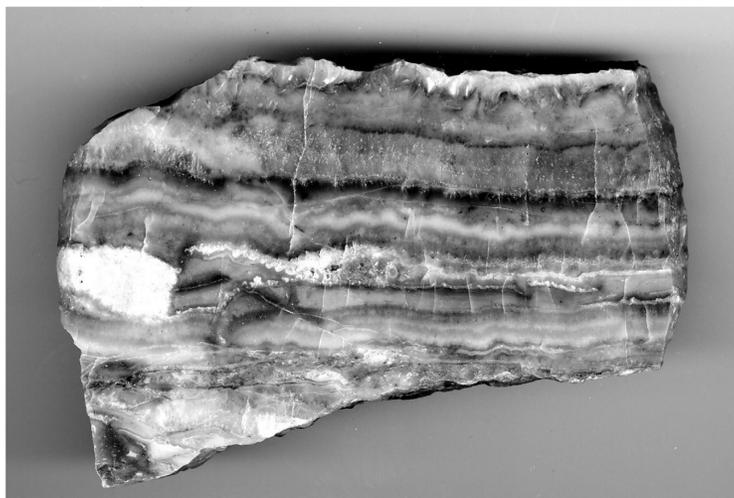
В целом минеральный состав руд показан в табл. 9.7. По мнению С. Ф. Стружкова, в ранние этапы формировались только метасоматиты, а продуктивный парагенезис весь сформировался в третий этап. Нами выявлена продуктивная рудная минерализация в жилах и метасоматитах ранних этапов. Пирит ранней генерации золотоносен. Тонкая минеральная смесь золота, серебра, меди и серы отлагается по зонам роста в пирите ранней генерации. В пирите поздних генераций отмечаются каплевидные включения кюстелита, электрума, халькопирита. Для руд характерны высокие концентрации селена.

По полученным датировкам месторождение можно отнести к полихронному, формирование которого растянуто во времени от девона до юры.

a



б



в

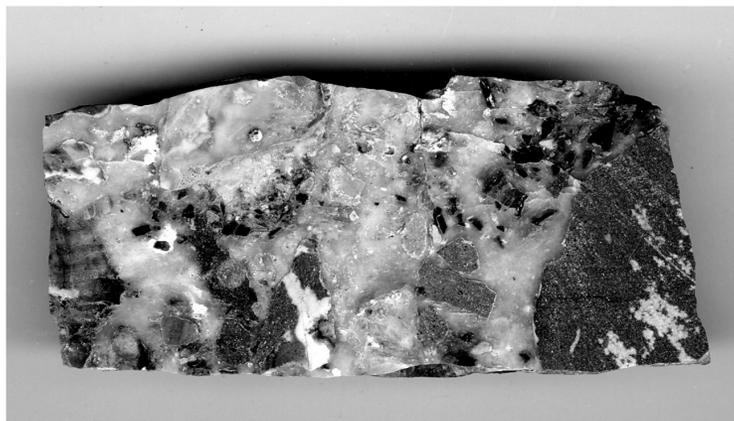


Рис. 9.10. Текстуры руд месторождения Биркачан: *a, б* – колломорфно-полосчатая (чередование полос кварца, адуляра, халцедона (в темных полосах – тонкая рудная минерализация); *в* – пятнистая. Размер образцов 8×5 см

Изотопный состав кислорода по кварцу на месторождении Биркачан
(Стружков и др., 2003 г.)

Стадия минералообразования	Минеральная ассоциация	№ пробы	Температура образования по данным флюидных включений, °С	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) кварца, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ воды
Первая (324 млн лет)	Кварц + полевой шпат	Б-2704-178,0	190	+6,2	-6,3
Вторая (172 млн лет)	То же	Б-243-116,0	130–170 (150)*	+7,7	-7,7
	Кварц	Б-242-211,6	130–170 (150)	+7,5	-7,5
	Кварц + полевой шпат + карбонат	Б-274-63,6	170	+6,4	-7,6
	Кварц + полевой шпат	Б-243-104,6	130	+9,1	-8,9
Третья (159 млн лет)	Кварц	Б-283-64,5	100–130 (115)	+7,2	-11,8
	То же	Б-1201-174,8	100–130 (115)	+6,9	-12,1
	"-	Б-243-113,8	115–125 (120)	+6,1	-12,4
	Кварц + гидрослюда	Б-2102-355,0	100–115 (110)	+2,7	-13,0**
	Кварц	Б-241-32,2	100–130 (115)	+5,8	-13,2

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, аналитик В. И. Устинов.

* Минимальная-максимальная (средняя).

** Значение $\delta^{18}\text{O}$ рассчитано на основе изотопного баланса в смеси: кварц + гидрослюда.

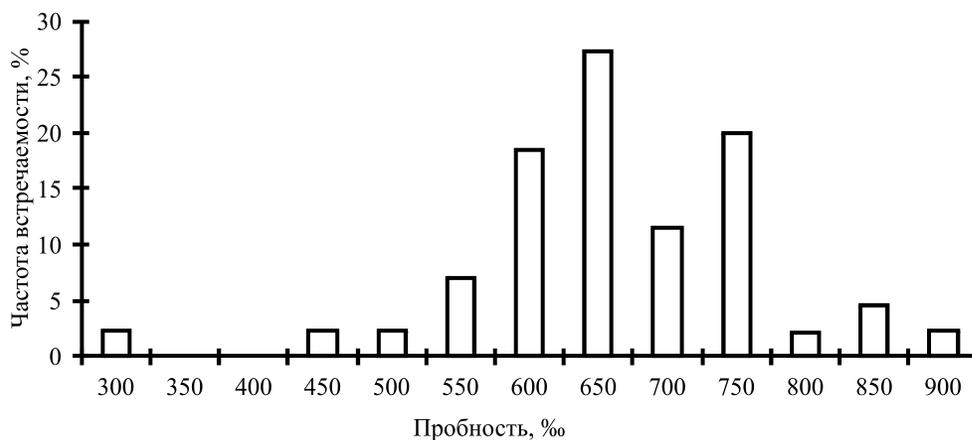


Рис. 9.11. Гистограмма пробности самородного золота месторождения Биркачан

Рудопроявление Дубль расположено в восточной части Кедонского поднятия Омолонского массива, в зоне глубинного Верхне-Омолонского разлома северовосточного простирания. В геологическом строении принимают участие амфиболиты, микроклиновые, гранатовые гнейсы и плагиогнейсы архея, перекрытые вулканогенно-осадочными образованиями кедонской серии средне-позднедевонского возраста (лавы

Минеральный состав руд месторождения Биркачан

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Диккит, каолинит Гидрослоюды Кварц Адуляр Сидерит	Кальцит Хлорит	Эпидот Циркон* Апатит*
Рудные	Пирит Марказит Ag-тетраэдрит	Электрум Фрейбергит* Сфалерит Халькопирит Галенит Арсенопирит Рутил	Самородное серебро Акантит Полибазит* Пирсеит* Алтаит* Кубанит* Науманнит* Гессит* Полиаргирит* Кубанит* Пирротин* Люцитонит* Пираргирит*
Гипергенные	Лимонит Ярозит	Малахит Азурит	Пирролизит

*Минералы, установленные микросондовым анализом, часто с повышенными концентрациями Se (Стружков и др., 2003 г.).

и разнообломочные туфы андезитов, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты); глинистые сланцы, алевролиты, песчаники перми. Вулканиды девона прорваны субвулканическими риолитами позднего девона; в южной части породы пересекаются небольшими штоками и дайками гранодиоритов позднего мела (рис. 9.12). Разрывная тектоника представлена многочисленными трещинами субширотного и северо-западного простирания. Выявлены кварцево-прожилковые зоны, карбонатные жилы и прожилки, а также зоны окварцевания, пиритизации и эпидотизации. Мощность зон от 2–5 до 10 м, протяженность от 150 до 300 м. Карбонатные жилы мощностью от 1,5 до 5 м, протяженность 15–70 м.

Северный участок под названием «Дубль-Северный» расположен на сочленении Кедонского выступа Омолонского массива с Ауланджинским окраинным прогибом, относимым к структурам Гижигинской межглыбовой зоны. Он приурочен к вулcano-купольной структуре девонского возраста, осложненной поздней системой надвигов, контролирующей размещение позднемеловых интрузий. В строении территории принимают участие архейские метаморфиты, девонские вулканиды. Локальные просадки, мульды, носящие наложенный характер, выполнены осадочными породами карбона и перми. Интрузивные образования представлены теми же комплексами, что и в центре рудопроявления. Структурная особенность данного объекта заключается в слабом проявлении относительно мощных разрывных нарушений, необходимых для локализации оруденения.

Оруденение носит рассеянный характер и приурочено к участкам пересечения линейных зон прожилкования, субширотной и меридиональной ориентировки.

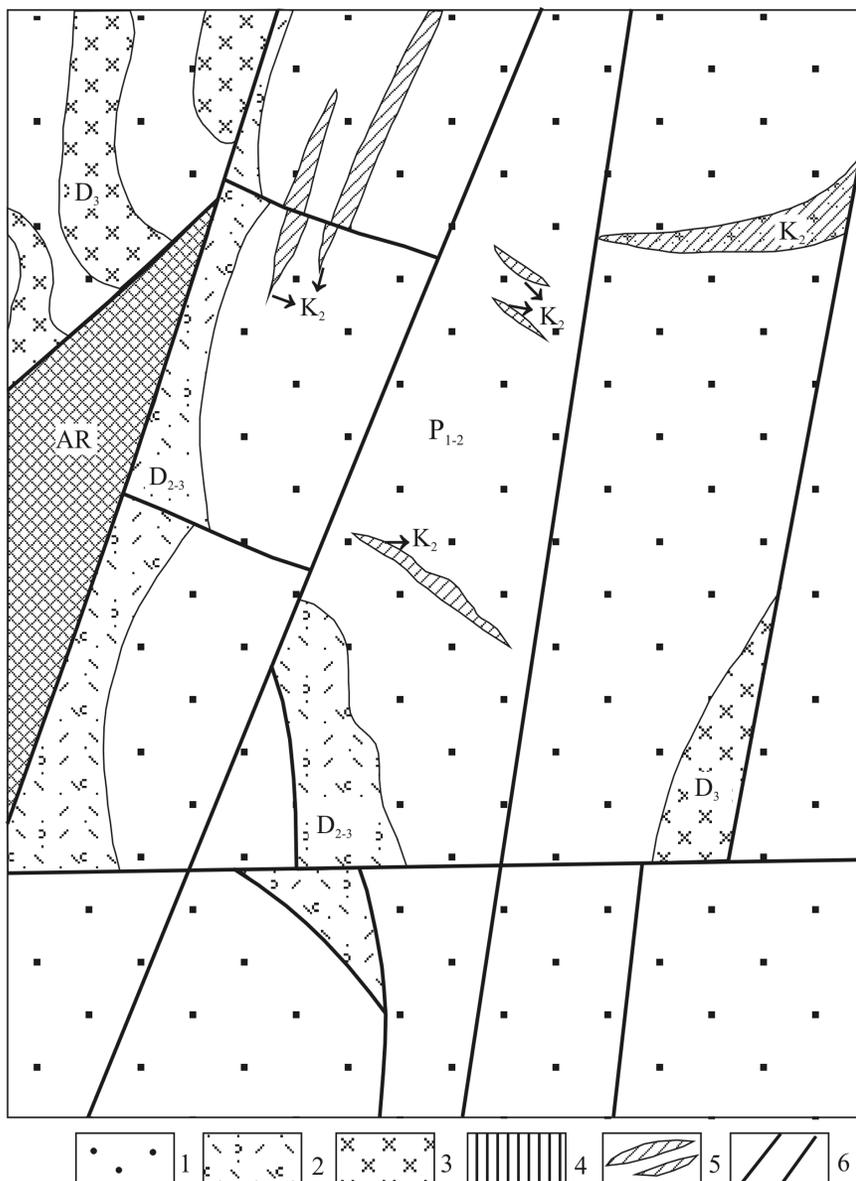


Рис. 9.12. Схема геологического строения участка «Дубль» по В. А. Ермилову (1987 г.): 1 – глинистые сланцы, алевролиты и песчаники перми (P₁₋₂); 2 – вулканические образования кедонской серии средне-позднедевонского возраста – лавы и разнообломочные туфы андезитов, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты (D_{2,3}); 3 – субвулканическое тело риолитов позднего девона (D₃); 4 – амфиболиты, микроклиновые, гранатовые гнейсы и плагиигнейсы архея (AR); 5 – дайковые тела гранодиоритов позднего мела (K₂); 6 – тектонические нарушения

Установлены жилы и зоны кварцевого прожилкования – аз. пр. 20 и 110–120°, реже субширотные линзовидные жилы мощностью до 20 см. Строение жил существенно отличается от кубакинских. Очень мало колломорфных текстур и зон свободного роста минералов. Мощность кварц-сульфидных прожилков не превышает 10 см. На вы-

соких гипсометрических отметках наблюдаются многочисленные барит-флюоритовые прожилки и жилы мощностью до 20 см. Рудная минерализация тяготеет к метасоматически измененному телу эксплозивных брекчий, вытянутому в меридиональном направлении на 300–400 м, при ширине 200–250 м. Его породы изменены до березитов, отмечается также окремнение, преобладающее над гидрослюдизацией. Отсутствие структурных условий, благоприятных для локализации оруденения, и рассредоточение рудной минерализации в тонких трещинах и прожилках обусловило значительную площадь геохимического ореола рассеяния Au и Ag.

Минеральный состав руд приведен в табл. 9.8. Для золоторудной минерализации характерно повышенное содержание сульфидов. Совместно с золотом в пробах отмечаются Ag, Cu, Pb, Mo, Zn, As.

Таблица 9.8

Минеральный состав руд рудопроявления Дубль (по степени распространенности)

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильные	Кварц Серицит Барит	Хлорит Флюорит Кальцит Доломит	Витерит Адуляр Эпидот Апатит
Рудные	Пирит Гематит Халькопирит Сфалерит	Пирротин Галенит Теннантит Гессит Самородное золото Электрум	Марказит Арсенопирит Петцит
Гипергенные	Гидрогематит Ярозит	Малахит Пирролизит Азурит	Церуссит Смитсонит

По взаимоотношениям минералов и минеральных ассоциаций выделяются три основных парагенезиса: *допродуктивный* – полисульфидный (кварц + пирит + халькопирит, галенит, сфалерит, теннантит), *продуктивный* (петцит + гессит + самородное золото) и *постпродуктивный* (барит + кальцит + флюорит).

Золото в рудах присутствует в двух формах: в свободном состоянии в кварце и сульфидах и в составе теллуридов (петците, гессите). Самородное золото имеет две модификации – электрум (пробность 560–740‰) и собственно самородное золото (780–820‰). Средняя пробность 714‰ (рис. 9.13). Крупность золота не превышает 1,0 мм, наиболее распространены частицы 0,1–0,2 мм в сростании с рудными минералами.

Теллуриды Au и Ag **тесно сростаются с электрумом и самородным золотом и нередко образуют с ними тонкие минеральные смеси**, возможно, присутствие низкопробного золота отчасти обусловлено субмикроскопическими прорастаниями гессита с самородным золотом. Состав теллуридов приведен в табл. 9.9.

По текстурным и минералого-геохимическим признакам рудопроявление можно рассматривать как эпitherмальное с золото-серебро-сульфидным минеральным типом. Для него отмечаются некоторые элементы зональности. Так, у подножия скло-

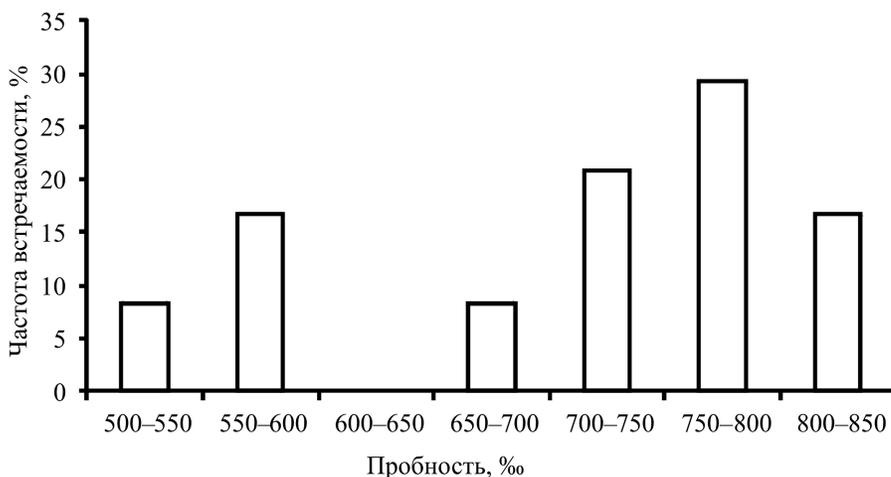


Рис. 9.13. Гистограмма пробности рудопроявления Дубль

нов и до уровня превышения 100–150 м распространены метасоматические жилы (рост кварца происходит от трещины симметрично в обе стороны во вмещающую породу), а выше наблюдаются жилы выполнения (текстуры заполнения открытых полостей) и появляются колломорфно-полосчатые образования как в кварцевых, так и в баритовых жилах

Месторождение Юное расположено в южной части Ущельнинского поднятия Омолонского массива. Рудное поле сложено осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами кедонской серии ($D_{2,3}$) – агломератовыми, псефитовыми и псаммитовыми туфами, прорванными некками риолитов (рис. 9.15,а). Бурением юго-восточного фланга рудного поля на глубине 150–160 м вскрыто пересечение одного из некков базальтами, К-Аг возраст которых 323 ± 1 млн лет (раннекарбонные) по К-Аг изотопному анализу (Котляр и др., 2001 г.). Вулканические образования рудного поля представлены литокластическими туфами и риолитами среднего – позднего девона. Содержания Ag и Au в рудах месторождения Юное составляют 1–40 и 20–1200 г/т соответственно при вариациях Au/Ag от 10^{-1} до 10^{-3} .

Строение месторождения Юное в вертикальном и горизонтальном сечениях показано на рис. 9.15, б–г. Рудная минерализация локализована в трубчатых телах – некках средне-позднедевонских риолитов диаметром от 90 до 200 м. В телах некков установлены два типа рудовмещающих трещин.

1-й тип. Зоны сетчатого кварцевого прожилкования (прожилки мощностью 3–10 мм) по флюидальности и секущие ее. При сгущении прожилков в зонах появляются участки брекчиевидного строения, причем иногда мелкие блоки вмещающих пород бывают смещены на 1–5 см и здесь практически происходит переход в брекчиевую текстуру. Обычно прожилки минерализованы тонкой сульфидной пылью, но в местах перехода в брекцию в кварце появляются гнездовые обособления рудных минералов (2–7 мм). Простираение зон параллельно контактам некков и приурочено к их периферийной части.

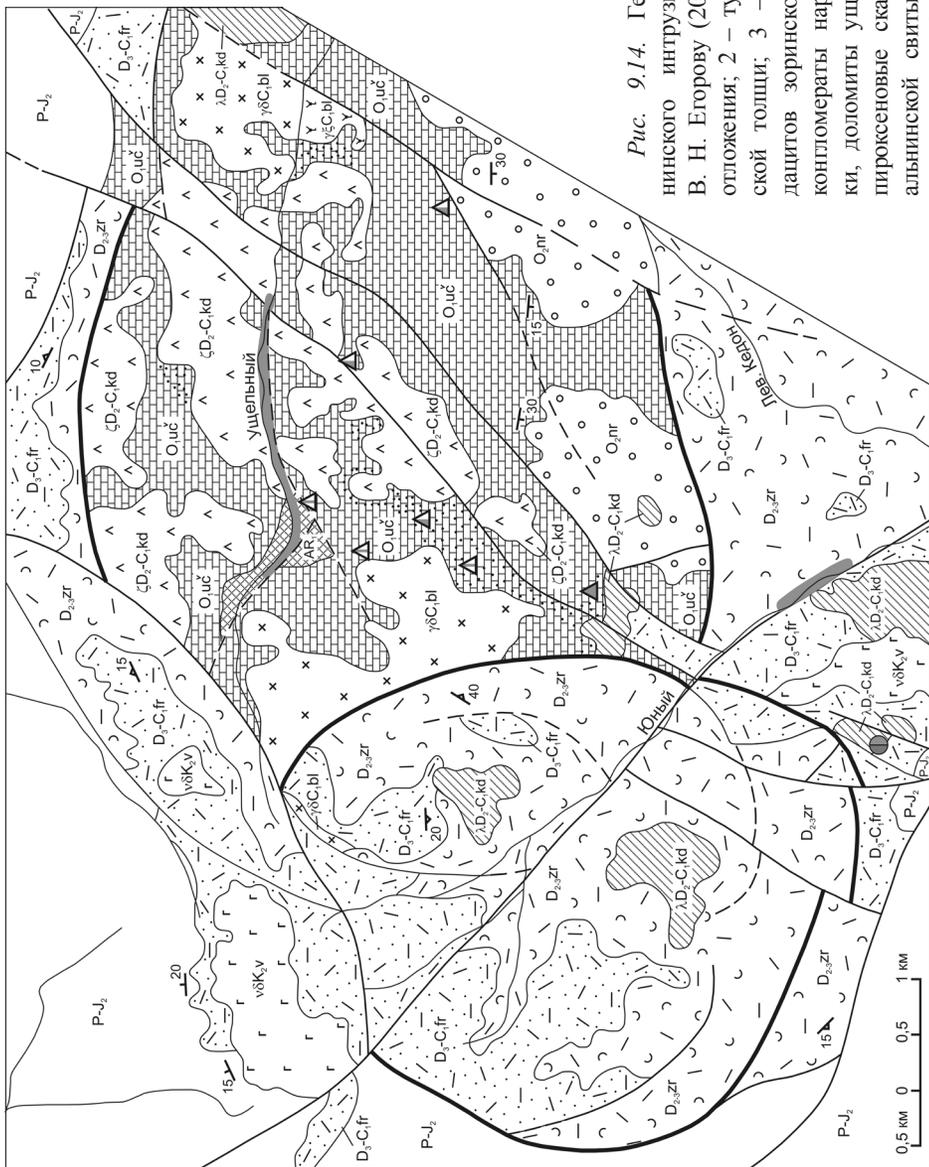
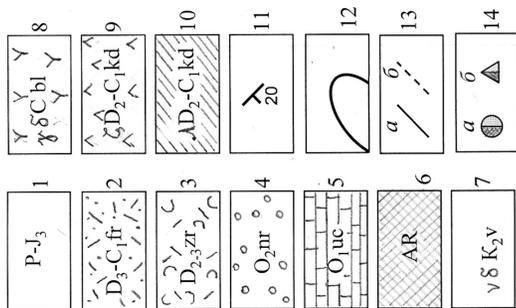


Рис. 9.14. Геологическое строение Ушельнинского интрузивно-купольного поднятия по В. Н. Егорову (2004): 1 – пермско-позднеюрские отложения; 2 – туфы риолитов и риолиты фрамозской толщи; 3 – туфы и игнимбриты андезидацитов зоринской свиты; 4 – известковистые конгломераты нарзанской свиты; 5 – известняки, доломиты ушельнинской свиты; 6 – гранат-пироксеновые скарны; 7 – габбродиориты вулканоальминской свиты; 8 – андезиты, андезидациты кельто комплекса; 9 – элементы залегания пород; 10 – контуры вулканоструктур; 11 – тектонические нарушения; 12 – точки минерализации; 13 – точки рудной минерализации; 14 – рудопроявления

донской серии; 10 – субвулканические риолиты кельдонской серии; 11 – элементы залегания пород; 12 – контуры вулканоструктур; 13 – тектонические нарушения; 14 – точки минерализации; 14 – точки рудной минерализации; 14 – точки рудной минерализации; 14 – точки рудной минерализации

Таблица 9.9

Результаты микронзондового анализа рудных минералов рудопроявления Дубль

Содержание элементов, мас. %										
S	Te	Fe	Zn	Cu	Pb	Bi	Au	As	Ag	Σ
Галенит										
13,0	0,0	0,1	0,0	0,4	86,8	0,0	0,0	0,0	0,0	100,3
13,0	0,0	0,2	0,3	0,3	85,9	0,0	0,0	0,0	0,0	99,7
Халькопирит										
34,6	0,0	29,6	0,0	34,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0
Пирит										
52,2	0,1	46,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,1	99,3
Теннантит										
26,9	0,0	2,3	6,4	43,6	0,2	0,0	0,0	18,2	0,1	97,7
26,8	0,0	2,1	6,4	43,2	0,1	0,0	0,0	20,5	0,1	99,1
Сфалерит										
31,6	0,0	1,7	63,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,9	0,2	98,8
31,9	0,0	6,9	55,8	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,4
31,6	0,3	1,5	63,5	1,9	0,0	0,0	0,1	0,3	0,2	99,4
Гессит										
0,0	38,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	61,5	99,7
0,3	37,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	60,4	98,4
0,2	37,4	0,1	0,1	0,7	1,5	0,0	4,2	1,5	54,0	98,9
Петцит										
0,5	31,9	0,1	0,0	0,3	0,0	0,3	24,4	0,0	41,5	99,0
Самородное золото										
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	80,7	0,0	19,0	99,7
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	79,1	0,0	20,0	99,1
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	78,4	0,0	20,8	99,2
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	74,7	0,0	21,8	96,5
Смесь гессита с самородным золотом? (теллуристое золото?)										
0,0	13,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	51,8	0,0	34,4	100,1
0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	68,6	0,0	27,3	98,1
0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	69,9	0,0	26,1	99,2
0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	73,9	0,0	24,2	99,1
0,0	13,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	56,1	0,0	30,5	99,9

2-й тип. Прерывистые четковидные кварцевые жилы с раздувами до 30–40 см и протяженностью не более 50 см. Пространственно такие жилы приурочены к центральным частям неков и ориентированы радиально. По существу это цепочки или единичные друзовидные полости со щетками мелкого (2–3 мм в поперечнике) кварца, нередко с вростками крупных (10–30 мм) индивидов зонального строения и иной ориентировкой кристаллов. Для полостей типичной особенностью является бугристый характер подложки, вокруг которой образуется колломорфная оторочка тонкозернистого кварца с пылевидной рудной вкрапленностью мощностью 1–3 мм, реже 5–7 мм. На участках с более мощной оторочкой сульфиды укрупняются и образуют гнезда до 3 мм в поперечнике.

Рудовмещающие трещины 1-го типа фактически являются зонами сетчатого кварцевого прожилкования. Прожилки мощностью 3–10 мм минерализованы микровыделениями сульфидов. При сгущении прожилков в зонах появляются гнездовые обособления рудных минералов (2–7 мм) и участки брекчиевидного строения, причем иногда мелкие блоки вмещающих пород бывают смещены на 1–5 см. Распространение этих зон приурочено к периферийной части некков. Рудовмещающие трещины 2-го типа представлены прерывистыми кварцевыми жилами с раздувами до 30–40 см и протяженностью не более 50 см. Такие жилы ориентированы радиально и расположены в центральных частях некков. На рис. 9.15,з хорошо видно строение фрагмента кварцевой жилы. Рудная минерализация сосредоточена в тонких черных полосах.

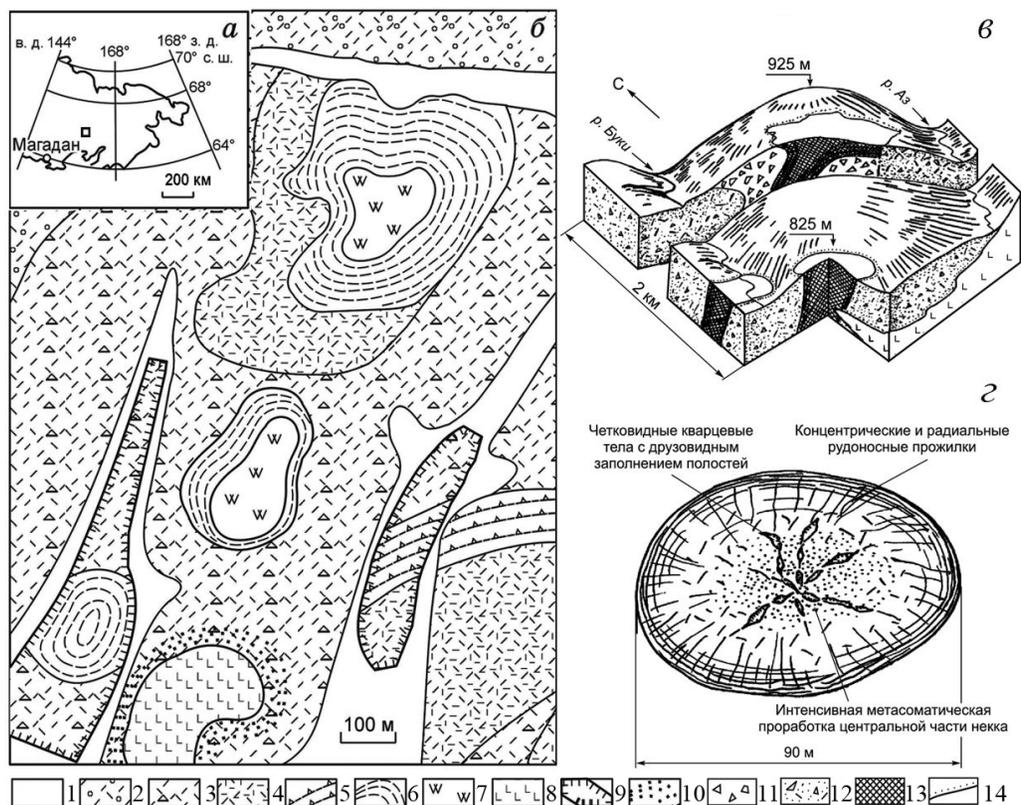


Рис. 9.15. Географическое положение (а) и схематическая геологическая карта месторождения Юное (б), а также строение рудоносных некков (в, з) (по Савва, 1996): 1 – четвертичные отложения (Q); 2 – псаммитовые туфы риолитов (D_{2-3} , Kd_3); 3 – агломератовые туфы риолитов (D_{2-3} , Kd_3); 4 – риолиты (λD_{2-3}); 5 – туфопесчаники (D_{2-3} , Kd_3); 6 – краевые фации интрузивных риолитов; 7 – ствольные фации интрузивных риолитов; 8 – базальты; 9 – контуры отработанных россыпей. в – блок-диаграмма месторождения Юное: 11–14 – вулканические образования раннего – позднего девона: 11 – туфобрекчии риолитов; 12 – литокластические туфы риолитов; 13 – тела некков риолитов с тонкофлюидальной структурой в эндоконтактовых частях; 14 – тектонические нарушения. з – поперечное сечение некка

Строение некка риолита на контакте с литокластическими туфами показано на рис. 9.16 (расчистка 1, горизонт 825 м, фрагмент полотна южного фланга). Отчетливо проявлена концентрическая зональность по латерали: зоны прожилкования и прожилковые текстуры приурочены к эндоконтактам, а жилы с раздувами – к центральным частям (рис. 9.17). Минеральный состав руд по латерали практически не меняется, однако варьируют количественные соотношения минералов. От внешней к внутренней части некка возрастает содержание каолинита, серицита, адуляра, галенита и уменьшается содержание кварца, пирита и акантита. Следует отметить укрупнение рудных минеральных частиц в прожилках от периферии к центру некков. Кроме того, отчетливо прослеживается изменение минеральных агрегатов от скрытокристаллического и тонкокристаллического на периферии к средне-крупнозернистому и друзовидному в центральных частях.

Для некков также характерна вертикальная зональность. С глубиной заметно уменьшается количество серицита, каолинита, адуляра и сфалерита, при этом возрастает количество кварца, пирита, галенита и акантита. На верхних горизонтах широко распространены друзовые пустоты в кварцевых жилах с раздувами, в то время как на нижних горизонтах они отсутствуют.

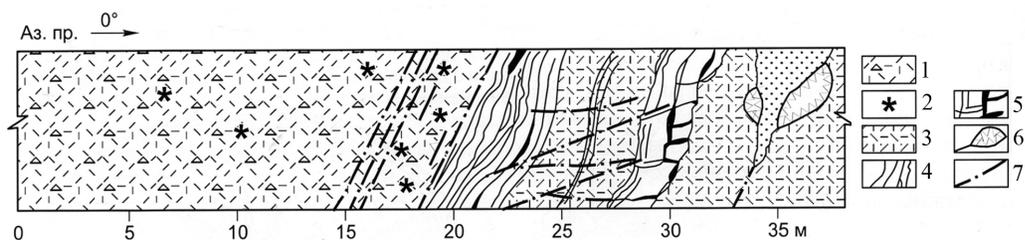


Рис. 9.16. Строение некка риолитов на контакте с литокластическими туфами: 1 – литокластические туфы риолитов; 2 – зона пиритизации; 3 – окварцованные риолиты; 4 – зоны интенсивной метасоматической проработки; 5 – минерализованные трещины; 6 – четковидные кварцевые прожилки; 7 – тектонические нарушения

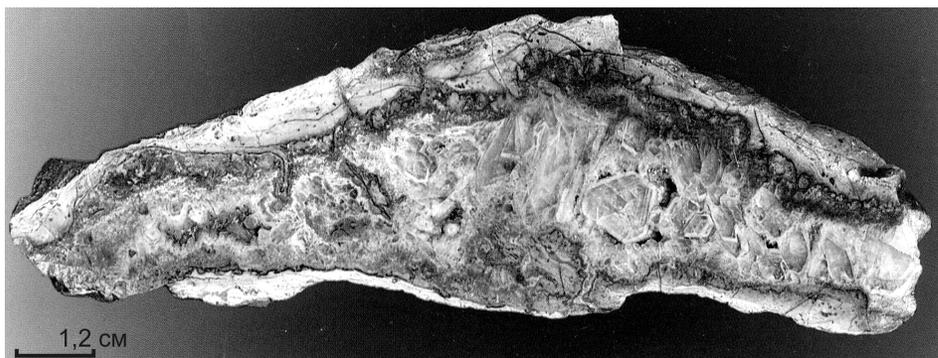


Рис. 9.17. Строение фрагмента (длина 20 см) четковидного кварцевого прожилка. Рудная минерализация сосредоточена на темных участках

На месторождении преимущественно развиты текстуры замещения, коррозионные и ограниченно – текстуры катаклаза, т. е. текстурные особенности руд свидетель-

ствуют об относительно спокойной тектонической обстановке при формировании этого месторождения.

Минеральный состав руд и последовательность образования парагенезисов. К настоящему времени в рудах месторождения Юное установлено более 40 минеральных видов (табл. 9.10). Метасоматиты, развивающиеся по риолитам, состоят преимущественно из кварца, каолинита, серицита и адуляра в различных соотношениях. В эндоконтактах некков отмечается широкое распространение кварцевых прожилков, а в центральной части – зон каолинитизации и серицитизации (см. рис. 9.15). Сульфидность руд определяется преимущественно пиритом, образующим в метасоматически измененных риолитах вкрапленники размером от 0,1 до 3,0 мм, концентрация которых может достигать 5%, составляя в среднем 1–3%. Большая часть рудных минералов находится в сростании с кварцем. Принимая их общее количество за 100%, распространенность рудных минералов оцениваем следующим образом: пирит – 80%, акантит – 15, галенит – 4, сфалерит + халькопирит – 1, все остальные – меньше 1.

Таблица 9.10

Минеральный состав руд месторождения Юное по степени распространенности (Савва, 1996)

Группа минералов	Главные	Распространенные	Редко встречающиеся
Метасоматические	Кварц Каолинит Диккит Пирит	Адуляр Серицит Тальк	Пирофиллит?
Жильные	Халцедон Кварц	Серицит Кальцит Аметистовидный кварц	Барит Хлорит Адуляр Цеолиты
Рудные	Пирит Акантит Галенит	Сфалерит Халькопирит Агвиларит Пирсеит Ютенбогаардит Электрум Кюстелит	Гематит Молибденит? Самородное серебро Прустит Аргиродит? Пирротин Теннантит Фрейбергит Теллуриды Au-Ag Теллуриды Bi
Гипергенные	Ярозит Каолинит	Гидроксиды железа Англезит Акантит	Пирролизит Селеновые охры?

Характеристика основных рудных минералов

Пирит (FeS₂). На месторождении выделены две генерации пирита. Первая генерация представлена кристаллами кубического габитуса размером 1–3 мм, образующими вкрапленность в телах некков, составляющую 3–5 мас.%. У пирита отчетливо проявлена блочная отдельность, подчеркнутая тонкими зазорами между блоками, при этом трещины ка-

таклаза в пирите заполнены галенит-акантитовым агрегатом. Для пирита с ромбовидной формой блоков характерно расположение акантита и ютенбогаардтита в межблоковом пространстве. Пирит второй генерации (можно условно назвать «пылевидным») представлен микроскопическими выделениями, которые установлены в корочках и прослоях халцедоновидного кварца. Нередко катаклазированный пирит находится в сростании с акантитом, ютенбогаардтитом и фазой X, точный состав которой определить не удалось.

Акантит (Ag_2S). После пирита акантит является самым распространенным минералом в рудах. В зонах повышенного прожилкования размеры его обособлений достигают 7 мм. На месторождении выделены две генерации сульфида серебра. Акантит первой генерации образует обособления в интерстициях кварца. Акантит второй генерации заполняет трещины катаклаза в пирите, а также образует каймы на галените, пирсците, сфалерите, халькопирите, ютенбогаардтите и других рудных минералах. Округлые образования галенита, встречающиеся в пирите, обязательно окружены акантитовой оболочкой. На рис. 9.18 показаны псевдоморфозы акантита по аргентиту.

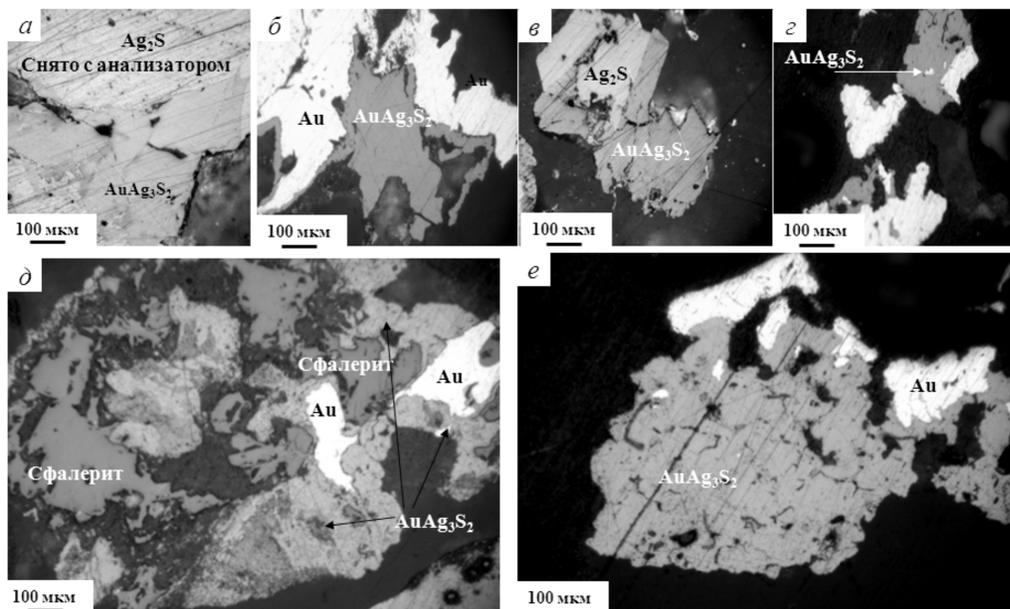


Рис. 9.18. Минеральные сростания самородного золота акантита и ютенбогаардтита: *a*, *в* – сростание акантита с ютенбогаардтитом (снято с анализатором); *б*, *з*, *е* – сростание самородного золота с ютенбогаардтитом; *д* – сростание сфалерита с самородным золотом и ютенбогаардтитом

В составе акантита ранней генерации установлены примеси Se, Cu и Au, отсутствующие в поздней генерации (табл. 9.11). Акантит часто находится в сростании с ютенбогаардтитом и образует каймы вокруг самородного золота. Толщина кайм варьирует от 50 до 500 мкм. В мелких друзовых пустотках наблюдаются сростки кристаллов акантита, размеры образующих их отдельных индивидов достигают 2,5 мм в длину и 0,5–0,8 мм по толщине таблички.

Таблица 9.11

Химический состав рудных минералов месторождения Юное
(Савва, 1996; Пальянова, Савва, 2009)

№ анализа	Концентрация элементов, мас.%										
	Ag	Au	Sb	As	S	Se	Cu	Pb	Zn	Fe	Сумма
Пирит с блоковой структурой											
1**	0,1	0	0	0	53,67	0	0,11	0,08	0,19	46,69	100,94
Акантит ранней генерации											
1*	80,90	2,00	0	0	14,70	1,40	0,50	0	0	0	99,50
2*	85,40	0,20	0	0	12,60	0,70	0,20	0	0	0	99,10
Акантит поздней генерации											
2*	84,10	0	0	0	14,80	0	0,20	0	0	0	99,10
4*	85,00	0	0	0	14,20	0	0,20	0	0	0	99,40
Акантитовые каймы на галените											
2**	87,90	0	0	0,20	10,10	0	0,10	0	0	0	98,30
Галенит ранней генерации											
2*	1,60	0	0	0	12,00	0,10	0,10	84,00	0,10	0	97,80
4*	2,00	0	0	0	12,30	0,10	0,10	83,50	0,10	0	98,10
Галенит поздней генерации											
1*	0	0	0,10	0	11,50	0,10	0	87,80	0	0	99,50
2*	0	0	0	0	12,20	0,10	0,10	86,70	0,10	0	99,00
3*	0	0	0	0	12,90	0,70	0	85,60	0	0	99,50
Сфалерит											
1**	0,10	0	0	0	33,01	0	0,13	0,06	65,00	0,80	99,10
Халькопирит											
1*	1,72	0,04	0	0	34,81	0	32,95	0,11	0,11	28,53	98,26
Ютенбогаардит											
1*	74,80	20,40	0	0	5,60	0	0	0	0	0,10	100,9
2*	66,90	23,40	0	0	9,00	0	0	0	0	0,00	99,30
3*	64,10	25,40	0	0	8,90	0	0	0	0	0,00	99,40
4**	64,80	26,10	0	0	7,50	0	0	0	0	0,00	98,40
5**	69,90	19,90	0	0	8,50	0	0	0	0	0,90	99,20

Примечание. Режим проведения анализов, аналитические линии и эталоны: *AsLa* – эталон – FeAsS (43,49 – As; 34,97 – Fe; 21,54 – S); *CuKa* – эталон – CuFeS (34,5 – Cu; 30,5 – Fe; 34,5 – S); *FeKa* – эталон – FeS₂ (46,55 – Fe); *PbMa* – эталон – PbS (86,6 – Pb); *SbLa* – эталон – Sb₂S₃ (71,38 – Sb); *SeKa* – эталон – PbSe (27,6 – Se); *ZnKa* – эталон – ZnS (67,1 – Zn); *AgLa* – эталоны – сплавы различного состава.

*Аналитик Е. М. Горячева, Samebah, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

**Аналитик Е. Н. Нигматулина, Самеса, ИГиМ, г. Новосибирск.

Галенит (PbS). В рудах месторождения установлены две генерации минерала. Ранний галенит широко развит в зонах повышенного прожилкования. Здесь он находится в интерстициях кварца (0,1–1,5 мм), формирует тонкие (0,1–0,2 мм) прожилки в трещинах катаклаза в пирите, а также образует в нем округлые выделения. При этом галенит слагает центральные части прожилков и округлых выделений, а акантит – периферические. Установлены также единичные сростания галенита с халькопиритом и акантитом. Галенит ранней генерации обогащен примесями Ag, Se, Zn и Cu. Высокие концентрации Ag в галените (см. табл. 9.11) связаны с вхождением в него дисперсных

включений акантита. Поздний галенит располагается в трещинах, секущих межблоковое пространство в пирите и не срастается с акантитом. Он не содержит примесей серебра и отличается небольшим дефицитом серы по сравнению с формульным значением (см. табл. 9.11).

Сфалерит (ZnS) встречается значительно реже галенита. Ксеноморфные обособления сфалерита наблюдались на нижней расчистке в зоне прожилкования. Здесь сфалерит образует сростания с самородным золотом и ютенбогаардитом (рис. 9.18, д). При этом следует отметить, что при относительно широком развитии галенита в рудах его сростания с самородным золотом отмечаются гораздо реже, чем золото-сфалеритовые. Размеры обособлений сфалерита не превышают 0,2–0,4 мм, иногда они содержат тонкую эмульсионную вкрапленность акантита (или ютенбогаардтита?). По составу сфалерит относится к маложелезистой разновидности – клейофану (см. табл. 9.11).

Самородное золото (Au_xAg_{1-x}) локализуется в кварце и срастается с сульфидами. Его пробность варьирует в интервале от 820 до 100 (высокопробное золото, электрум, кюстелит). Иногда встречается самородное серебро (0–100). На гистограмме пробности (рис. 9.19) выявляется дву模альное распределение этого показателя и неоднородный состав минералов Au-Ag ряда, связанные с перераспределением серебра в результате термометаморфизма руд при внедрении базальтов. Термометаморфизм подтверждается и структурами грануляции самородного золота, выявляемыми при травлении. Особенности самородного золота месторождения Юное, характерные для разных гипсометрических уровней некков, и другие элементы вертикальной зональности приведены в табл. 9.12. Важно отметить, что от нижних горизонтов к верхним уменьшаются размеры зерен самородного золота и расширяется интервал его пробности. На горизонте 825 м ютенбогаардит образует каймы по самородному золоту. Здесь самородное золото нередко ассоциирует не только с кварцем, пиритом, акантитом и ютенбогаардитом, но и сфалеритом, пирсеитом ($(Ag,Cu)_{16}As_2S_{11}$) и агвиларитом (Ag_4SeS).

Ютенбогаардит (Ag_3AuS_2) встречается в рудах месторождения Юное в заметных количествах на всех участках. Наиболее крупные скопления установлены в расчистке 1 (горизонт 825 м) на южном фланге месторождения.

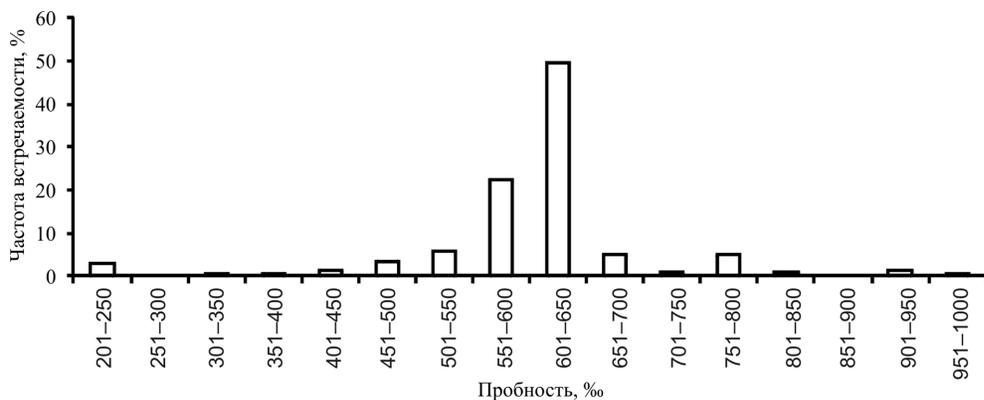


Рис. 9.19. Гистограмма пробности рудопроявления Юное

Особенности самородного золота месторождения Юное

Характеристика	Горизонты (по гипсометрическим отметкам), м		
	780	825	925
Классы крупности, %:			
тонкодисперсное (1–10 мкм)	–	5	10
пылевидное (0,01–0,05 мм)	40	45	55
очень мелкое (0,05–0,1 мм)	40	40	30
мелкое (0,1–0,9 мм)	15	5	5
среднее (1,0–2,0 мм)	5	5	–
Форма частиц	Монокристаллы, комковидные, проволоковидные	Монокристаллы, комковидные (в «рубашках» ютенбогаардтита)	Монокристаллы, комковидные, пленочные, дендритовидные
Средняя прощность, ‰	602	608	575
Парагенезис минералов	Кварц Пирит Акантит	Кварц Пирит Акантит Ютенбогаардит Пирсеит Сфалерит Агвиларит	Кварц Пирит Акантит Галенит

Монокристаллы и кристаллические сростки ютенбогаардтита с акантитом размером до 4–5 мм уникальны. Они имеют таблитчатый облик с преимущественным развитием граней пинакоида [0001] и ромбоэдра [1011] либо слабо развитых граней гексагональной призмы [1010] (рис. 9.20). Цвет минерала темно-серый со слабым розовато-фиолетовым оттенком. Отражение ниже, чем у акантита. Ютенбогаардит ассоциирует с самородным золотом, акантитом, реже – со сфалеритом (клеюфаном) (см. рис. 9.18). Он часто образует каймы на самородном золоте толщиной до 0,2 мм. Ютенбогаардит и акантит имеют резкие прямолинейные границы, не обнаруживающие признаков замещения.

Химический состав ютенбогаардтита нестабилен – содержания S и Ag варьируют в широких пределах.

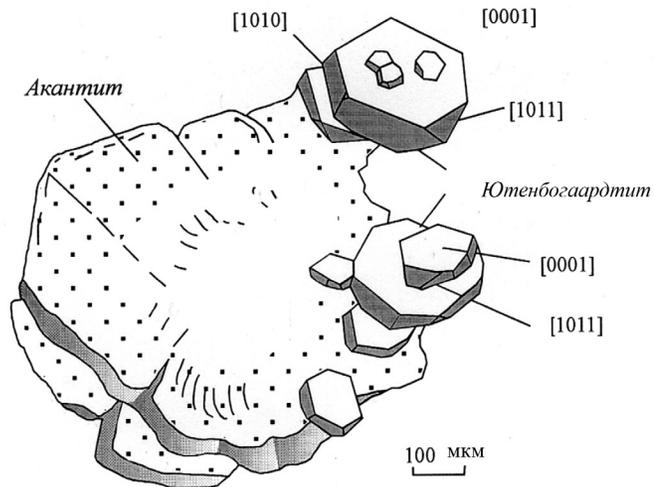


Рис. 9.20. Друзовый агрегат ютенбогаардтита на акантитовой подложке

В целом же отмечается постоянный дефицит S и избыток Ag по сравнению с теоретическим составом Ag_3AuS_2 (см. табл. 9.11). Кроме того, ютенбогаардит размером до 5 мм установлен в интерстициях и на друзовых щетках кварца. Анализы составов его крупных зерен (больше 1 мм) дали относительно устойчивые соотношения Au, Ag и S. Рентгенограмма ютенбогаардита из месторождения Юное совпадает с рентгенограммой природного ютенбогаардита (Barton et al., 1978) при отсутствии линии 2.124 (8). Отмечается близость ряда линий с акантитом. Не исключено, что ютенбогаардит из руд Юного содержит субмикроскопические включения акантита, что подтверждается избытком серебра и дефицитом золота по данным микрорентгенового анализа (см. табл. 9.11).

Как отмечалось, формирование руд месторождения Юное обусловлено широким развитием термального метаморфизма, связанного с внедрением пострудных тел базальтов, температура прогрева при котором была выше 500°C (оценена по минералам-индикаторам (Савва, 1986 г., 1988 г.).

Г. А. Пальяновой для рассмотрения условий образования ютенбогаардита разработаны термодинамические модели (Пальянова, Савва, 2009). Слабое развитие коры выветривания на Юном в условиях холодного климата и отсутствие характерных минералов зон окисления в минеральных ассоциациях позволяют предположить гипогенный генезис ютенбогаардита. Результаты термодинамического моделирования объясняют некоторые закономерности, характерные для изученного объекта, и выявляют условия, при которых возможно образование сульфидов золота и серебра с участием гидротермальных растворов. В разработанной модели (рис. 9.21) предполагается, что интенсивный прогрев пиритизированных риолитов неков приводил к потере пиритом серы и росту ее концентрации в гидротермальной системе; именно эти условия были благоприятны для отложения ютенбогаардита. Результатами проведенных термобарогеохимических исследований (Прокофьев и др., 2012) это подтвердилось.

На основании изучения взаимоотношений рудных жил и прожилков, текстурного анализа в штуфах, а также микроминеральных сростаний процесс оруденения условно разделен нами на три стадии. *С первой стадией* связаны кварц-каолинит-гидрослюдистые изменения риолитов, слагающих неки, и образование пирита первой генерации, *со второй* – формирование кварц-пирит-галенитового минерального парагенезиса (название дано по наиболее распространенным нерудным и рудным минералам). Наличие реликтовых минеральных ассоциаций и неоднородная структура самородного золота позволяют предположить, что в составе раннего парагенезиса были широко распространены халцедон с коллоидно-дисперсным золотом и кварц, в интерстициях которого позже отложились серебросодержащие галенит и теннантит в ассоциации с халькопиритом. Этот парагенезис максимально развит в центральной части неков, а на периферии рудная вкрапленность встречается реже. *Для третьей стадии* характерны перекристаллизация и значительное укрупнение таких минералов, как кварц, галенит, акантит, сфалерит и самородное золото. Здесь отмечается преобладание акантита и ютенбогаардита.

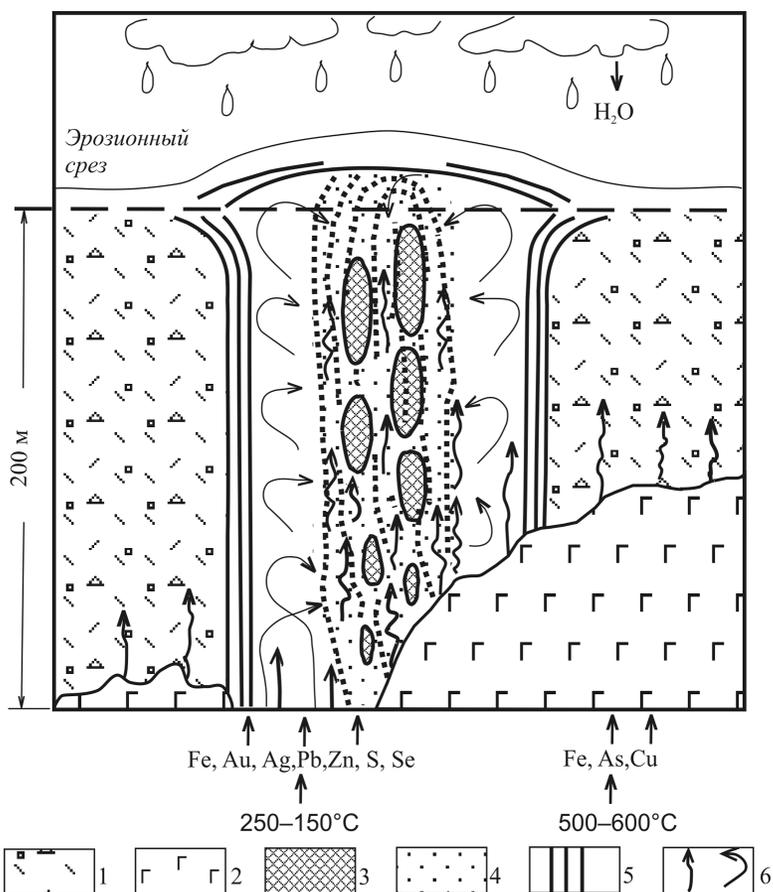


Рис. 9.21. Схема циркуляции гидротермальных флюидов в neckах риолитов (вертикальное сечение): 1 – риолиты кедонской серии ($D_{2-3} kd$); 2 – базальты (C_1); 3 – жёоды, заполненные кварцем и рудными минералами, содержащими ютенбогардит; 4 – наиболее метасоматически проработанная центральная часть neckа с вкрапленниками пирита, акантита и ютенбогардита; 5 – тонкая флюидальность в краевых частях neckа; 6 – направления движения флюидов вдоль neckа и экранированное от стенок neckа

Вторая и третья стадии, возможно, связаны с пострудной магматической активизацией и внедрением базальтов в околорудное пространство, что привело к прогреву рудных тел и привносу высокотемпературных растворов, вызвавших переработку рудного вещества, растворение минералов ранних парагенезисов и образование новых.

Термальный метаморфизм минералов ранней ассоциации связан с внедрением базальтов в околорудное пространство. Температура прогрева не ниже $600^{\circ}C$. По продуктам метаморфизма отчетливо фиксируется неравномерный прогрев рудных тел. Баланс рудного вещества указывает на то, что привноса полезных компонентов (Au и Ag) не происходило, но высокие температуры привели к их перегруппировке с преимущественно твердофазными превращениями (рис. 9.22).

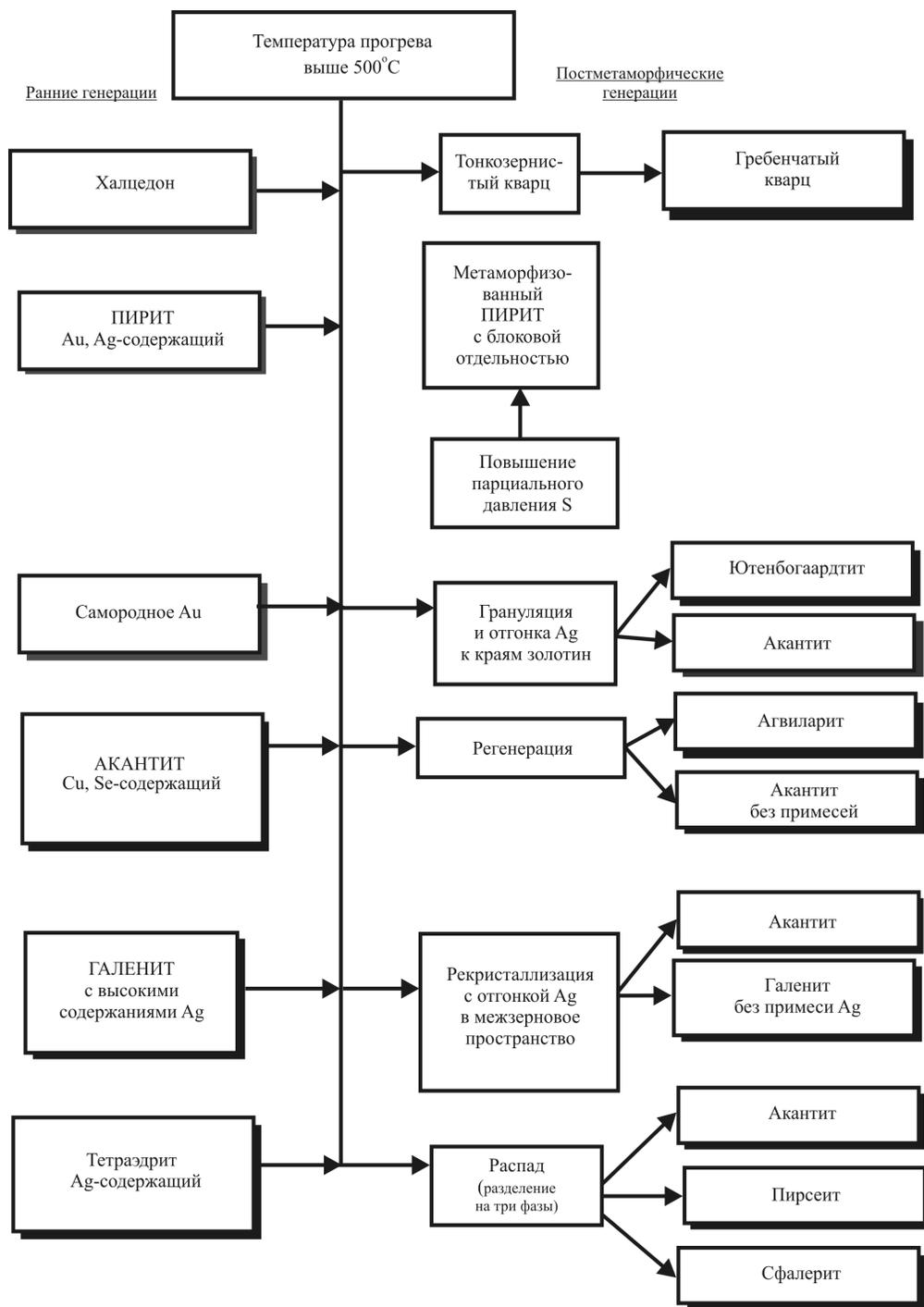


Рис. 9.22. Схема перераспределения минерального вещества в рудах месторождения Юное при термальном метаморфизме, связанном с внутрирудным внедрением базальтов. Жирным шрифтом выделены преобладающие минералы

Для позднего парагенезиса характерны рекристаллизация, грануляция, значительное укрупнение минеральных обособлений кварца, галенита, акантита, сфалерита, электрума. Здесь отмечается преобладание акантита и ютенбогаардтита. На рис. 9.22 приведена схема перераспределения вещества первичных руд. В связи с интенсивным прогревом пиритизированных риолитов, приводившим к потере пиритом серы, концентрация ее в системе возрастала, и именно в этих условиях происходила сульфидизация Au с образованием ютенбогаардтита. Никаких следов тектонических подвижек в виде пересечений разновременных прожилков, цементации рудных обломков и др. не отмечено. То есть последовательность минералообразования такова: ранний этап → прогрев → поздний этап перекристаллизации (метаморфогенные минералы руд). Возможно, следствием термометаморфизма является также оталькование ранних метасоматитов на западном фланге рудного поля. Температура прогрева оценена выше 500°C по минералам-индикаторам, среди которых наиболее информативны кварц, пирит, самородное золото, ютенбогаардтит.

Рассматривая неки как трубчатые рудные тела, следует обратить внимание на их высокую неоднородность. Руды из периферических частей менее сульфидны, чем руды из центральных частей. Распределение полезного компонента также крайне неравномерное. Содержания Au, по данным атомно-абсорбционного анализа, достигают на бонанцевых участках 262–638 г/т, а в обычных колеблются от 5 до 15 г/т (атомно-абсорбционные определения выполнены на приборе «Hitachi» в СВКНИИ, аналитик Т. В. Крячко). Сульфидность руд определяет преимущественно пирит, образующий вкрапления 0,1–3,0 мм в метасоматически измененных риолитах, причем количество этой вкрапленности может достигать 5%, составляя в среднем 1–3%. Большая часть полезных компонентов находится в сростании с кварцем.

Рудопроявление Бургали расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области в бассейне р. Бургали, левого притока р. Омолон. На юго-западе от него в 70 км находится действующая Кубакинская золотоизвлекательная фабрика. Бургали находится также в 40 км от месторождения Биркачан (рис. 9.23).

По данным Б. И. Ишкова (2014 г.), в геологическом строении площади месторождения принимает участие комплекс осадочных и вулканогенных пород. Среди стратифицированных образований выделяются отложения среднего – позднего девона, раннего карбона и четвертичные по долинам водотоков. Эти стратифицированные образования расчленяются на более дробные подразделения – свиты и серии. В районе работ распространены (по данным В. А. Сурчилова, 1992–1994 гг.) вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средне-позднедевонского отдела кедонской серии. Они сложены тремя контрастными свитами: очакчанской ($D_{2-3}oc$), ледниковской ($D_{2-3}ld$) и захаренковской ($D_{2-3}zh$). Раннекарбоновые углистые отложения развиты на северном фланге рудного поля и представлены бургалийской свитой (D_3-C_1br). Пермские отложения развиты весьма ограниченно.

В интрузивные и субвулканические образования входят комплексы различного возраста и состава: кедонский – средне-позднедевонские субвулканические образования, булунский – раннекаменноугольные интрузии, бебеканский – позднеюрские интрузии, омолонский – раннемеловые интрузии, викторианский – позднемеловые интрузии.

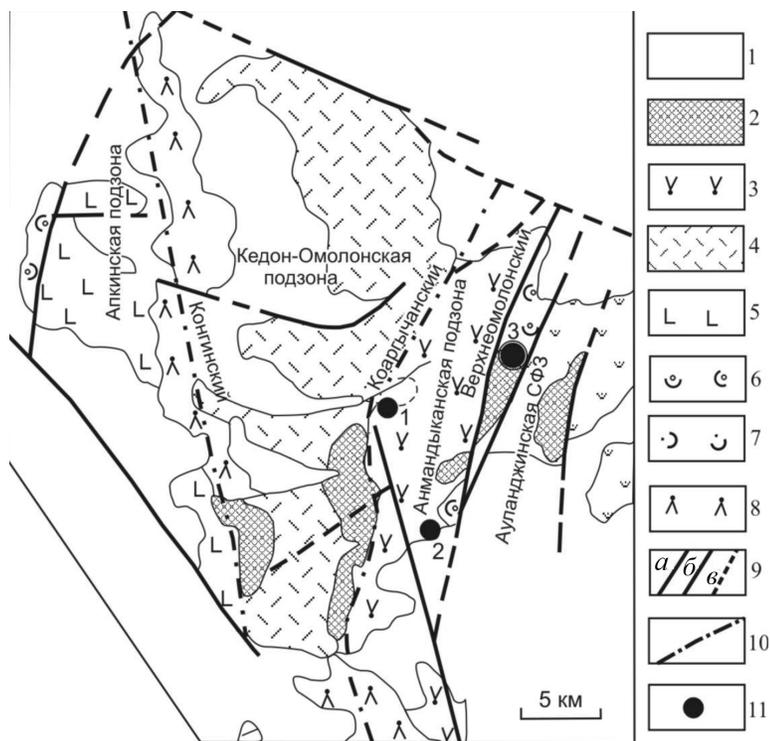


Рис. 9.23. Геолого-структурная схема положения месторождения Бургали (по Егорову, 2004 г.; Рехину, 2011): 1 – четвертичные отложения; 2 – архей-протерозойские высту́пы кристаллического фундамента; 3–5 – кедонская серия (D_{2-3}): 3 – трахиандезитовая формация Анмандыканской подзоны; 4 – трахириолитовая формация Анмандыканской подзоны; 5 – трахибазальт-трахириолитовая формация Кедон-Омолонской подзоны; 6, 7 – вулканогенно-молассовая формация (D_3-C_1): 6 – вулканогенно-молассовая формация Ауладжинского комплекса; 7 – молассовая и «отдаленная» кремнистая формация; 8 – андезитовая формация позднего мела (K_2); 9 – разломы, ограничивающие Омолонский массив (*a*), разделяющие его на блоки (*б*), предполагаемые (*в*); 10 – скрытые разломы фундамента; 11 – месторождения: 1 – Биркачан, 2 – Кубака, 3 – Бургали

Практически все породы территории подвергнуты региональным изменениям пропилитового типа. Пропилиты представлены низкотемпературной карбонат-хлоритовой, в меньшей мере среднетемпературной эпидот-хлоритовой фациями. Зона серицитизации и окварцевания пород включает многочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилковые зоны, образующие линейный штокверк северо-восточного (примерно 25°) простирания, с которым связаны рудные зоны и тела.

На участке развития штокверка интенсивность метасоматоза, а также наполнение жилами и прожилковыми образованиями изменчивы по интенсивности. Штокверк состоит из ряда крупных и серии мелких кулисообразных зон, им параллельных, отличающихся наиболее интенсивным проявлением гидротермалитов (количество жил и прожилков от нескольких процентов до нескольких десятков процентов). Видимый по рельефу вертикальный размах около 250 м, преобладает падение к юго-востоку под углами $50-70^\circ$. Штокверк уверенно наблюдается по простиранию на протяжении 3700 м.

Участкам штокверка свойствен серицит-кварцевый метасоматоз вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Наиболее интенсивен он в окружении крупных жил или на участках, где наполнение пород прожилково-жилным материалом превышает 10%. В этих интервалах серицит-кварцевый метасоматоз выражен в осветлении вмещающих пород. На участках штокверка, где количество прожилкового материала не превышает 3%, метасоматоз проявлен значительно меньше (участки слабых изменений). Протяженность зоны метасоматитов превышает 5500 м, мощность 800–1000 м. Протяженность жил и зон 300–500 м, они не выдержаны по мощности и по простираюнию имеют прерывистый характер.

Установлена отчетливая приуроченность рудных зон к сочленению Биркачанского разлома субширотной ориентировки и Верхнеомолонского разлома субмеридиональной ориентировки (Рехин, 2011).

На месторождении также известны аргиллизиты. Они встречаются локально в тектонических зонах, а также в околожилных интервалах. Их минеральный состав каолинит-кварц-гидрослюдистый. Интенсивность и масштабы их проявления не велики. Обычно это линзовидные образования мощностью в первые десятки сантиметров (не более метра) и протяженностью до 10 м.

Данные, полученные нами при изучении прозрачных шлифов, позволяют говорить о том, что прожилки позднего кварца отчетливо пересекают породы породы бургалийской свиты (D_3-C_1), насыщенные остатками древесных обломков (рис. 9.24).

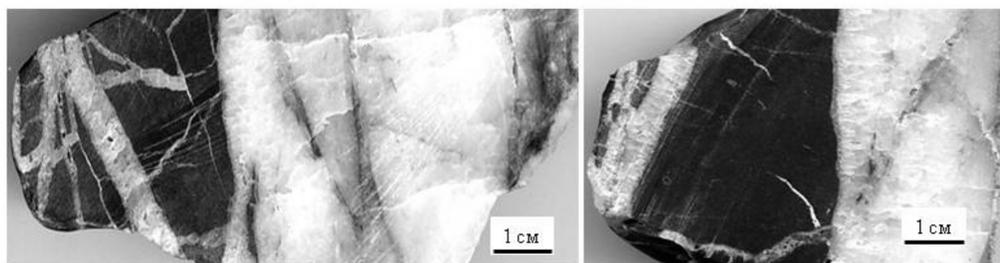


Рис. 9.24. Брекчия, представленная обломками черной породы, сцементированной молочно-белым кварцем и халцедоном

При просмотре в прозрачном шлифе установлено, что черная порода в образце (см. рис. 9.24) представлена обломком обугленной и окаменевшей древесины предположительно раннекарбонového возраста и пересечена сетью кварц-халцедоновых прожилков (рис. 9.25).

Изучение руд показало, что месторождение по текстурным признакам и тонкому характеру выделений рудных минералов может быть отнесено к типичному для Кедонского вулканического пояса эпитермальному золото-серебряному убогосульфидному типу. На рис. 9.26 показан облик наиболее типичной руды Бургалийского месторождения.

Минеральный состав руд приведен в табл. 9.13.

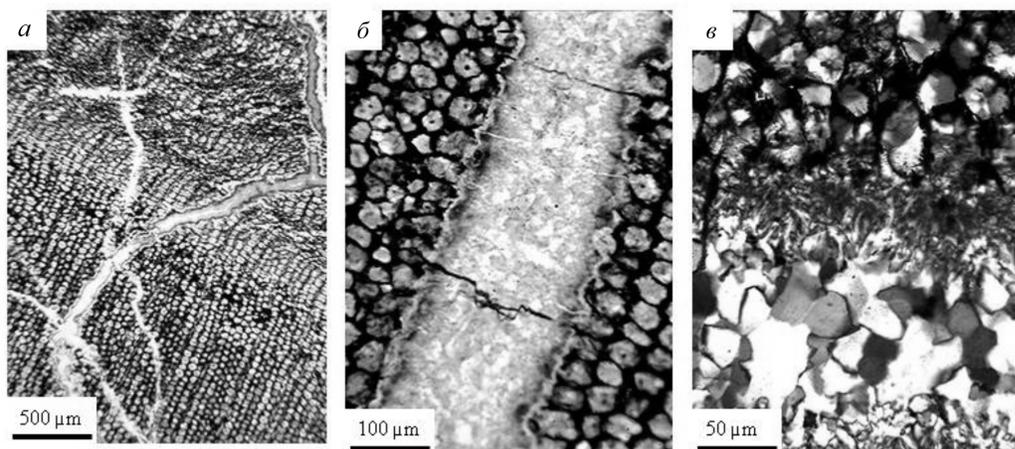
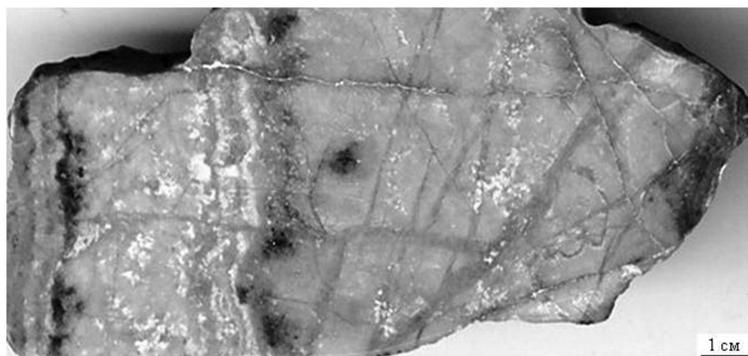
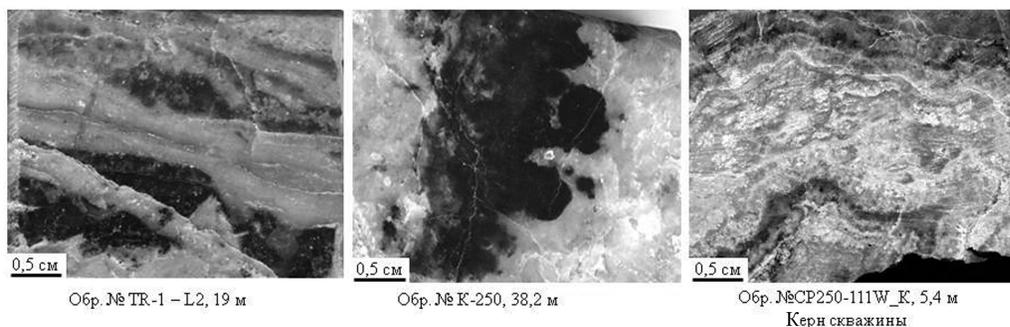


Рис. 9.25. Строение черных обломков из брекчии, показанной на рис. 19.24: *а* – ячеистое строение древесины, в прожилках кварц и колломорфный халцедон; *б, в* – в ячейках кварц, прожилки кварц-халцедоновые, снято с разным увеличением



Обр. № TR-1 – L3, 16,5 м

Рис. 9.26. Колломорфно-полосчатая текстура руды, обусловленная чередованием полос кварца, адюляра, гидрослюда

Минеральный состав руд месторождения Бургали по степени распространенности

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильно-метасоматические	Кварц Адуляр Гидрослюда	Каолинит Карбонат	Смектит Цеолит
Рудные	Пирит Полибазит (селено-полибазит) Самородное золото (электрум)	Стефанит Акантит	*Халькопирит Сфалерит Агвиларит Самородное серебро Фишессерит? *Гессит? Гематит
Гипергенные	Лимонит Пирролузит	Гидрогематит	Монтмориллонит

* Минералы, описанные В. Б. Рехиным (2011).

Характеристика основных минералов

Жильно-метасоматические минералы

Кварц – наиболее распространенный жильный минерал. Можно говорить о двух его генерациях. **Кварц I** представлен светло-серой разновидностью. Он срастается с адуляром и гидрослюдой, образуя ритмично-полосчатые агрегаты. По мере формирования жил он вначале был представлен халцедоном, а затем происходила его раскристаллизация с превращением в микрокристаллическую фазу и агрегаты шестоватого кварца. **Кварц II** пересекает ранний кварц-адуляр-гидрослюдистый агрегат, образуя тонкие прожилки халцедоновидного кварца (рис. 9.27).

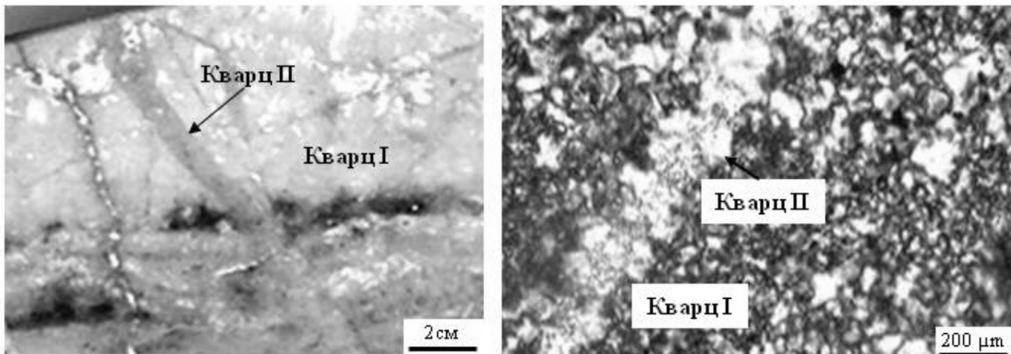


Рис. 9.27. Две генерации кварца. В образце слева отчетливо видно пересечение раннего более массивного кварца поздними прожилками, справа в прозрачном шлифе также видны две генерации кварца

Адуляр образует перистые и пятнистые скопления в полосах кварца, имеет светло-кремовый оттенок и почти полностью замещен глинистыми минералами, так как образцы отобраны из поверхностных горных выработок.

Гидрослюда развита по полевому шпату и слагает самостоятельные полосчатые скопления в колломорфных образованиях. К полосам гидрослюды, как к более пористым образованиям, нередко приурочена рудная минерализация.

Глинистые минералы развиты псевдоморфно по адуляру.

Рудные минералы

Самородное золото представлено электрумом с пробностью 338–719‰, со средним значением 596‰. Наиболее распространенные значения находятся в интервале 600–650‰.

В распределении пробности не отмечается контрастной полимодальности (рис. 9.28). Это говорит о том, что поздние прожилки халцедоновидного кварца с электрумом 300–350‰ малопродуктивны и эта стадия слабо проявлена.

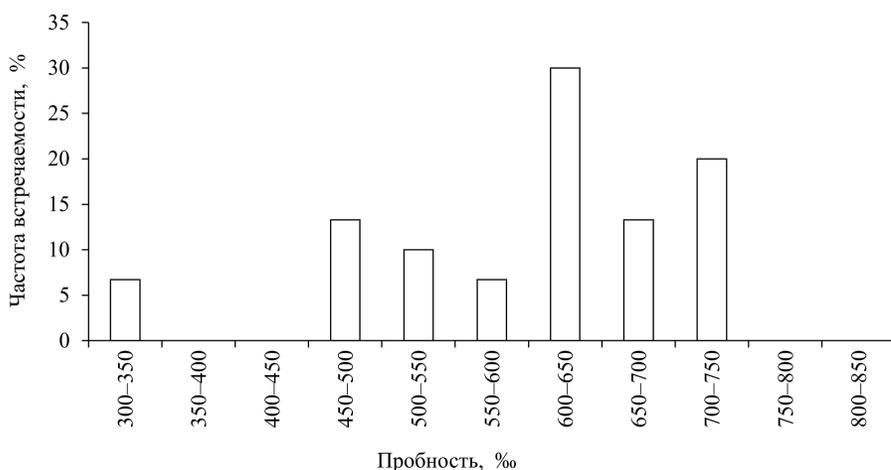
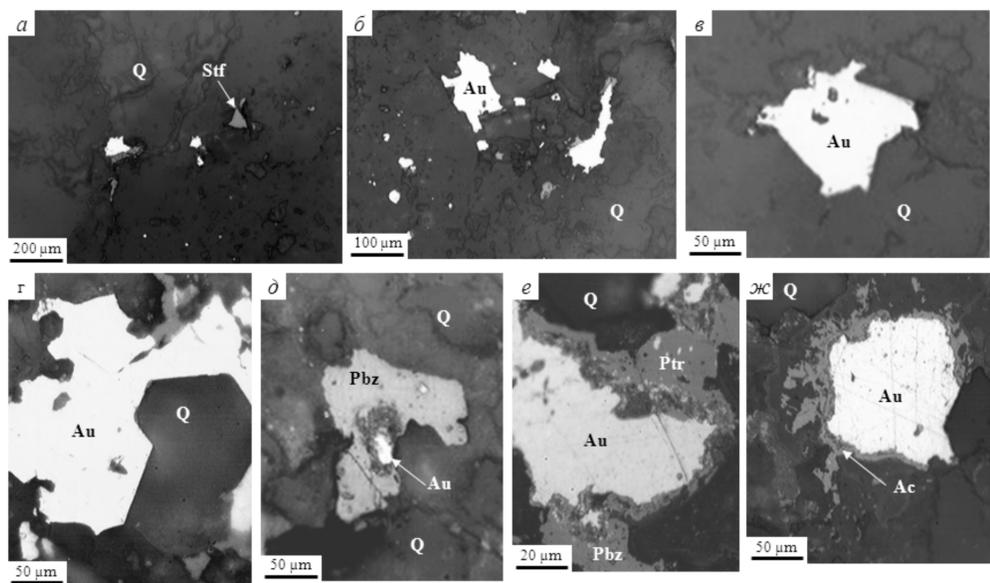


Рис. 9.28. Гистограмма пробности самородного золота в рудах месторождения Бургали

Электрум встречается преимущественно в сростании с полибазитом и нередко окружен тонкой каймой акантита (рис. 9.29). Часть электрума отлагается в «свободном» виде непосредственно в кварце и кварц-гидрослюдистом агрегате. Формы выделения ксеноморфные и ограничены плоскостями кристаллов минералов матрицы. Размеры выделений можно разделить на два класса: мелкое до пылевидного (5–50 мкм) составляет около 70% и относительно более крупное (100–300 мкм) – 30%. Отдельные золотины достигают размеров 800 мкм.

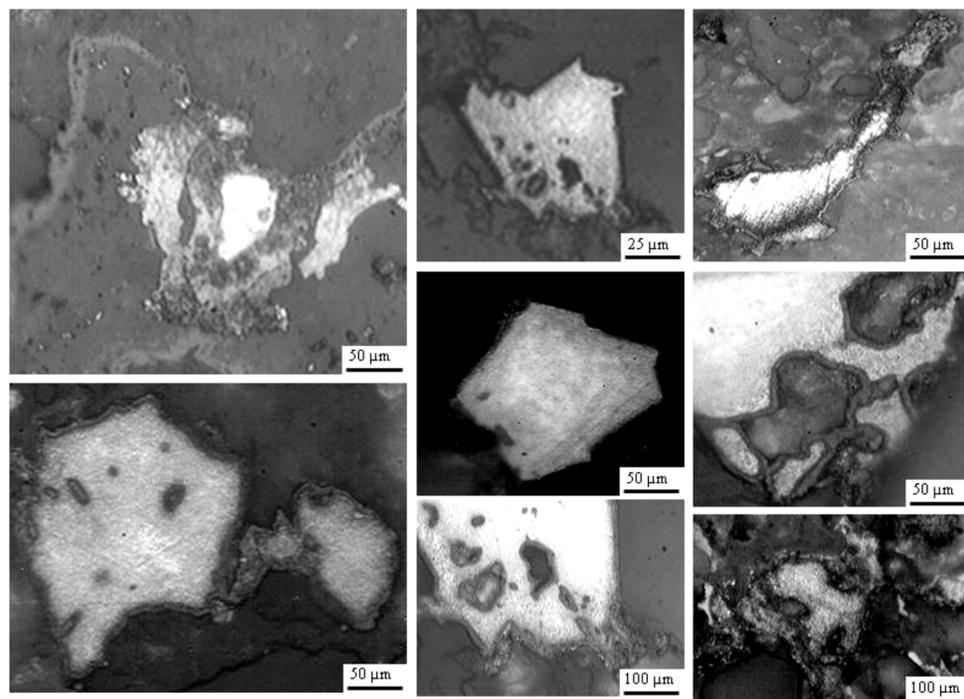
Структурным травлением установлена неоднородность в пределах каждой из золотинок (рис. 9.30). Травление проводили раствором хромового ангидрида в соляной кислоте. Все выделения электрума окружены тонкими низкопробными каймами, свидетельствующими о слабопроявленном термометаморфизме при отложении позднего кварца.

Самородное серебро встречается эпизодически и, возможно, является гипергенным. Оно отлагается на границе кварца и окисленного до пиролюзита марганцовистого карбоната.



Обр. №К-250, 36,8 м

Рис. 9.29. Срастания самородного золота месторождения Бургали: *a–г* – интерстициальные обособления самородного золота в кварц-гидрослудистом жильном материале; *д–е* – срастания золота с полибазитом; *ж* – ажурная кайма акантита на самородном золоте



Обр. №К-250, 36,8 м

Рис. 9.30. Внутренние структуры электрума – неяснозональные, выявленные структурным травлением. Вокруг каждой золотины тонкая низкопробная кайма

Тем более, что, согласно М. С. Сахаровой и др. (1989), пиролюзит является прекрасным осадителем серебра. Размеры выделений самородного серебра не превышают 200 мкм.

Полибазит – наиболее распространенный минерал серебра в рудах. Он образует ксеноморфные выделения и тесно сростается с самородным золотом. Размеры его выделений 20–500 мкм. Отмечаются структуры распада твердого раствора электрума и самородного серебра в полибазите. Часто между полибазитом и электрумом образуется разделительная кайма акантита.

Стефанит образует преимущественно самостоятельные выделения, нередко приуроченные к участкам скопления гидрослюды. Его выделения ксеноморфны и имеют размеры до 200 мкм.

Акантит встречается как в сростании с электрумом, образуя каймы обрастания, так и в виде самостоятельных выделений в кварц-гидрослюдистом жильном материале. Размеры его выделений не превышают 100 мкм.

Пирит на отдельных участках жил количественно составляет до 3%, но в большей части образцов его вообще не установлено. Пирит образует вкрапленность идиоморфных кристаллов пентагон- и гексагон-додекаэдрического габитуса (по очертаниям в аншлифе). Размеры кристаллов, реже сростков достигают 1,5 мм. В пирите отмечаются реликты овоидных структур, типичных для переходного продукта пирротин → пирит, называемых «птичий глаз» (см. рис. 9.29), что, скорее всего, связано с постепенным возрастанием режима серы в процессе формирования пирита. Сначала образовывался пирротин, а затем он сульфидизировался до пирита.

Заканчивая характеристику минералогических особенностей, можно констатировать, что месторождение Бургали относится к классу убогосульфидных эпитептермальных **Au-Ag месторождений, характерных для Кедонского вулканического пояса**, таких как Кубака и Биркачан, датируемых D_3-C_1 . Поздние жилы и прожилки месторождения пересекают раннекарбонную углефицированную толщу (см. рис. 9.24, 9.25), накапливающую селен при вулканических извержениях, и это может служить признаком повышенной селенистости руд, аналогично месторождению Биркачан (Савва, 2005).

Близкое расположение ЗИФ Кубаки и сходство технолого-минералогических особенностей руд месторождения Бургали с рудами Биркачана и Кубаки являются благоприятными факторами для его промышленного освоения при относительно небольших запасах золота.

Рудопроявление Магнитное. По данным Т. Б. Русаковой (1996 г.), в геологоструктурном отношении оно приурочено к западному крылу средне-палеозойской вулканической просадки, в области сочленения ее с фундаментом, который представлен метаморфическими породами, слагающими эндо- и экзоконтактовую зону Анмандыканского щелочного массива. Наиболее древние отложения – интенсивно метаморфизованные (до фенитов) породы условно рифейского возраста. Перекрывающие их вулканы принадлежат кедонской серии и представлены здесь двумя толщами: трахитами и андезитами; магматические образования – многочисленные интрузивные и

субвулканические тела палеозоя. Среди интрузивных пород наиболее развиты нефелиновые сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, фениты, среди субвулканических – риодциты, риодациты, трахириодациты, базальты.

К гидротермальным образованиям относятся кварцевые и сульфидные прожилки, а также зоны гематитизации, аргиллизации, вторичные кварциты. Протяженность жил не превышает 100 м, мощность – 0,1–0,2 м. За пределами участка, на юго-западе в фенитах развиты кварц-флюоритовые жилы с золотой минерализацией. Текстуры руд колломорфные и вкрапленные, реже брекчиевые.

Незначительное количество установленных к настоящему времени минеральных видов (табл. 9.14), возможно, связано и с относительно слабой изученностью объекта.

Таблица 9.14

Минеральный состав руд месторождения Магнитное по степени распространенности

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Кварц Полевой шпат Карбонат	Флюорит? Гидрослюда Халцедон	Кальцит Доломит
Рудные	Пирит Арсенопирит Марказит	Гематит Халькопирит Сфалерит Самородное золото Самородное серебро Кюстелит	Галенит Блеклая руда Пирротин Кубанит
Гипергенные	Гидроксиды железа	Ярозит Доломит	

При беглом взгляде на рудную минерализацию кварцевых жил создается обманчивое впечатление о содержащихся там сульфосолях Ag. На самом же деле преобладающее развитие в рудах имеют лишь пирит, марказит и арсенопирит. Причем арсенопирит находится в виде своеобразных сростаний с пиритом и марказитом. Шестоватые (похожие на сульфосоли), иногда изогнутые, нитевидные, вросстки агрегатов пирита и марказита располагаются внутри зерен арсенопирита, а иногда как бы являются матрицей для зарождения и последующего роста кристаллов арсенопирита, который окаймляет эти шестоватые марказитовые вросстки в виде зубчатого агрегата (рис. 9.31).

Самородное золото в большей своей части «связанное», содержится в виде округлых включений размером 0,01–0,05 мм в кристаллах пирита, идиоморфных очертаний. Причем совершенно отчетливо выделяются две разновидности природных золото-серебряных сплавов: одна – темно-желтое с пробностью около 800‰, другая – очень светлое, близкое к кюстелиту или самородному серебру, – 200–400‰. Наряду с золотом в пирите содержатся включения пирротина, реже халькопирита и сфалерита, иногда галенита и блеклой руды.

«Свободное» золото присутствует в призальбандовых частях кварцевых прожилков и образует редкие вкрапленники в метасоматитах.

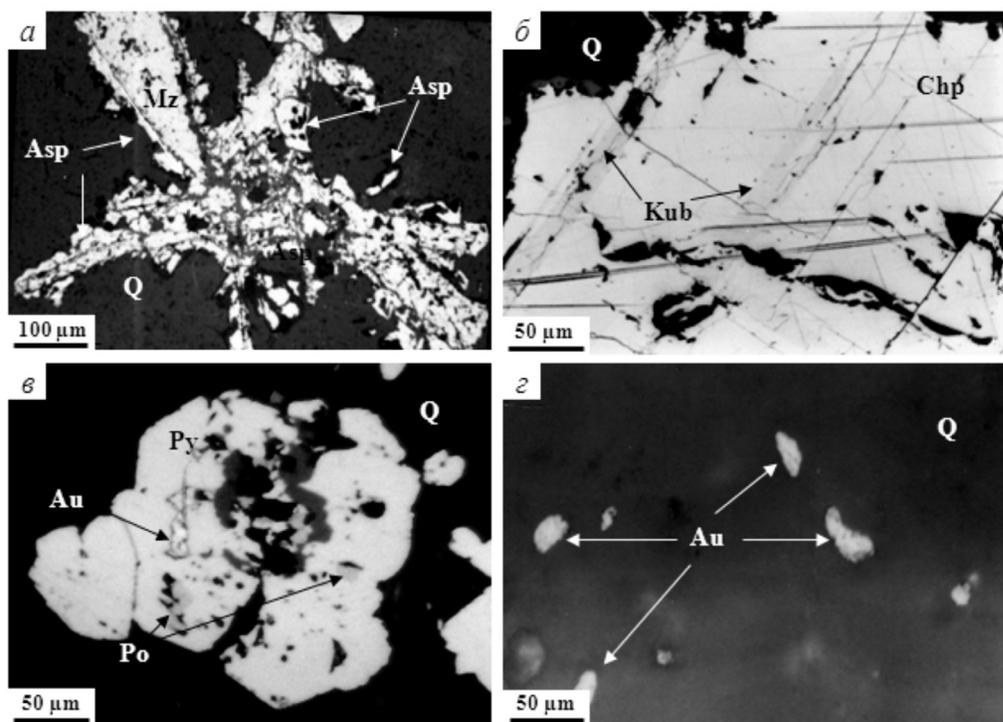


Рис. 9.31. Срастания рудных минералов месторождения Магнитное: *а* – обрастание арсенипитом (Asp) марказита (Mz); *б* – срастание халькопирита (Chp) с кубанитом (Kub); *в* – «связанное» золото в пирите; *з* – вкрапленность «свободного» золота в кварце (Q)

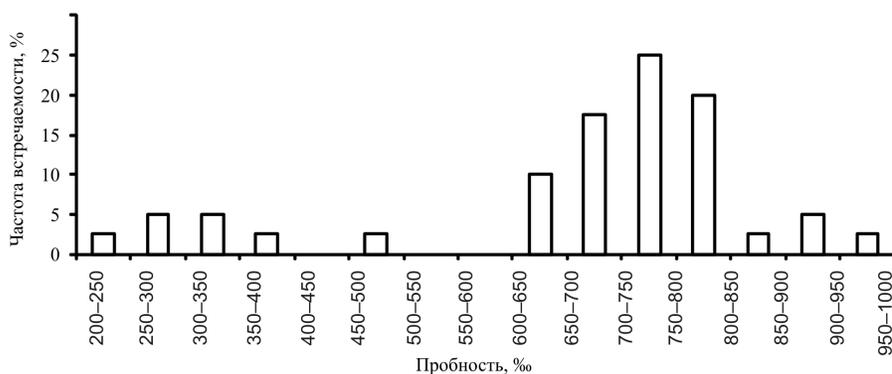


Рис. 9.32. Гистограмма пробности самородного золота участка «Магнитный»

Здесь его размеры колеблются от 0,02 до 0,2 мм. На участках, где развита сеть карбонатных прожилков и гидроксиды железа, размеры золотинок могут превышать 1 мм, пробность – 550–560‰ (рис. 9.32).

По данным бороздового опробования содержание Au колеблется от 1,5 до 5,2 г/т, а Ag – от 5 до 10 г/т.

В целом опыт изучения множества золото-серебряных объектов (Горячев, Савва, 2001) позволяет говорить о глубоком эрозионном срезе месторождения. В пользу этого свидетельствуют следующие факты: в области сноса образовалась крупная россыпь золота (добыто 900 кг); в рудах широко развит арсенопирит, наряду с практически полным отсутствием минералов сурьмы; в рудном поле по минералого-геохимическим данным отмечается преобладание As над Sb (для золото-серебряных месторождений геохимическая пара Sb – As, как правило, характеризует вертикальную зональность – на верхнерудных горизонтах – Sb, на нижних – As).

9.3. Медно-порфировое оруденение

Медно-порфировое оруденение распространено в восточной части территории в зоне Верхне-Омолонского разлома, связано с этапом внедрения интрузий булунского комплекса и чаще всего находится в экзо- и эндоконтактных зонах гранитоидных массивов этого возраста.

Рудопроявление Табор относится к наиболее изученным и типичным (Русакова, 1990 г.). Оно расположено в междуречье Загорная – Орлиный. Проявление приурочено к восточному контакту массива Орлиный, прорывающего архейские метаморфические породы. Гранодиориты массива и вмещающие их породы прорваны дайками и штоками кварцевых диорит-порфиритов булунского комплекса. Кроме того, в рудном поле присутствуют многочисленные дайки среднего и основного состава и небольшие штоки лейкогранитов мелового (?) возраста. Оруденение представлено рассеянной сульфидной минерализацией в эпидот-хлоритовых пропилитах, развитых по всем этим породам, за исключением меловых даек. Наиболее измененными и оруденелыми являются гранодиориты массива Орлиный и кварцевые диорит-порфириты булунского комплекса. В центральной части выделяется субмеридиональная зона интенсивной сульфидизации протяженностью 3200 м при ширине до 500 м, в которой отмечаются зоны «кэпинга» шириной до 200 м, несущие азуритовую и малахитовую минерализацию. Во внутренних частях локально проявлены кварц-гидрослюдистые и кварц-каолиновые метасоматиты с кварцевым прожилкованием. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом, азуритом, малахитом, скородитом. По данным штучного опробования в сульфидизированных и окварцованных породах содержания меди достигают 0,7%, молибдена – 0,005%. Максимальные содержания отмечаются в отдельных кварцевых жилах с видимым молибденитом, меди – до 1%, молибдена – до 0,5%. По результатам бороздowego опробования канав содержания меди также не превышают 0,7%, молибдена – 0,015%. Выделяется несколько интервалов мощностью от 10 до 58 м с содержанием меди 0,11–0,14%. Кроме меди и молибдена, установлены Au до 0,01 г/т, Ag – 1–4 г/т. Проявление Табор – типичный представитель медно-порфировой формации. Наиболее вероятен штокверковый геолого-промышленный тип возможного месторождения, но не исключены и крутопадающие плитообразные залежи (зоны прожилкования). Возможно, руды золото-сульфидно-кварцевого проявления Орлиное, обнажающиеся севернее участка «Табор», являются составной частью общей порфировой системы.

Кроме этого, в Верхне-Омолонской зоне разлома выделяются прогнозируемые Щельнинское и Ледяное рудные проявления, характеризующиеся подобным оруденением. Предполагается развитие руд медно-порфировой формации на глубоких горизонтах золото-серебряного проявления Дубль (Егоров, 2001 г.).

9.4. Формация золото-сереброносных джаспероидов

Формация золото-сереброносных джаспероидов на Омолонском массиве изучена слабо. На описываемой территории повышенные концентрации золота и серебра отмечаются в окварцованных и сульфидизированных терригенно-карбонатных породах рифея и карбонатных породах ордовика, обычно прорванных интрузиями алы-юряхского или булунского комплекса. Установлены они только в Кедон-Омолонской подзоне, причем приурочены в основном к краевым частям подзоны, где установлены выступы пород первого структурного яруса. Наиболее изученный объект такого типа – **рудопроявление Риф** (Солдатов, 1996 г.).

В структурном плане рудное поле участка «Риф» представляет собой интрузивно-купольное поднятие, сформировавшееся в узле пересечения разнонаправленных разломов – субмеридионального Коаргычанского и северо-восточного Верхне-Кедонского. В ядерной части поднятия обнажаются терригенные образования рифея и терригенно-карбонатные породы ордовика, прорванные интрузиями лейкогранитов и кварцевых монзонитов булунского комплекса. По периферии поднятия обнажаются покровные вулканиты кедонского комплекса, представленные туфами ледниковой и ягоднинской толщ; в южной части залегающие периклинально. В западной части участка обнажается сложно построенное субвулканическое тело, сложенное кластолавами трахириолитов кедонского комплекса. Трахириолиты сопровождаются обширным полем кварц-гидрослюдистых метасоматитов, кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами и зонами прожилкования мощностью 0,5–1,5 м, протяженностью до 200 м. Содержания золота в них, как правило, не превышают 1 г/т, серебра – 10 г/т. Установлена одна зона в трахириолитах с содержанием золота 2,3 г/т, серебра – 12 г/т.

Вблизи контакта с гранитоидами булунского комплекса по карбонатным породам ордовика формируются магнетитовые скарны и рудоносные джаспероиды. Тела джаспероидов представляют собой послойные залежи мощностью до 2,5–3 м среди карбонатных пород ордовика, сложенные окварцованными и тонкосульфидизированными известняками с линзами и прожилками кварца, также содержащего сульфидную вкрапленность. Содержания Au в них достигают 5,4 г/т, Ag – 1011 г/т, Cu и Sb – до 1%. Установлены две рудные залежи протяженностью не менее 200 м каждая и средней мощностью 2,5 м, со средним содержанием золота 0,65 г/т, серебра – 386 г/т. Рудные минералы составляют от 1–3 до 10% и представлены в основном фрейбергитом, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, пирит, сфалерит, аргентит, пираргирит, самородные серебро и золото, вторичные – малахит, азурит, халькозин (Солдатов, 1996 г.).

Рудопроявление Ягельное располагается на водоразделе руч. Ягельный и Дымка, левых притоков руч. Дырочка; площадь – 14,5 км². Рудное поле находится на западном фланге Иннягинского рудного узла. Оно сложено породами неопротерозойских

(рифейских) нючалинской и заросшинской свит, прорванными кварцевыми диоритами абкитского комплекса и перекрытыми туфами и игнимбритами кедонской серии.

Оруденение представлено жилами и прожилками карбонат-кварцевого, кварцевого, сульфидно-кварцевого и карбонатного состава, локализованными в обширных зонах метасоматического окварцевания (нередко послойных) в породах нючалинской и заросшинской свит. Нами они рассматриваются как золотоносные джаспероидные образования. Всего установлено 26 жил и жильно-прожилковых зон средней мощностью 20 м при суммарной протяженности 11 500 м. Они развиты преимущественно в неопротерозойских (рифейских) отложениях, в основном это жилы в перекрывающих вулканитах кедонской серии.

Наибольшее значение имеет рудная зона № 1, представляющая собой сочетание прожилково-линзовидных и жилоподобных невыдержанных по мощности тел сложной формы вдоль зон тектонических нарушений. Рудоносные тела располагаются субсогласно среди пород нючалинской свиты. Общее простирание рудной зоны северо-восточное от 40–50 до 60–70°. Мощность ее колеблется от 100 до 600 м, протяженность – 1200–1300 м (Файзулин и др., 1987 г.). Основную роль в составе прожилков играют кварцевые, карбонат-кварцевые и сульфидно-кварцевые, а также более поздние и пострудные кварц-карбонатные и карбонатные образования. Прожилки имеют мощность от первых миллиметров до 2–3 см и обычно субпараллельное простирание. Количество их на 1 м зоны меняется от 10 до 15. Тонковкрапленная рудная минерализация тяготеет к юго-восточному флангу рудной зоны и представлена пиритом, халькопиритом, блеклой рудой (?), ялпаитом (?), агвиларитом, стефанитом, полибазитом и селенидами серебра (?). Содержание золота по бороздовым пробам достигает 3,2, а серебра – 1061,7 г/т на 4 м мощности (максимально до 10,5 г/т золота и 3460,9 г/т серебра). В качестве примесей установлены, %: медь – до 1, свинец – до 0,4, цинк – до 0,6, молибден – до 0,02 и сурьма – до 0,2. В рудном поле выделяются геохимические аномалии золота (до 0,05 г/т), серебра (до 5 г/т) и потоки золота (до 3 г/т), а также слабо-контрастный шлиховой его ореол (Файзулин и др., 1987 г.; Чайцын и др., 1989 г.).

Джаспероиды обычно характеризуются невысокими (первые г/т) содержаниями золота и резко аномальными (сотни г/т до 1 кг/т) содержаниями серебра, что отличает их от типичных «карлинских» золотоносных джаспероидов. Лишь в Ущельнинском рудном поле в метасоматически окварцованных карбонатных породах ордовика установлены содержания Au до 15,9 г/т (Бурзайкин, 1991 г.). Подобный формационный тип проявления прогнозируется на площадях Ягельнинского, Маякского, Ущельнинского и Иннягского рудных проявлений.

9.5. Золото-сульфидно-кварцевая формация

Золото-сульфидно-кварцевая формация на рассматриваемой территории распространена незначительно.

Рудопроявление Орлиное наиболее хорошо изучено среди этого формационного типа, однако мнения о его возрасте различны. Не исключен его меловой возраст или полихронность формирования оруденения от среднего палеозоя (карбон) до позднего мезозоя. Это следствие неоднозначности определения возраста интрузивных пород,

с которыми ассоциирует оруденение. Рудные тела пространственно размещаются среди метасоматически измененных (пропилитизированных и березитизированных) архейских метаморфитов и булунских кварцевых диорит-порфиритов. Продуктивные жилы и прожилки имеют кварцевый, часто с пиролюзитом и псиломеланом, родохрозит-сульфидно-кварцевый и кварцево-сульфидный состав. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гюбнеритом. В пробах-протоочках установлены: самородные золото и серебро, акантит, сульфосоли серебра. Мощность рудоносных жил обычно небольшая, не превышает 1 м, прожилково-жилых зон – до 2,5 м, протяженностью 150–200 м. Содержания золота достигают сотен г/т, серебра – первых кг/т.

На остальной части территории в основном выявлены лишь пункты минерализации – **Имукэгский** и **Нючалинский**, где в архейских метаморфитах или ороговикованных вулканитах кедонской серии на контакте с интрузивами булунского (в первом случае) или алы-юряхского (во втором) комплекса установлены сульфидно-кварцевые жилы и сульфидизированные метасоматиты с содержаниями Au до 4–5,5 г/т, Ag – до десятков г/т.

Рудопроявление Любимое, вероятно, относится к этому же типу. Его рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками, развитыми в кварцевых монцонитах булунского комплекса (массив Лабазный). Содержания сульфидов в рудных телах обычно составляют от 1–2 до 10%. Они представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, реже сфалеритом. Характерна приуроченность распространения такого типа оруденения к крупным зонам глубинных разломов (Верхне-Омолонский, Конгинский, Коаргычанский).

9.6. Серебро-арсенидная формация

Серебро-арсенидная формация впервые выделена Н. Е. Саввой на участке «Седой» (Савва, Ведерников, 1989; Савва, 1999).

Рудопроявление Седое расположено на правом берегу устьевой части руч. Кустики, правого притока р. Русская-Коркодонская (рис. 9.33). Участок рудопроявления сложен толщей известняков и доломитов с прослоями алевролитов ордовика, несогласно перекрытых риолитами и игнимбритами кедонской серии. Известняки прорваны небольшими телами и дайками биотитовых гранодиоритов и монцодиоритов булунского комплекса раннего карбона, по-видимому, являющихся апофизами Гэлбэттинского массива, обнажающегося восточнее на правом берегу руч. Кустики.

→

Рис. 9.33. Рудное поле месторождения Седое: 1–5 – терригенные комплексы разных свит триаса (см. гл. 5); 6–9 – карбонатно-терригенные комплексы позднего палеозоя (см. гл. 5); 10–12 – вулканогенные комплексы Кедонского пояса (см. гл. 4); 11–16 – карбонатные и терригенные комплексы ордовика (см. гл.3); 17, 18 – интрузивные комплексы позднего мела; 19, 20 – девонские вулкано-интрузивные комплексы; 21, 22 – метасоматически измененные породы; 23 – скарны; 24 – риолиты; 25 – андезиты; 26 – дациты; 27 – риодациты; 28 – субвулканические риолиты; 29 – гранодиориты-кварцевые диориты; 30 – разломы (а) и границы стратиграфические (б); 31 – гидротермальные жильные зоны (а) и жилы (б); 32 – дайки; 33 – канавы разведочные; 34 – вершины гор; 35 – элементы залегания пород



T_3	1	T_{3br}	2	T_{3zl}	3	T_{1-2}	4	T_{1-2rs}	5	P_2	6	$P_{2gž}$	7
P_{2om}	8	P_{2hv}	9	D_{2-3}	10	D_{2-3k}	11	D_{2-3fr}	12	O_{2mr}	13	O_{2ht}	14
O_{1ur}	15	O_{1lk}	16	$\lambda_2 K_2 kn$	17	$\delta\pi K_2$	18	λD_{2-3}	19	λD_{2-3fr1}	20		21
	22		23		24		25		26		27		28
	29		30		31		32		33		34	$\downarrow 25^\circ$	35

Вдоль контактов тел развиты поля скарнов и скарноидов мощностью 50–100 м и сульфидно-кварцевые прожилки и линзы. На северо-западном фланге рудопроявления обнажается экструзия риолитов, в контактовой зоне которой содержатся обломки известняков и кварца (Савва, Ведерников, 1989) (рис. 9.34).

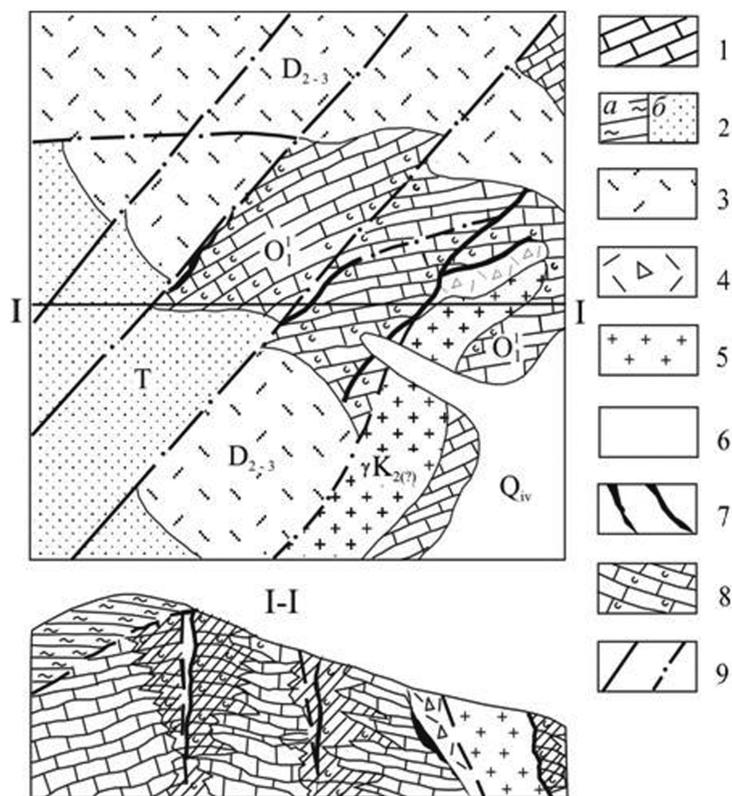


Рис. 9.34. Схема геологического строения рудопроявления Седое: 1 – известняки нижнего ордовика O_1 ; 2 – глинистые (а) и песчаные (б) отложения триаса нерасчлененные (Т); 3 – риолиты кедонской серии ($D_{2,3}$); 4 – субвулканические конгломераты кислого состава (K_{1-2}); 5 – гранитоиды ($D_3 - K_{1-2}$); 6 – четвертичные отложения (Q_{IV}); 7 – минерализованные карбонатные жилы; 8 – скарнированные известняки; 9 – тектонические нарушения

Аналитические данные (табл. 9.15) позволяют говорить о первичном повышенном фоне Pb и Zn в ордовикских известняках и предполагать дополнительный привнос Ag и As экструзией риолитового состава, а также выделить наиболее ранний – ордовикский этап рассеянного Pb-Zn стратиформного оруденения (охарактеризовано нами в предыдущей главе) для совмещенного в пространстве полихронного оруденения.

На рудопроявлении установлены скарново-полисульфидные залежи и сульфидно-карбонат-кварцевые жилы. Первые представляют собой залежи гранатовых и гранат-эпидотовых скарнов с вкрапленностью, гнездами и прожилками сульфидов (Au – до 2,1 г/т, Ag – до 22,6 г/т, Pb – до 0,33%, Zn – до 0,3%), вторые – протяженные зоны прожилкования и дробления в алевролитах.

Содержания главных рудогенных элементов в геологических образованиях различного возраста, г/т

Возраст геологических образований	Характеристика геологических образований	Pb	Zn	Cu	Ag	Au	Mn	As
O	Неизменный известняк-ракушечник	300	200	15	1	0,65	150	10
D ₂	Слабоизмененный биотитовый гранит	50	100	30	1	0,35	200	30
D ₂	Скарнированный известняк (кальцит, эпидот, сульфиды – 1–3%)	800	300	30	15	0,70	300	40
D ₂	Скарно-гранат-эпидот-пирротин-сфалеритовый	500	1000	20	10	0,35	1000	Н. о.
D ₂	Скарн существенно гранатовый, с теллуридами Bi, Pb	80	500	2	0,3	0,45	600	Н. о.
D ₁₋₂	Скарноидные жильные образования (кварц-карбонат-гранат-халькопирит)	15	100	Менее 1000	100	0,77	100	4
K ₁₋₂ ?	Карбонат-полисульфидные жилы	800	600	5	150	30,5	800	100
K ₁₋₂ ?	Существенно галенитовые жилы с карбонатом	Менее 1000	1000	10	200	0,55	50	10
K ₁₋₂ ?	Манганокальцитовые жилы с серебро-мышьяковой минерализацией	Менее 1000	500	10	1500	0,70	1000	1000
K ₁₋₂ ?	Лавобрекчия риолита с крупными обломками известняка	80	100	10	100	50	600	70
K ₁₋₂ ?	Вторичные кварциты, развитые по риолиту	15	100	40	2	15	500	40
K ₁₋₂ ?	Флюидалный риолит с пленками пирролизита	15	150	20	1,5	2,5	Менее 1000	40

Примечание. Анализы выполнены в ЦГТЭ (пос. Хасын, Магаданской обл.), аналитик Р. Ф. Шевченко.

Наиболее крупным из них является рудное тело 1, расположенное у подножия левого борта долины руч. Седой (Егоров, 1989 г.). Оно имеет северо-западное простирание и длину 430 м при мощности (по данным бороздового опробования) 1 м и отчетливо выделяется положительной линейной магнитной аномалией. Это жильно-прожилковая зона в ороговикованных алевролитах, содержащих маломощные линзы скарнированных известняков. Прожилки и жилы полисульфидного состава (галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, минералы Ag) в разных направлениях пронизывают вмещающие породы и имеют мощность от нескольких миллиметров до 1–2 см, реже до 5–7 см; сопровождаются ореолом вкрапленных сульфидов шириной около 6 м. По данным бороздового опробования в них содержатся: Au – до 8,1 г/т, Ag – до 196 г/т, Pb – до 1%, Zn – до 0,5%. Минеральный состав руд приведен в табл. 9.16.

Минеральный состав руд различных этапов минералообразования рудопроявления Седое

Этап минералообразования		
стратиформного оруденения (ордовикский)	скарново-гидротермальный (позднедевонский)	эпитермальный (позднемезозойский?)
Рудная полисульфидная минерализация		
Галенит	Пирротин	Пирит
Сфалерит	Пирит	Галенит
	Марказит	Халькопирит
	Галенит	Сфалерит (клейофан)
	Сфалерит (марматит)	Арсенопирит
	Халькопирит	Леллингит
		Глаукоdot
Минералы группы оксидов железа		
Гематит	Гематит	
	Магнетит	
Благороднометалльная и редкометалльная минерализация		
	Алтаит	Акантит
	Петцит	Аргентопирит
	Тетрадимит	Штернбергит
	Самородное золото	Стефанит
		Прустит
		Пираргирит
		Самородное серебро
		Самородное золото
Нерудные скарново-жильные минералы		
	Гранат	Кальцит
	Эпидот	Манганокальцит

По данным Н. Е. Саввы (1999), серебряное оруденение здесь сформировано в два этапа – скарновый (ранний) и гидротермальный жильный (поздний), причем наиболее сереброносными являются руды второго этапа, отличающиеся разнообразием минерального состава: пирит, галенит, халькопирит, сфалерит-клейофан, арсенопирит, леллингит, глаукоdot, акантит, самородные серебро и золото, аргентопирит, штернбергит, стефанит, прустит и пираргирит. Связь оруденения со среднепалеозойским магматизмом и локализация рудных тел в пермских породах позволяет говорить о полигенности полиформационности оруденения в пределах узла и формировании его, как минимум, в два этапа – палеозойский и позднемезозойский (табл. 9.17).

Руды позднедевонского этапа минерализации – скарново-жильные образования связаны с внедрением позднедевонских гранитоидов в толщу ордовикских известняков.

Таблица 9.17

Схема последовательности образования минеральных парагенезисов
рудопроявления Седое

Минерал	Этап минерализации			
	стратиформный	плутоногенный (скарновый)	вулканогенный	гипергенный
Гранат		██████████		
Эпидот		██████████		
Волластонит		_____		
Кварц			_____	
Кальцит			██████████	
Манганокальцит				
Петцит		_____		
Гессит		_____		
Алгаит		_____		
Пирит		██████████	██████████	
Пирротин		██████████		
Сфалерит	-----	██████████	██████████	
Халькопирит		_____	_____	
Марказит				
Галенит	-----		██████████	
Тетрадимит				
Магнетит		██████████		
Самородное Au		_____		
Акантит			_____	
Аргентопирит			_____	
Штерибергит			██████████	
Стефанит			_____	
Прустит			_____	
Пираргирит			_____	
Арсенопирит			██████████	
Леллингит			██████████	
Глаукокодот			_____	
Самородное Ag			_____	
Ярозит				██████████
Лимонит				_____
Скородит				██████████
Пирролюзит				██████████
Англезит				██████████
Госларит				_____
Церуссит				_____
Малахит				_____
Азурит				_____
Борнит				_____
Ковеллин				_____
Арагонит				██████████

Примечание. Толщина линий соответствует относительной распространенности минерала.

В согласных и секущих телах скарнов (аз. пд. 300°, углы 65–70°) мощностью до 4 м отмечается поперечная зональность от существенно гранатовых скарнов лежащего бока залежей к существенно эпидотовым в висячем боку залежей. Для каждой разновидности скарнов характерен свой тип рудной минерализации.

Пирротин-гранатовый с теллуридами тип в гранатовых скарнах. Он характеризуется интерстициальными обособлениями пирротина размером 0,5–1,5 мм и тесно срастающимися между собой галенитом, алтаитом, гесситом и теллурувисмутитом (табл. 9.18). Размеры последних агрегатов достигают 3 мм в поперечнике (рис. 9.35).

Таблица 9.18

Химический состав теллуридов из пирротин-гранатовых скарнов
рудопроявления Седое (Омолонский кратонный террейн)

№ п/п	Содержание элементов, мас.%							Формульные коэффициенты
	Ag	Sb	Te	Pb	Bi	S	Сумма	
Алтаит								
1	0,2	0,2	36,6	59,7	0,1	0,0	96,8	Pb _{0,99} Te _{0,99}
2	0,1	0,2	36,5	60,2	0,5	0,5	98,1	Pb _{0,98} Te _{0,98}
3	0,3	0,3	36,9	59,5	0,2	0,3	97,7	Pb _{0,97} Te _{0,97}
4	0,4	0,0	35,9	59,0	0,0	0,2	96,0	Pb _{0,99} Te _{0,99}
5	4,0	0,2	41,2	52,8	0,0	0,2	98,9	(Pb _{0,99} , Ag _{0,12}) Te _{0,99}
Гессит								
1	54,8	0,2	41,3	0,3	0,0	0,0	96,7	Ag _{1,84} Te _{1,13}
2	58,4	0,2	41,3	0,3	0,0	0,0	96,9	Ag _{1,92} Te _{1,05}
Теллурувисмутит								
1	0,2	0,3	37,0	4,6	55,5	0,2	98,5	(Bi _{1,26} , Pb _{0,19/2,45}) Te _{2,45}
2	0,3	0,2	39,4	9,9	47,9	0,2	98,0	(Bi _{1,93} , Pb _{0,40}) _{2,33} Te _{2,59}

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Camebax, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Полисульфидный тип в эпидотовых скарнах образует в массе эпидота, реже волластонита и граната прерывистые линзы сульфидов (пирротин, сфалерит) размером 20–30 см по мощности и протяженностью до 70–80 см. Руды, представленные полисульфидным парагенезисом, имеют массивное сложение, в их составе преобладают пирротин, составляющий до 50–60% всех сульфидов, и черный сфалерит (марматит) – 20–30%. На долю галенита, пирита, марказита и халькопирита приходится около 10%.

В обрамлении скарновых залежей на удалении в несколько десятков метров отмечается серия прожилков (аз. пд. 310°, углы 60–70°, мощность – 20–30 см) скарноидного состава (кальцит, гранат) со значительным количеством халькопирита, который мы выделяем в самостоятельный *скарноидно-халькопиритовый* тип минерализации, связывая его также с позднедевонским этапом рудообразования. Этот тип минерализации представлен срастаниями кальцита, с медово-желтым гранатом, а также гнездами кварца и многочисленными просечками халькопирита мощностью 1–3 см. Содержание халькопирита в прожилках достигает 50%.

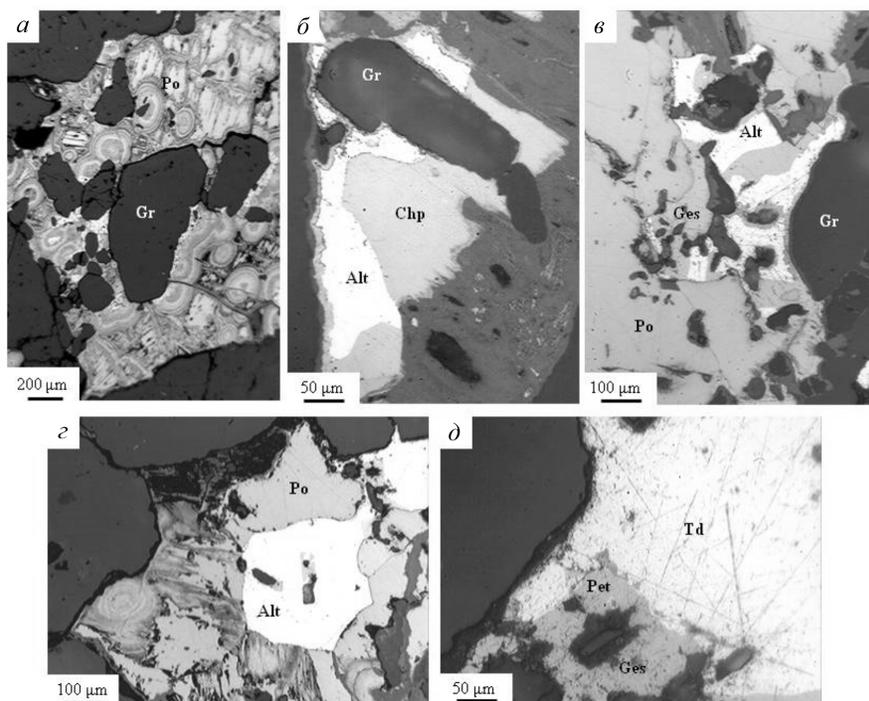


Рис. 9.35. Теллуридный парагенезис в существенно пирротиновых скарнах участка «Седой»: а – срастание пирротина с гранатом; б – алтаит-халькопиритовая ассоциация, на алтаите кайма гессита; в – гессит-алтаитовые срастания в пирротине; г – включение алтаита в пирротине; д – срастание тетрадимита с петцитом и гесситом

Границы прожилков не имеют четких зальбандов и нередко представляют собой гнездовые скопления, вытянутые вдоль трещин, одни из которых сложены только рудными, а другие только жильными минералами. При микроскопическом изучении в халькопирите обнаруживается звездчатая структура распада твердого раствора сфалерита, а также мелкие включения серебросодержащего тетраэдрита.

Два типа минерализации этого этапа можно рассматривать как последовательно образующиеся, связанные с гранитоидной интрузией, – сначала типично скарновый (в результате взаимодействия с вмещающими интрузию известняками) и далее переходящий в высокотемпературный гидротермальный.

Поздний карбонат-арсенидно-серебряный этап рудной минерализации осуществлялся в две стадии, разделенные между собой тектоническими подвижками и характеризующимися сменой физико-химической обстановки рудоотложения. Ранние карбонат-кварц-полисульфидные жилы отчетливо пересечены манганокальцитовыми жилами с леллингитом и серебряными сульфосолями (рис. 9.36).

Ранние карбонат-кварц-полисульфидные жилы (аз. пд. 150°, углы 25–40°, мощность 10–40 см) имеют преимущественно вкрапленные и гнездово-вкрапленные, реже полосчатые и массивные текстуры руд. Для жильного заполнения отмечается преобладание кальцита над кварцем.

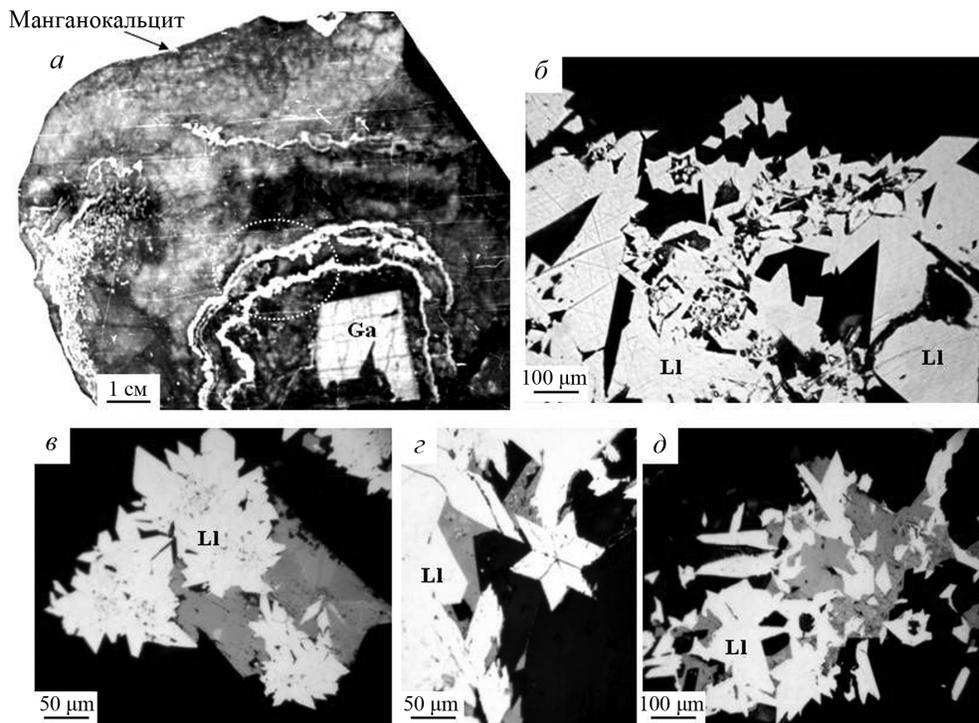


Рис. 9.36. Серебро-арсенидная ассоциация: *a* – штуф манганокальцита из жильного образования с обломком галенита в леллингитовой оторочке; *б* – агрегат леллингита; *в–д* – срастание леллингита (звездчатый агрегат) с минеральной смесью серебряных сульфосолей

В гнездах и вкрапленниках присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. Гнезда и вкрапленники сульфидов тяготеют к зальбандам жил. Размеры вкрапленников от десятых долей миллиметра до 1 мм. Размеры гнездовых скоплений 10–15 мм. Иногда галенит образует прерывистые полосы мощностью около 5 см. Галенит в них содержит субмикроскопические включения серебряных сульфосолей и блеклой руды.

Сереброносная манганокальцит-леллингитовая минерализация слагает жилы (аз. пд. 110°, углы 75–80°, мощность 10–20 см) с кокардовыми текстурами руд, обусловленными образованием леллингитовых оторочек вокруг спайных обломков галенитового агрегата. Также встречаются брекчиевые текстуры, в которых кремово-желтый манганокальцит цементирует обломки агрегатов белого кальцита с вкрапленниками сульфидов раннего типа минерализации. Структурное травление галенита из манганокальцитовых жил обнаруживает его рекристаллизацию, а микронзондовый анализ указывает на его очищение от микроминеральных включений (табл. 9.19). Галенит ранней генерации существенно отличается по параметру кристаллической решетки от галенита второй генерации. Для раннего $a_0 = 5,96 \pm 17 \cdot 10^{-2}$ (Å), для позднего $a_0 = 5,922 \pm 14,9 \cdot 10^{-2}$ Å (рентгеновские анализы выполнены Н. А. Филипповой, ЦКТЭ СВНГО). Второй параметр близок к теоретическому, что говорит об относительной чистоте галенита – об отсутствии вхождения в него изоморфных примесей.

Химический состав галенитов различных генераций рудопоявления Седое

Содержание элементов, мас.%						
S	Pb	Bi	Ag	Sb	As	Сумма
Ранняя генерация						
11,7	51,9	0,0	11,4	18,3	0,5	99,5*
16,2	50,3	0,0	8,1	13,4	0,4	98,4*
Поздняя генерация						
12,9	87,4	0,0	0,0	0,0	0,1	100,4
13,0	87,0	0,0	0,0	0,0	0,1	100,1
13,2	87,1	0,0	0,0	0,1	0,0	100,4
13,2	87,2	0,0	0,0	0,0	0,0	100,5
13,1	87,8	0,0	0,0	0,0	0,0	100,9

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Samebah, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

*Возможны субмикроскопические включения Ag-Sb сульфосолей.

Леллингитовые оторочки представляют собой звездчатый агрегат, в интерстициях которого располагаются обособления тонкой смеси серебряных минералов мозаичного сложения (см. рис. 9.36). Наряду с леллингитом в меньших количествах здесь отмечаются арсенопирит и глаукоцит. Размеры таких обособлений от долей миллиметра до 5 мм в поперечнике. Для самого леллингита характерно зональное строение. Среди зон роста устанавливаются тонкие полосы с повышенными концентрациями Ni и Co (табл. 9.20). Анализ тонкой смеси серебряных минералов позволил установить здесь фазы, полностью соответствующие стефаниту, а также нестехиометричные прустит, пираргирит, штернбергит в тонких минеральных смесях (табл. 9.21).

В шлиховых ореолах месторождения в заметных количествах встречено самородное серебро в крупных до 50 г самородках с натечными и гроздьевидными формами (рис. 9.37). Исследования его морфологии и отпечатки матрицы, на которой росли самородки, позволило сделать вывод о формировании его в карстовых пустотах как результат поствулканических горячих источников (Савва, Ведерников, 1989). Состав самородного серебра из россыпи представлен в табл. 9.22.

В целом описанная минерализация существенно отличается от серебрянорудных проявлений ОЧВП как по текстурам руд, так по составу и последовательности формирования минеральных парагенезисов. Наиболее существенным отличием является отложение минералов As после минералов Pb и Zn, а также парагенезис серебряных минералов с леллингитом. Примесь Ni и Co в леллингите на уровне целых процентов сближает описанную минерализацию с пятиэлементной. Этому способствует и то обстоятельство, что в толще ордовикских известняков имеются горизонты, насыщенные гематитом, который всегда сопровождает месторождения указанной формации.

Серебряная минерализация раннего этапа представлена срастаниями теллуридов Ag и Au с сульфотеллуридом Bi в гранатowych и пирротин-гранатowych скарнах, а также высокосеребристым галенитом (8–11% Ag), карбонат-галенитовых жил и серебросульфосолю-арсенидной минеральной ассоциацией жильных тел, в которых арсениды и сульфоарсениды являются самыми поздними минералами.

Таблица 9.20

Химический состав леллингита и арсенопирита
из манганокальцитовых жил рудопроявления Седое

Содержание элементов, мас.%						
As	Fe	S	Co	Ni	Ag	Сумма
Леллингит						
71,9	26,9	0,8	0,0	0,0	0,1	99,7
73,1	26,6	0,9	0,0	0,0	0,3	100,9
70,2	27,1	1,5	0,0	0,0	0,2	98,9
70,5	27,1	1,5	0,0	0,0	0,0	99,9
Пористые зоны в леллингите						
64,1	22,8	1,1	0,9	1,7	0,1	90,7
62,1	20,9	0,7	1,4	2,6	0,1	87,8
60,3	18,5	0,5	1,0	3,2	0,0	83,5
Арсенопирит						
43,7	33,7	19,9	0,1	0,0	0,0	97,5
44,0	33,5	21,1	0,9	0,1	0,0	99,6

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Samebah, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Таблица 9.21

Химический состав серебряных фаз из тонкой минеральной смеси, рудопроявление Седое

№ точек	Содержание элементов, мас.%						Сумма
	Ag	S	Fe	As	Pb	Sb	
1	75,4	15,6	1,6	2,0	0,0	6,5	101,4
2	64,9	20,5	1,4	13,5	0,0	0,0	100,4
3	64,5	16,9	5,1	3,1	0,0	10,3	99,9
4	63,6	16,4	0,4	1,3	0,0	18,7	100,5
5	62,8	16,6	3,2	6,8	0,0	11,3	100,7
6	62,5	16,5	0,4	1,0	1,0	20,6	101,0
7	62,2	21,1	16,0	8,2	0,0	1,1	98,5
8	58,6	18,3	0,8	2,7	0,0	20,9	101,2
9	34,7	23,2	27,1	15,8	0,0	0,1	99,9
10	35,4	23,6	24,7	14,5	0,0	0,1	98,4
11	2,6	52,2	45,0	0,2	0,0	0,2	100,1

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Samebah, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Самородное серебро ассоциирует с клейофаном и образует мелкие выделения в рудах размером в десятые доли миллиметра, по составу оно практически чистое. Оруденение данного типа следует относить к серебро-арсенидной формации, и именно оно послужило источником самородного серебра в россыпи руч. Седой (Савва, 1999).

Модель формирования полихронного оруденения серебро-арсенидного типа представляется в следующем виде:

1) накопление **Pb, Zn, Cu** в **сульфидной форме** сближено во времени либо непосредственно связано с формированием осадочных пород в ордовикское время. Эта минерализация в рассеянном виде содержится в неизмененных известняках.



Рис. 9.37. Самородок серебра из россыпи руч. Седой (размер по удлинению 12 мм)

Таблица 9.22

Состав самородного серебра в россыпи руч. Седой

№ пробы	Содержание элементов, мас. %							
	Ag	Au	Se	Hg	Pb	Sb	As	Σ
1	100,0	0,04	0,00	0,24	–	–	–	100,28
2	99,83	0,04	0,06	0,22	–	–	–	100,15
3	99,90	0,06	0,00	0,31	–	–	–	100,28
4	96,80	–	–	–	0,10	0,30	0,70	97,90
5	98,9	–	–	–	0,00	0,30	0,30	100,30

Примечание. Аналитики В. Я. Борходоев, Е. М. Горячева, Sameбах, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан. Прочерк – элемент не обнаружен.

Уровень концентрации металлов в них составляет, г/т: Pb – 300, Zn – 200, Cu – 15. Не исключено, что именно к этому этапу относится и накопление Au. Его содержание здесь 0,65 г/т);

2) с внедрением гранитоидов в позднедевонское время связаны мобилизация и концентрирование Pb, Zn, Cu в ходе образования скарновых жил и залежей с линзами массивных свинцово-цинковых руд. В это же время осуществляется привнос Te, Bi, Au, Ag. В гранатовых скарнах отлагаются минералы, концентрирующие указанные металлы, – гессит, алтаит, теллурувисмутит. В скарноидных жилах содержания Au достигают 0,77 г/т, а Ag – 100 г/т;

3) экструзия риолитов приводит к дальнейшей дифференциации металлов и концентрированию полиметаллов: на ранней стадии рудоотложения в кварц-карбонатных жилах с образованием крупных гнездовых скоплений галенита, содержащего субмикроскопические включения серебро-сурьмяных минералов, а на поздней – серебро. Данный тип оруденения близок серебро-арсенидным месторождениям леллингитового парагенезиса минералов в манганокальцитовых жилах. Это позволяет говорить о привносе Ag, Sb, As, а также Co и Ni риолитами. Причем возможно, что Co и Ni заимствованы из древних пород фундамента Омолонского кратонного террейна. Здесь следует

подчеркнуть также рекристаллизацию галенита ранней стадии с очищением от примесей Sb и Ag и образование на их основе скоплений серебряных сульфосолей вокруг спайных обломков галенитового агрегата.

Длительная история формирования руд подтверждается и модельным возрастом Pb из галенита карбонатно-полисульфидных жил, локализованных в риолитах 600 млн лет (Геология..., 1993) и соответствует ордовику. Данный тип оруденения близок серебро-арсенидным месторождениям Тувино-Монгольского срединного массива и является новым для Северо-Востока России.

9.7. Золоторудная минерализация вулканогенно-осадочного происхождения

Этот тип представлен единственным месторождением с символическим названием Прогнозное.

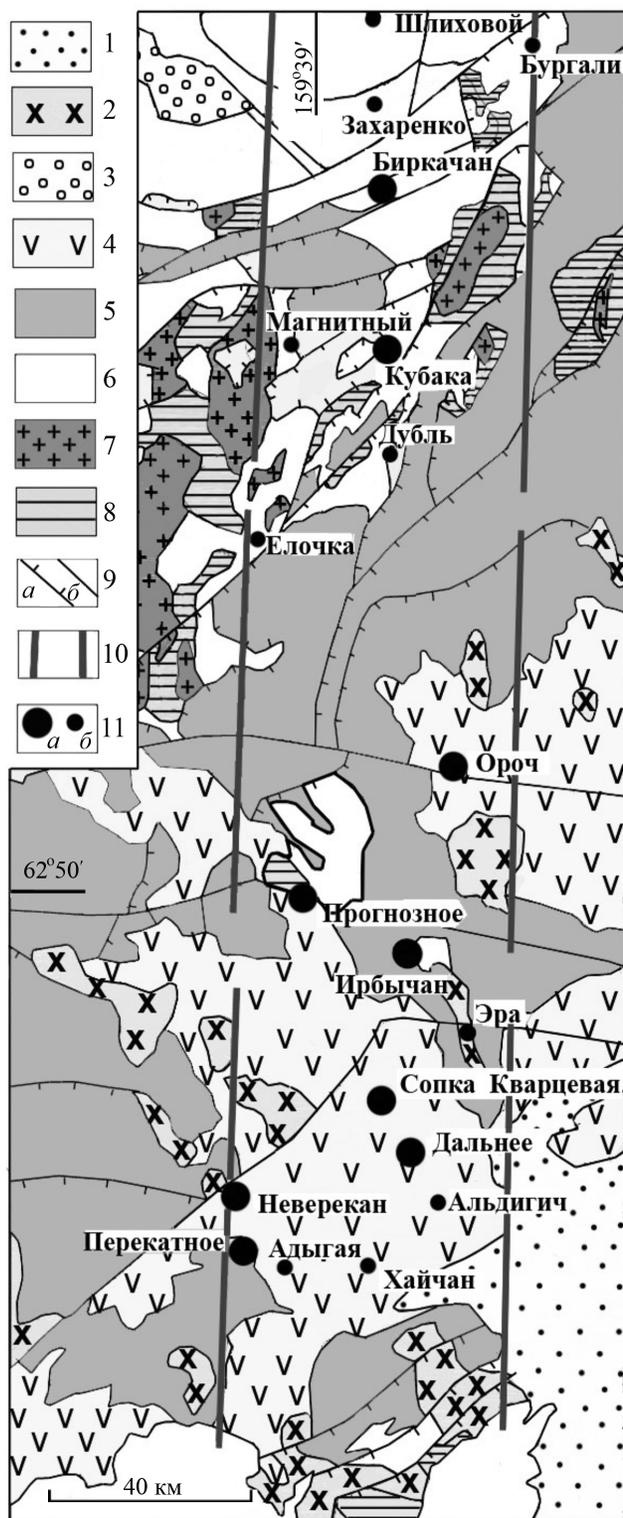
Месторождение Прогнозное находится в краевой части Хивачского выступа архейского кристаллического фундамента Омолонского кратонного террейна (эрозионного окна среди юрских осадочных пород). Оно приурочено к зоне скрытого субмеридионального глубинного рудоконтролирующего Гижиги-Омолонского разлома – к зоне тектоно-магматической активизации (рис. 9.38). В рудном поле на архейском цоколе с угловым и стратиграфическим несогласием залегают вулканогенные породы девона (рис. 9.39), которые за пределами площади перекрываются осадочной триасовой толщей и поздне меловыми вулканитами ОЧВП (Савва и др., 2014). Кристаллический фундамент сложен архейскими амфиболовыми гнейсами и гранито-гнейсами, пересеченными дайкоподобными телами раннепротерозойских габбро. Нижняя часть девонской толщи представлена пестроцветными, переслаивающимися туфопесчаниками с линзовидными прослоями туфогравелитов, туфоалевролитов, туфов, лавобрекчий андезитов и дацитов. Верхняя часть сложена грязно-зелеными литокластическими туфами и лавобрекчиями смешанного состава. В рудном поле месторождения широко распространены дайки и субпластовые тела поздне меловых андезибазальтов.

Девонские породы интенсивно дислоцированы. Структура рудного поля представляется как серия линейных (простираение 270–300°) складок изоклинального типа с пологими протяженными южными и короткими крутыми северными крыльями. В замках складок локализовано наибольшее количество поздне меловых субвулканических даек и силлов. К этим участкам приурочены золото-гематит-кварц-барит-карбонатные прожилково-вкрапленные рудные зоны.

На площади рудного поля установлено несколько систем разрывных нарушений. Наиболее древние разломы северо-западного и северо-восточного простирания проявлены в кристаллическом фундаменте и, вероятно, определяют размещение вулканитов кедонской серии. Субширотные разломы, как наиболее молодые, секут все образования и частично контролируют размещение даек субщелочных базальтов, условно датируемых меловым возрастом.

Месторождение Прогнозное фиксируется обширной геохимической аномалией золота (1500 × 600 м) интенсивностью 0,01–0,1 г/т.

Рис. 9.38. Положение месторождения Прогнозное в Гижиго-Омолонской субмеридиональной зоне тектоно-магматической активизации по Б. И. Ишкову (Савва и др., 2014): 1 – континентальные лимнические, аллювиальные и ледниковые формации (N-K₂); 2 – интрузивный комплекс (J₃-K₂) существенно гранитоидной формации; 3 – орогенный комплекс (K₂-P): молассовая формация; 4 – орогенный комплекс (J₃-K): континентальные дифференцированные вулканогенные формации; 5 – субплатформенные (C-J) известняковые, песчано-глинистые, терригенно-карбонатные граувакковые, флишевые формации; 6 – континентальные (D-C), преимущественно трахиандезит-трахириолитовые вулканические формации орогенного типа; 7 – гранитоидные интрузивные формации докембрийского цоколя (AR-PZ); 8 – комплекс фундамента и его чехла (AR-O). Амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы, карбонатные, Фелварцито-песчаниковые, терригенные формации; 9 – региональные разломы: *a* – надвиги, *б* – сбросо-сдвиги; 10 – предполагаемые границы Гижиго-Омолонской зоны ТМА; 11 – месторождения (*a*) и рудопроявления (*б*)



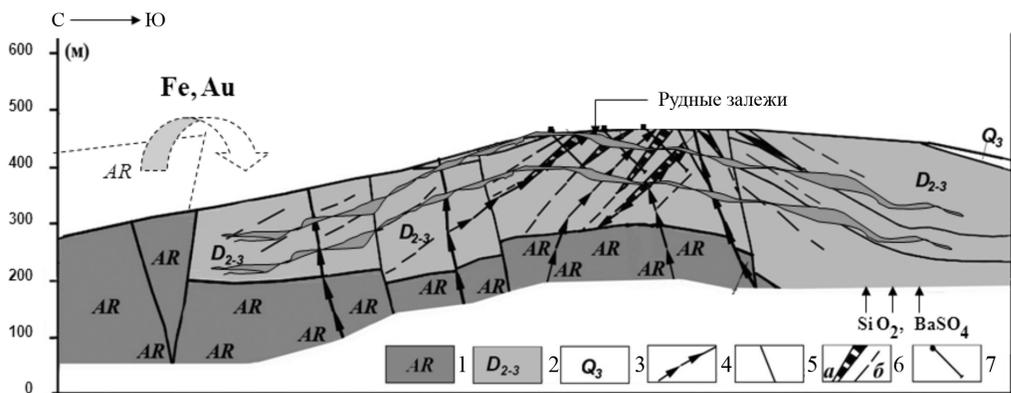


Рис. 9.39. Модельный геологический разрез месторождения Прогнозное: 1 – архейская группа. Биотит-полевошпатовые сланцы, плагиоклаз-микроклиновые гранито-гнейсы; 2 – девонская нижняя толща кедонской серии: туфобрекчии, туфогравелиты, туфоалевролиты, туфы и лавобрекчии андезитов и дацитов; 3 – четвертичные отложения: аллювиальные пески, галечники, ледниковые пески, глины и суглинки; 4 – поздне меловые дайки и sillы базальтов, адезибазальтов, долеритов; 5 – разломы; 6 – рудные тела: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – колонковые скважины

Золото – практически единственный элемент, образующий аномалии, его максимальные содержания достигают 500 кларков. Зоны золотоносных прожилков локализованы главным образом в туфогравелитовой толще, реже среди трахириодацитов в непосредственной близости от лавовых горизонтов. Рудные тела, по результатам опробования каналов и колонковых скважин, можно охарактеризовать как залежи кварц-гематит-барит-гидрослюдистых метасоматитов, содержащих маломощные жилы и зоны прожилков двух этапов (Савва и др., 2014). К раннему этапу относятся прожилковые зоны и маломощные жилы кварц-баритового состава, а к позднему – прожилковые зоны карбонат-кварцевого (иногда с гематитом) состава. Последние, по наблюдениям в канавах и скважинах, пересекают баритсодержащие прожилки. Мощность прожилковых зон от первых десятков сантиметров до первых метров. Прожилки обычно имеют мощность от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, интенсивность прожилкования – 1–10%. Мощность жил – от первых сантиметров до 1 м в раздувах. Внутри зоны прожилки образуют сложную сеть без явно выраженной ориентировки и падения. Все прожилки имеют скрыто-тонкокristаллическую гелеподобную кремнеземную периферию с постепенным укрупнением кристаллов кварца к центру прожилка. В осевой части прожилков наблюдаются крупнокristаллические идиоморфные выделения кварца, барита и, очень редко, кальцита. В центральной части прожилка обнаруживаются скопления рудного вещества, представленного гематитом и гидрогематитом. Гематитизация широко распространена во вмещающих породах. Гематит образует скопления и тонкую вкрапленность по контакту обломков в кварц-карбонатных и других прожилках. Сульфидная минерализация на месторождении практически не проявлена, что, кроме детальных минералогических исследований, подтверждается также электроразведкой методом вызванной поляризации.

Выявленные рудоносные зоны залегают в диапазоне глубин от поверхности 0–150 м.

Петрографическое и минералогическое изучение рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород и руд показало, что обломочный материал, осаждающийся, окатывался и отсортировывался по размерам и плотности (Савва и др., 2014). На образование туфов в подводных условиях указывает наличие остатков окремненной морской фауны (радиолярий?, мшанок?) установленных в яшмоидах (рис. 9.40). Среди кристаллокластитов широко распространены гематит, мушкетовит, характерные для архейских железистых кварцитов (Фомина, 2011); в меньшей степени – титаномagnetит и рутил. Легкая фракция представлена кварцем, полевым шпатом, мусковитом (серицитом), слагавшими породы архея. По цементу туфопесчаников и по туфориолитам интенсивно развиты в основном гематит-гидрослюдистые метасоматические изменения, реже с преобладанием окварцевания и карбонатизации. Процессы гипергенного окисления развиты эпизодически (в основном по пириту), и в отдельных случаях здесь отмечается скопление самородного золота.

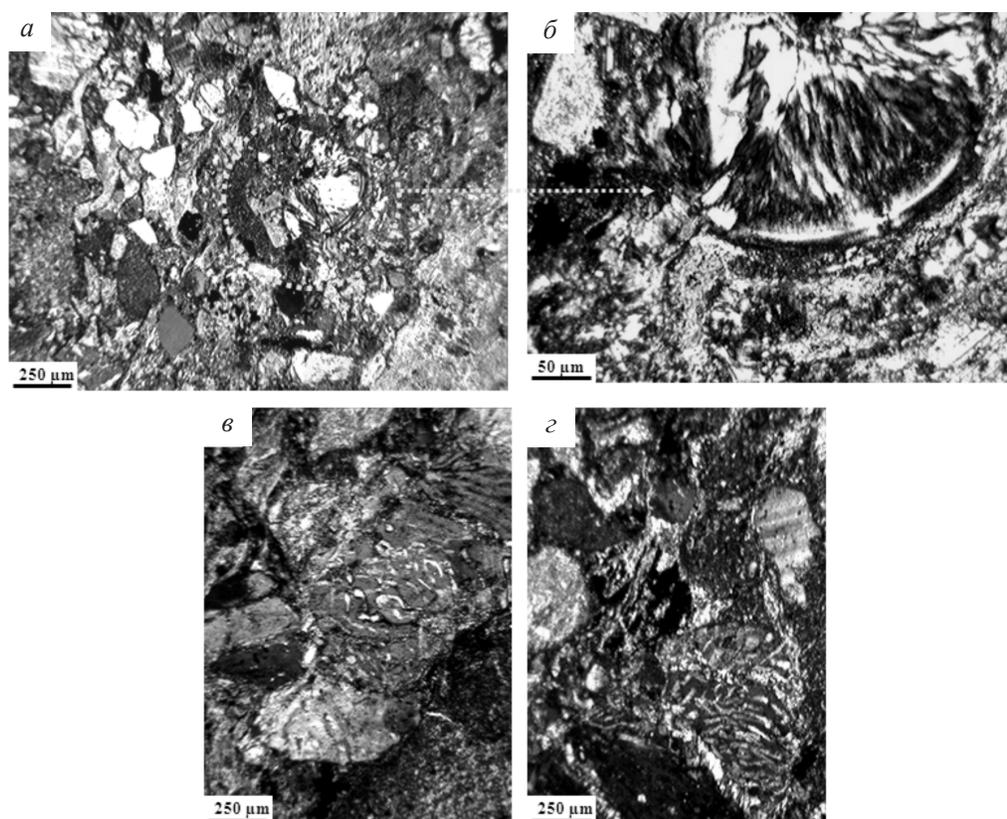


Рис. 9.40. Морские органические остатки в яшмоидах (а, б – радиолярии, в, г – мшанки), прозрачные шлифы

Выявлены три основные генерации гематита (рис. 9.41) (Савва и др., 2014). К I генерации отнесен кластогенный, с различной степенью окатанности (0,5–1,0 мм) ге-

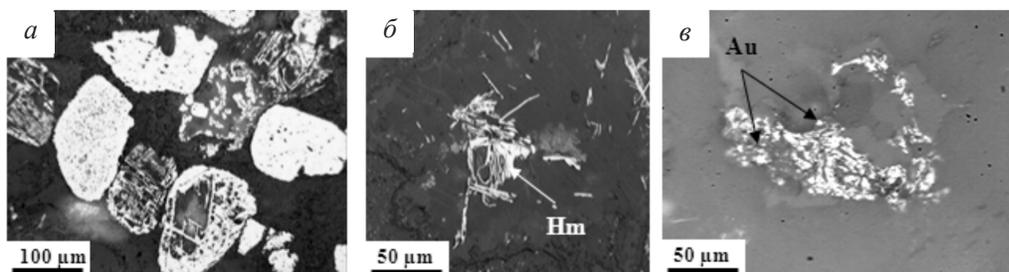


Рис. 9.41. Три генерации гематита в туфогенно-осадочных породах кедонской серии: *а* – кластогенный гематит I в литокристаллокластических туфах кедонских вулканитов; *б* – новообразованный гематит II; *в* – тонкочешуйчатый агрегат гематита III в сростании с самородным золотом

матит (мартит по магнетиту и титаномагнетиту), ко II генерации – новообразованный пластинчатый гематит в кварц-карбонатных прожилках, к III – новообразованный тонкочешуйчатый агрегат (рубиновая слюдка) вокруг катаклазированных кристаллокластитов гематита. Как правило, этот гематит развит по цементу обломочных пород и окрашивает их в красный цвет. Отметим, что большая часть гематит-гидрогематитовых агрегатов – продукт замещения оксидных фаз, вероятно, титаномагнетита, так как в составе агрегатов отмечаются реликты характерных структур распада твердого раствора, примесь титана и присутствие рутила и лейкоксена. О факте присутствия в исходной горной породе магнетита свидетельствуют наблюдаемые, идиоморфные псевдоморфозы гематита по этому минералу. Кластогенный гематит (рис. 9.42) составляет до 15% всего обломочного материала туфов и распределен в них послойно.

Самородное золото в рудах однородно по составу (дисперсия пробности низкая), средняя – 804%. Оно представлено двумя разновидностями – интерстициальными обособлениями идиоморфного и ксеноморфного облика (5–200 мкм, рис. 9.43) и субмикроскопическим золотом (3–10 мкм), которое отлагается на чешуйках гематита третьей генерации. Гистограмма пробности золота однозначно свидетельствует о его не эпитермальном происхождении (рис. 9.44) из-за отсутствия низкопробных фаз.

Специфическая геохимическая особенность руд – присутствие ограниченного круга рудных элементов – только Fe, Au, Ba. Сульфидные минералы, среди которых преобладает пирит, встречаются спорадически и могут быть кластогенными. Рудные парагенезисы отсутствуют. Промышленное значение, наряду с золотом, имеет только серебро, как примесь в золоте.

Наличие яшмоидов и реликты радиолярий и мшанок (см. рис. 9.40), сохранившиеся на участках окремнения, характеризуют обстановку морского бассейна. Присутствие барита также может говорить о поступлении вулканогенной сульфатной серы в морской обстановке. Наиболее интенсивно процесс мобилизации самородного золота (совместно с кварцем) и его переотложение происходили на контактах силлов и даек андезибазальтов, а также на участках, где породы подверглись окремнению с образованием яшмоидов.

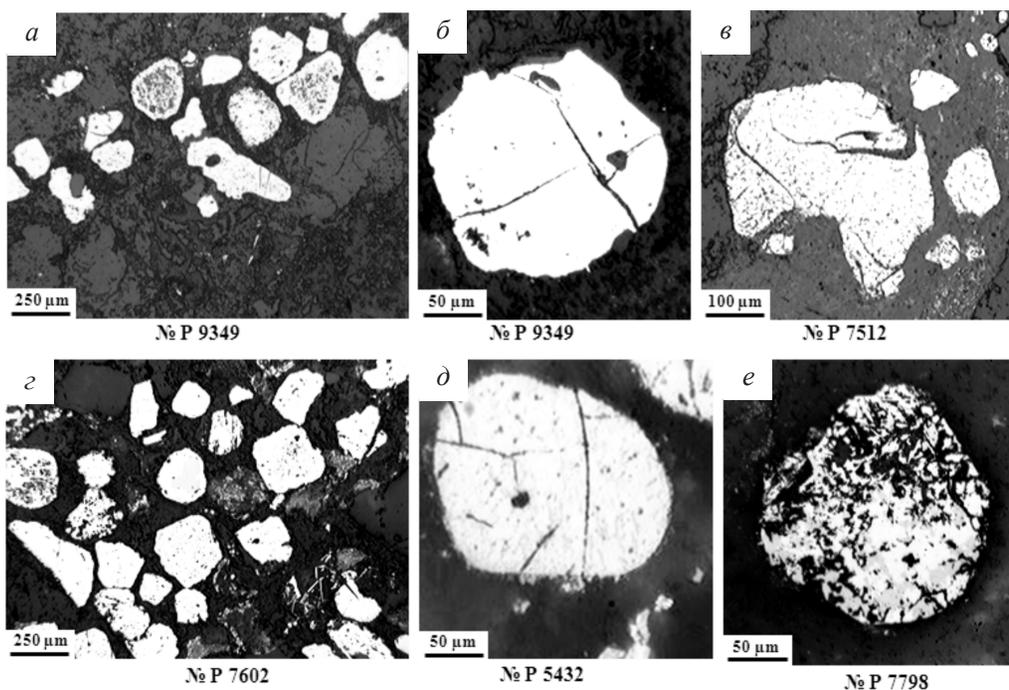


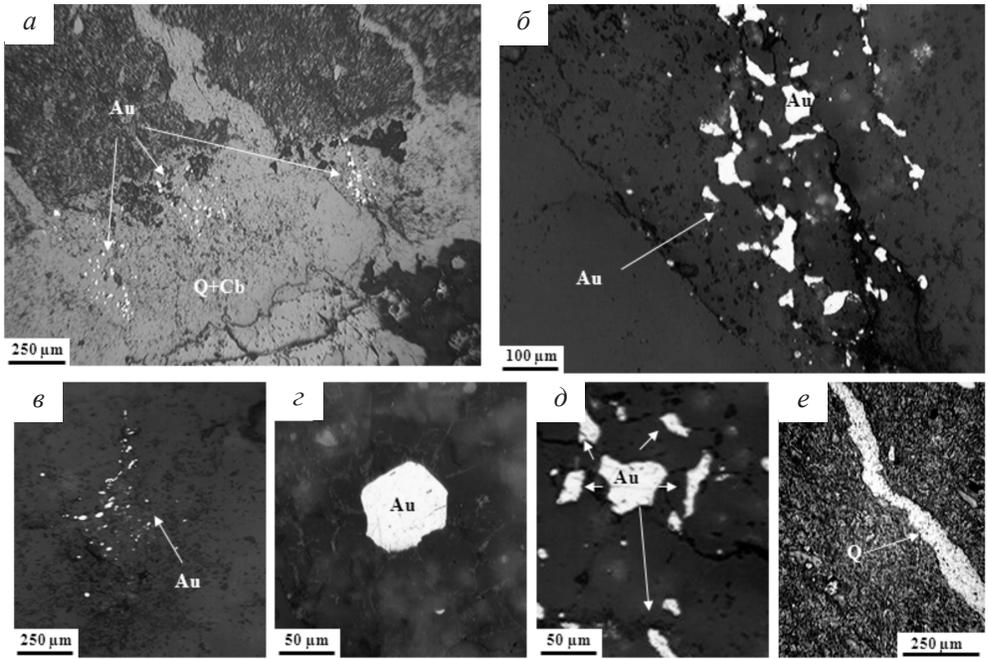
Рис. 9.42. Кластогенный гематит в туфогравелитах кедонской серии: а, з – расположение кристаллокластитов по слоистости вулканогенно-осадочных пород; б, в, д, е – высокая степень окатанности гематита и титаномагнетита

Анализ результатов проведенных исследований позволяет предложить следующую модель образования Прогнозного месторождения:

1) неравномерное воздымание Хивачского блока кристаллического фундамента. На фоне воздымания не происходит накопления осадков вплоть до раннего девона. Возможно, что уступ в фундаменте, возвышающийся на северо-западе (см. рис. 9.39), поставлял обломочный материал в остаточный мелководный бассейн на палеошельф;

2) в раннем девоне подъем замедляется и на опущенном блоке, крае акватории (палеошельф), идет накопление осадков, в них попадает обломочный материал архейских пород, железистых кварцитов и метабазитов (местами золотиносных), с тонкокрапленным золотом. В осадках установлены галька, песок из окатанных частиц гематита, кварца, полевого шпата, циркона и разнообразный литокластический материал. Предполагается, что кластогенное золото тонкодисперсное, вплоть до коллоидного, и накапливалось оно в осадках (на шельфе) неравномерно, равно как и минералы тяжелой фракции, в углублениях палеорельефа и палеогидросети;

3) в среднем – позднем девоне начинается вулканическая деятельность – формирование Кедонского вулканического пояса. В результате взаимодействия со слабодиагенезированными осадками палеошельфа в мелководных условиях формируется вулканогенно-осадочная толща.



Аншлиф № P-5633

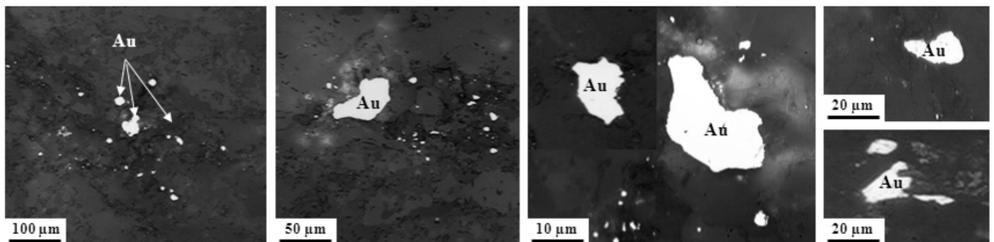
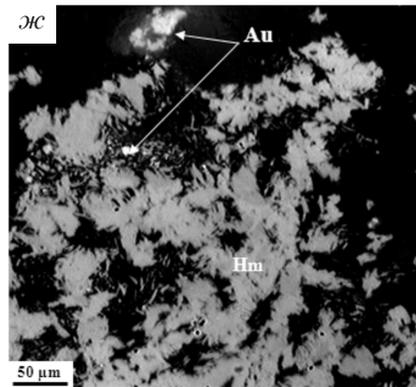


Рис. 9.43. Формы выделения самородного золота: а-в – интерстициальные обособления в кварц-карбонатном прожилке (снято при разных увеличениях); г-е – идиоморфные выделения за пределами прожилков); жс – выделения золота в чешуйчатом гематите. На нижних снимках – выделения золота в окварцованных туфах

Окатанным и полуокатанным кластическим материалом насыщены породы пологозалегающей вулканогенно-осадочной толщи туфопесчаников и туфогравелитов ($D_{2,3}$) кедонской серии с рассеянным в ней кластогенным и гипергенным Au (красноцветная пачка железистых вулканогенно-осадочных пород, сходная с мелководной моласовой формацией). Эта толща содержит линзовидные пласты субсогласного залегания, обогащенные тонким золотом и минералами железа (гематитом, титаномагнетитом) россыпного типа, образова-

вшимися в результате гравитационной сепарации осадков в прибрежной зоне. Нижняя часть разреза представлена пестроцветной туфоосадочной толщей, сложенной разнозернистыми туфопесчаниками с линзами туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфов и лавобрекчий андезитов и дацитов. Верхняя – толщей литокластических туфов и лавобрекчий умеренно-кислого и среднего состава и лавами андезитов и риодацитов. В туфопесчаниках и туфогравелитах присутствуют обломки стекол и частицы пепла, вплоть до образования пепловых горизонтов. Вулканический процесс сопровождается низкотемпературной пропилитизацией при участии морской воды. Гидрослюда формируется в основном по цементу обломочных пород. В незначительных количествах в лавах риолитов отмечается пиритизация (пирит слабо окислен);

4) в результате динамометаморфизма образуются пологие складки с широко развитыми мелкими трещинами отрыва в замковых частях. Они фиксируются окварцеванием в виде различно ориентированных прерывистых прожилков и просечек, образованием мелких линз кварц-карбонат-баритового состава. Наличие яшмоидов и следы радиолярий и мшанок, сохранившиеся на участках окремнения, характеризуют обстановку морского бассейна. Присутствие барита также может говорить о поступлении вулканогенной сульфатной серы в морской обстановке;

5) коллоидное и тонкое кристаллокластическое золото и тонкообломочный гематит вовлекаются в гидротермальную переработку. Гематит в виде тонкой вкрапленности отлагается в метасоматически измененных породах, образующих пологозалегающие красноцветные толщи, а золото приурочено к наиболее проницаемым участкам и имеет облик монокристаллов размером 5–200 мкм. Сера – преимущественно сульфатная, связывается в барите.

Таким образом, первичный источник золота в девонских вулканитах – вещество из области сноса архей-протерозойских пород – золотоносных железистых кварцитов

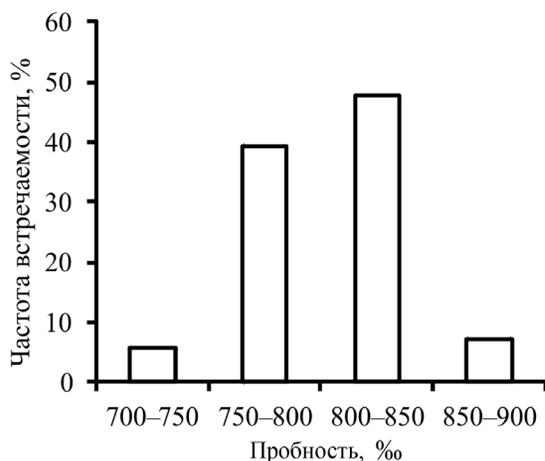


Рис. 9.44. Гистограмма пробности самородного золота Прогнозного месторождения

и metabazитов, а это преимущественно мелкое и тонкое золото (Сидоров, Волков, 2006). Вторичное обогащение и перераспределение золота и железа в зоны кварц-гематит-барит-карбонатных прожилков связано с внедрением мощных меловых даек и силлов. Особенность месторождения – практическая бессульфидность руд, что характерно для эпитермальных месторождений Кедонского вулканического пояса (Савва и др., 2007; Волков и др., 2011; Савва и др., 2014) в южной части Омолонского кратонного террейна.

Глава 10. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – МЕЗОЗОЯ

На рассматриваемой территории для этого времени известны две металлогенические эпохи – позднепалеозойско-раннемезозойская и позднемезозойская, из которых существенно преобладает оруденение позднего мезозоя, связанное с существованием в это время обстановок активной континентальной окраины (Геодинамика..., 2006). Характеристика оруденения этой эпохи занимает основной объем предлагаемой вниманию читателя главы. Однако большой интервал времени с конца палеозоя и в раннем мезозое также сопровождался формированием специфичной минерализации, не уделив внимание которой было бы некорректно, несмотря на то что значение этой минерализации невелико. Поэтому мы сочли возможным объединить характеристику двух металлогенических эпох в одной главе.

10.1. Металлогения позднего палеозоя – раннего мезозоя

Во время позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохи происходило образование осадочных железных руд в ранней перми и накопление фосфоритов в триасовый период и раннеюрскую эпоху.

Осадочные железные руды. В верховьях р. Лев. Бургали, левого притока р. Омолон, в основании нижнепермских отложений, трансгрессивно залегающих на вулканах среднепалеозойской кедонской серии, В. И. Устрицким на протяжении нескольких километров прослежен горизонт (мощностью до 30 м) темно-зеленых и бурых железистых песчаников. Рудная минерализация в песчаниках представлена зернами (до 0,15 мм) гематита, оолитами и псевдоморфозами по кластическим обломкам гидроксидов железа и лептохлоритов. Содержание оксида железа 8,8–31,3% (среднее 16,4%), фосфорного ангидрида – 0,4–1,1%. Происхождение минералов железа связывается с разрушением подстилающих эффузивных пород. Данная минерализация относится к гематитовой красноцветной формации и является, скорее всего, мелководно-морским образованием с текстурами волноприбойной ряби и косою слоистостью.

Проявления фосфатов. Фосфориты распространены повсеместно на Омолонском массиве. Нижне-верхнетриасовая джугаджакская свита, представленная большей частью битуминозными аргиллитами (многозольными горючими сланцами), и особенно верхняя половина анизийского яруса и ладинский ярус содержат фосфоритоносные конкреции, количество которых достигает 10–15% объема пород. Содержание фосфорного ангидрида в конкрециях составляет 18–31% (Полуботко, Репин, 1975 г.). Пласт (0,1–0,4 м) конкрециеносных фосфоритов приурочен к основанию верхненорийско-рэтской бургагчанской свиты, конкреции составляют до 70% объема пласта. Менее насыщены (до 5–10% объема пород) алевролито-сланцевые пачки (3–5 м) плинсбахтоарской ягельнинской толщи, содержание P_2O_5 в конкрециях 21%.

Кроме фосфора, конкреции содержат примеси железа, титана, марганца и других металлов. По данным единичных анализов, выполненных Б. М. Гусаровым (1986 г.), фосфоритоносные конкреции содержат железо (1,2–2%), алюминий (около 3%), магний (1,2%), титан (0,2–0,5%). К сожалению, в большинстве случаев конкреции анализировались только на фосфор, хотя они могут содержать и повышенные значения редких земель, как в смежном Сугойском синклинии, и представлять формацию редкоземельных фосфоритов.

10.2. Металлогения позднего мезозоя

Позднемезозойский (преимущественно позднемеловой) этап развития характеризуется проявлением на Омолонском массиве тектоно-магматической активизации, связанной со становлением ОЧВП, что выразилось в позднемеловой вулканической и интрузивной деятельности, в результате которой сформировались линейные зоны: вулканические (Конгинская) или интрузивные (Наяхан-Коркодонская), реже встречаются разрозненные вулканические поля (вулканоструктуры) или цепочки штоков и свиты даек.

10.2.1. Металлогеническое районирование

Месторождения и рудопроявления позднемелового возраста концентрируются в зонах глубинных разломов (рис. 10.1), сопровождающихся тектоно-магматической деятельностью, и имеют узловый характер распределения, который объясняется приуроченностью к определенным тектоническим структурам: вулcano-тектоническим депрессиям (просадкам) или интрузивно-купольным поднятиям. Выделяется несколько металлогенических зон позднемезозойского возраста, характеризующихся специфической металлогенией.

Наиболее ярко проявлена *Конгинская металлогеническая зона* субмеридионального направления, которая отвечает одноименной зоне ТМА. Она характеризуется преимущественно золото-серебряной, серебро-полиметаллической и урановой минерализацией. В различных частях зоны имеются россыпные месторождения и проявления Au и Ag. Источниками золота россыпей служат проявления золото-серебряной формации. В составе зоны выделяются Верхне-Ирбычанский рудный узел на юге, охватывающий Жаркинскую интрузивно-купольную структуру и смежные с ней Ирбычанскую и Верхнеастрономическую вулканические просадки, и ряд других узлов: Верхнебургагчанский, Бодринский и Горный в средней ее части, также в значительной степени эти узлы связаны с отрицательными вулканическими структурами, осложненными в краевых частях купольными поднятиями. В южной части Конгинской металлогенической зоны преобладает серебро-полиметаллическое и урановое оруденение, в средней части – золото-серебряное. Это, по-видимому, связано с большей эродированностью южной части и выходами на поверхность пород основания конгинской свиты, в том числе карбонатных толщ перми и ордовика, вмещающих полиметаллическое оруденение.

Северо-северо-восточная *Верхне-Омолонская металлогеническая зона*, сопряженная с зоной одноименного глубинного разлома, характеризуется проявлениями



Рис. 10.1. Рудоносность позднего мезозоя: 1 – осадочные породы; 2 – эффузивы K_{1-2} ; 3 – интрузивы K_2 ; 4 – разломы: главные (а), второстепенные (б); 5 – надвижки главные (а) и второстепенные (б); 6 – контуры металлогенических зон

медно-молибден-порфировой, золото-серебряной и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Проявления золото-сульфидно-кварцевой минерализации служат источниками золота россыпей в пределах зоны. Оруденение концентрируется в Закороннинской рудной зоне, где получили распространение штоки и многочисленные дайки диорит-гранодиоритового состава викторианского комплекса, сопровождающиеся медной и молибденовой минерализацией с Au и Ag, и Халалинском потенциальном рудном узле, связанном с формированием гранодиоритовой интрузии викторианского комплекса и многочисленных субпластовых тел риолитов конгинского комплекса, с преобладающей золото-серебряной и медно-молибден-порфировой минерализацией.

Вечернинская металлогеническая зона северо-восточного простирания располагается диагонально по отношению к двум предыдущим. Она трассирует зону Молькатского разлома, вдоль которого наблюдаются выходы небольших штоков диоритов-гранодиоритов викторианского комплекса, сопровождающиеся медно-молибденовой и золото-серебряной, реже железорудной скарновой минерализацией. Выделяются потенциальные Вечернинский рудный узел и самостоятельные Лабазненское, Молькатское и другие потенциальные рудные поля.

На крайнем юге территории располагаются структуры внешней зоны ОЧВП, наложенные на Омолонский массив, на площади которых находятся Верхнекоаргычанский, Сумной и Хивачский рудные узлы с преобладающей золото-серебряной и серебро-полиметаллической минерализацией. Реже отмечаются проявления железорудной скарновой и олово-серебряной формаций. Последние концентрируются в Хивачском узле.

10.2.2. Характеристика основных типов рудной минерализации

Известные типы рудной минерализации этого возраста весьма разнообразны и относятся к различным рудным формациям, среди которых на исследуемой территории наиболее распространены золото-серебряная (месторождение Ороч, рудопроявления Бодрый, Рудокоп, Халали, Джелты, Ирбычан и др.), серебро-полиметаллическая (проявления Жаркое, Мрачное, Хивач), медно-молибден-порфировая (проявления Вечерний, Хрустальный, Грунтовый, Лабазный, Светкин Ключ и др.), золото-сульфидно-кварцевая (Орлиное, Заросшинское и др.), настурановая (Астрономическое, Джигдалинское), скарновая железорудная (Скарновое, Скалистый).

Золото-серебряное оруденение

Оруденение золото-серебряного формационного типа (преимущественно серебряной субформации) распространено, как уже отмечалось, в Конгинской металлогенической зоне и приурочено к границам интрузивно-купольных структур или вулканических просадок, депрессий. Рудные тела локализуются преимущественно вблизи выходов вулканитов позднего мела или в карбонатно-терригенных породах основания. Они представлены жилами и прожилковыми зонами кварцевого, сульфидно-кварцевого, адуляр-кварцевого состава. Количество сульфидов заметно колеблется от 1–2 до 15–20%.

Месторождение Ороч – типичный представитель золото-серебряной формации. Расположено в долине р. Ороч (верховья р. Гижига). Открыто в 1979 г. геологом В. А.

Ермиловым при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, когда им были прослежены и опробованы развалы кварцевых, сульфидно-кварцевых жил с высокими содержаниями золота (до 65 г/т) и серебра (до 1 кг/т). Месторождение локализуется в поздне-меловых вулканитах ОЧВП, которые распространены в верхнем течении одноименного ручья (описание приводится по материалам В. К. Власова, В. А. Солдатова, Ш. Г. Грищенко, 1981 г.; В. К. Власова, 1984 г.). Рудное поле приурочено к краевой части депрессии, вытянутой в субширотном направлении, в зоне пересечения глубинных разломов – субширотного Мичеевского и северо-восточного Гольцовского.

В рудном поле распространены лавы и туфы дацитов, андезидацитов, андезитов, реже субвулканические риодациты поздне-мелового возраста (рис. 10.2).

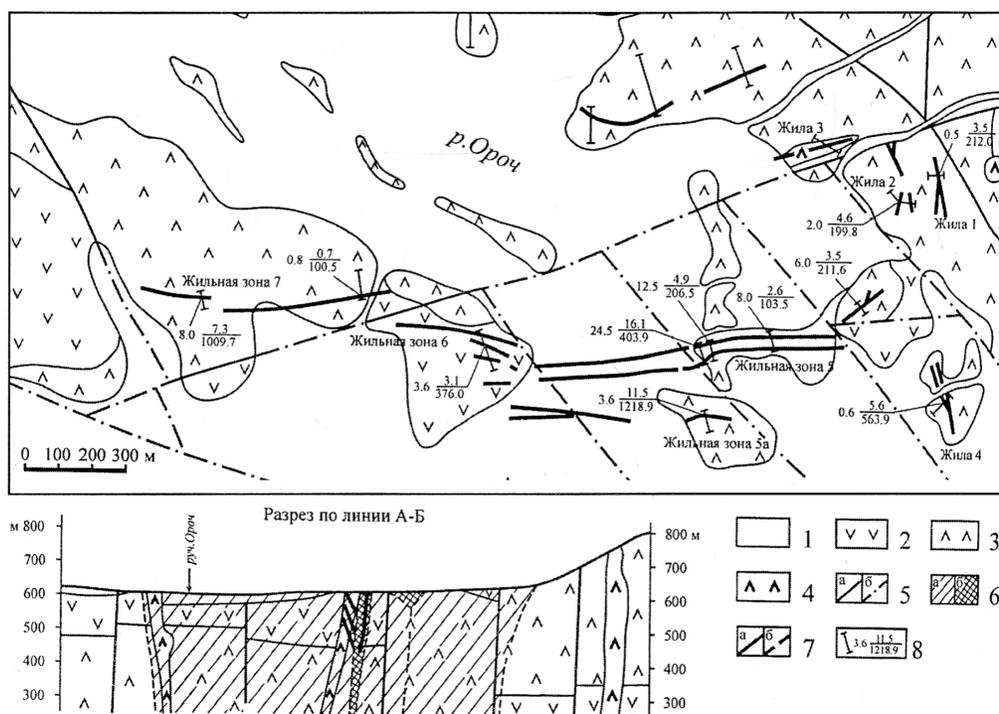


Рис. 10.2. Геолого-структурная схема месторождения Ороч (по данным В. К. Власова, 1984 г.): 1 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 2, 3 – раннемеловые вулканиты: 2 – андезиты и их туфы, 3 – дациты и их туфы; 4 – поздне-меловые субвулканические риодациты; 5 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые под рыхлыми отложениями; 6 – метасоматические изменения (на разрезе): а – березитовые, б – кварц-адуляр-гидрослюдистые; 7 – рудные тела – сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы: а – выходящие на дневную поверхность, б – скрытые под рыхлыми отложениями; 8 – каналы и параметры рудных тел: мощность (м), над чертой – содержания золота (г/т), под чертой – содержания серебра (г/т)

Метасоматические изменения вмещающих пород выразились в дорудной пропилитизации эпидот-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фаций, предрудной березитизации до полнопроявленных березитов (кварц, серицит, пирит) и синрудных аду-

ляризации, окварцевании и гидрослюдизации, формирующих адуляр-гидрослюдисто-кварцевые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты, сопровождающие рудные тела. Незначительно развита аргиллизация, приуроченная к зонам тектонических нарушений.

Оруденение представлено жилами и околожилными зонами тонких прожилков сульфидно-кварцевого, сульфидно-карбонат-кварцевого и карбонат-кварцевого состава субширотного, реже субмеридионального простирания. Морфология рудных тел обычно простая – это плитообразные крутозалегающие ($65-90^\circ$) тела мощностью от первых десятков до 20 м, протяженностью до 1 км, по падению прослежены на 150 м. В строении рудных тел обычно выделяется мощная стержневая жила с оперяющими ее апофизами, сопровождающаяся зонами прожилков. По падению жила нередко расщепляется на серию маломощных жил и зону прожилкования. Текстуры жил разнообразные: брекчиевая, массивная, друзовидная, колломорфная, слабополосчатая, пластинчатая (рис. 10.3).

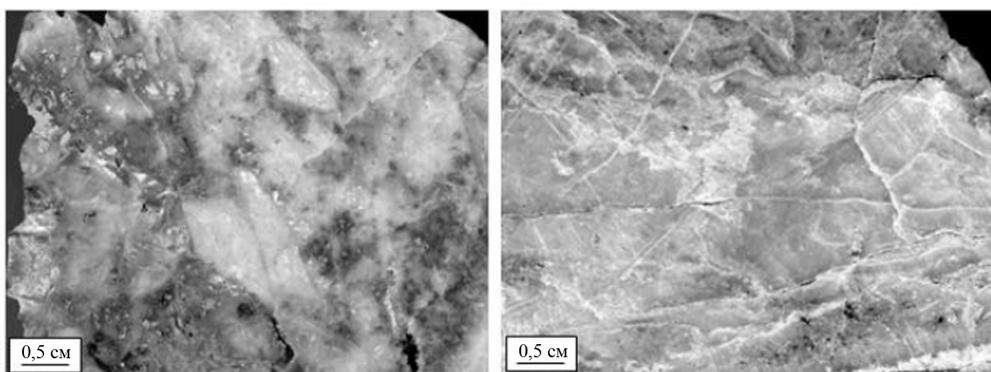


Рис. 10.3. Текстуры руд месторождения Ороц: слева – брекчиевая, справа – колломорфно-полосчатая

Главные жильные минералы руд – кварц и карбонаты, второстепенные – адуляр, гидрослюда, редкие – барит, флюорит, хлорит, цоизит. Среди рудных преобладают пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, стефанит, акантит, пирсеит, стефанит, билленгслеит, ялпаит, электрум, более редкие – марказит, арсенопирит, пираргирит, гематит, самородное серебро, киноварь, матильдит. На восточном фланге месторождения заметно увеличивается количество самородного серебра и появляются золотистое серебро, ртутистые фазы самородного золота и серебра (табл. 10.1). На месторождении Ороц нами впервые для золото-серебряных месторождений региона выявлен редкий минерал *евгенит* $Ag_{11}Hg_2$, названный в честь профессора Евгения Фридриха Штумпфла (Eugen Friedrich Stumpfl, 1931–2004), австрийского минералога.

Золото-серебряное отношение в рудах колеблется от 1:8 до 1:306 (среднее 77) и в общем увеличивается с увеличением количества сульфидов в жилах.

Всего в рудном поле выявлены четыре жилы и жильные зоны, представляющие промышленный интерес. Протяженность жил 70–250 м, мощность 0,6–1,6 м, средние содержания Au – 1,9–23,0 г/т, Ag – 94,9–702,3 г/т.

Таблица 10.1

Состав минералов серебра месторождения Ороч, мас.%

Au	Ag	Hg	Σ		
<i>Евгениит $Ag_{11}Hg_2$</i>					
	79,18	19,1	100,10		
	82,24	17,30	99,54		
<i>Ртутистое золото</i>					
39,65	50,44	8,96	99,05		
45,55	45,44	8,62	99,62		
36,62	56,28	8,11	101		
49,8	43,51	8,14	101,45		
<i>Золотистое серебро</i>					
4,44	90,03		94,48		
2,88	92,74		95,62		
12,13	69,33	Fe – 0,95	82,76		
16,94	80,83		97,77		
Cu	Ag	Sb	As	S	Σ
<i>Пирсеит $(Ag, Cu)_{16}(As, Sb)_2S_{11}$</i>					
4,93	75,63	3,89	3,9	15,23	101
4,58	75,7	3,9	3,85	14,82	103,58
5,01	73,56	3,84	4,02	14,5	102,86
4,74	76,88	2,78	3,86	12,95	100,93
5,73	72,83	4,57	2,95	13,16	101,21
6,08	73,1	5,36	2,97	14,35	99,23
6,16	71,74	5,8	2,69	15,25	101,86
3,91	74,67	5,23	2,63	13,69	100,12
4,29	74,43	5,71	2,64	14,63	101,7
4,46	73,73	5,63	2,89	14,56	101,28
4,69	75,18	3,42	3,84	14,34	101,46
4,8	75,84	3,01	4,14	13,76	101,55
4,81	72,27	3,4	4,09	14,72	99,29
4,45	72,99	2,89	3,83	13,14	97,3
<i>Биллингслеит $Ag_7(As, Sb)S_6$</i>					
5,45	75,33		6,89	15,65	103,32
5,29	74,61		6,52	15,51	101,93
5,71	75,07		6,54	15,61	102,94
<i>Акантит Ag_2S</i>					
	89,78			13,21	102,99
	90,16			12,91	103,07
	88,95			12,97	101,92
	88,11			13,38	101,99
<i>Стефанит Ag_3SbS_4</i>					
2,41	72,81	8,64		14,51	98,75
<i>Ялпаит Ag_3CuS_2</i>					
13,58	65,74			15,77	94,76

Примечание. Аналитик Е. М. Горячева, Сатобах, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

Протяженность жильных зон 140–1240 м, средняя мощность 1,0–9,9 м, средние содержания Au – 1,8–6,5 г/т, Ag – 195–740 г/т. Глубина распространения оруденения 50–100 м.

В настоящее время АО «Полиметалл» ведет на месторождении Ороч подготовительные работы к его эксплуатации.

Рудопроявление Джелты в междуречье Хивач – Джелты (на юге площади), залегающее в подстилающих терригенных породах, относится к золото-серебряной формации (его описание дается по материалам В. М. Лазовича, 1994 г.). Рудопроявление локализовано в Джелтинской мульде, выполненной терригенными и карбонатно-терригенными породами перми, триаса и юры. Отложения расчленены субвулканическими телами риолитов, трахириодацитов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов и гипабиссальными интрузиями диорит-порфириров позднемелового возраста. Рудные тела представлены жилами и зонами прожилкования кварцевого, сульфидно-кварцевого, карбонат-кварцевого составов и приурочены к межпластовым телам диорит-порфириров среди аргиллитов раннего – среднего триаса. Падение жил пологое, до субгоризонтального. Помимо кварца и карбоната, в жилах в незначительных количествах присутствуют адуляр (1–3%), хлорит, мусковит (менее 1%). Количество сульфидов варьирует от 1 до 40%. Они представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, а также сульфосолями Ag. Всего установлено 15 жил мощностью от 1,0 до 2,0 м (средняя 1,4 м) и протяженностью от 40 до 140 м (средняя 80 м). Содержания Au в них колеблются от 0,5 до 54,0 г/т (среднее 11,4 г/т), Ag – от 5,0 до 810 г/т (среднее 80 г/т).

Золото-серебряная минерализация известна также в окварцованных известняках (джаспероиды) омонской свиты позднепермского возраста. Рудная минерализация (до 60%) представлена сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом. Распространены джаспероиды на площади 2 км², мощность рудных тел оценивается в первые метры – первые десятки метров, а содержания Au в них достигают 3 г/т, Ag – 63 г/т (максимальные 706 г/т).

Позднемеловая золото-серебряная минерализация в Конгинской зоне проявлена значительно слабее. Как в вулканитах конгинской свиты, так и в подстилающих их терригенных породах мезозоя и перми распространены отдельные жилы и прожилково-жильные зоны сульфидно-кварцевого состава мощностью от 1 м до десятков метров и протяженностью от первых сотен метров до 1–2 км (участки «Бодрый», «Рудокоп», «Горный» и др.). Содержания Au в них обычно не превышают первые г/т (в единичных случаях до десятков г/т), Ag – десятки г/т (в отдельных пробах до 900 г/т). Но они нередко сопровождаются россыпями золота. Золото в россыпях мелкое (Степанов, Шишакова, 1994), в основном низкопробное (пробность 525–570‰), среди золотин преобладают пластинки, комочки, реже палочки и дендриты. Часто отмечаются сростки с кварцем, «рубашки» из гидроксида железа.

Серебро-полиметаллическое оруденение

Оруденение этого типа широко распространено в южной части Конгинской зоны и во внешней зоне ОЧВП. Серебро-полиметаллическая минерализация обычно при-

урочена к скарнам, которые возникли по карбонатным породам перми (Жаркое, Хивач) или ордовика (Мрачное) на контактах с гипабиссальными интрузиями гранитоидов викторианского комплекса. Оруденение наложено на скарны и представлено вкрапленностью и гнездами галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и марказита. Иногда присутствуют самородное серебро и полибазит (проявление Хивач). Редко отмечаются сульфидно-кварцевые жилы с серебро-полиметаллической минерализацией (Снежок). В отдельных случаях наблюдается наложение оруденения этого типа на золото-серебряную минерализацию.

Рудопроявление Жаркое – представитель серебро-полиметаллической формации. Оно находится в верховьях одноименного ручья, левого притока р. Бургали. Скарновое полиметаллическое оруденение здесь было выявлено в 1976 г. Е. А. Кораго (при описании использованы материалы А. Г. Егорова, 1989 г.).

Рудопроявление занимает площадь около 2 км², образуя широтную полосу длиной 4 км и шириной от 200 м на востоке до 1 км на западе, локализуясь в Жаркинском интрузивно-купольном поднятии. Вмещающие известняки омононской свиты представлены хемогенно-органогенными песчанистыми разностями со слоистой текстурой. Под воздействием скарнирующих растворов, связанных с гранитоидами плутона, залегающего по геофизическим данным на небольшой глубине, они превращены в гранатовые, волластонитовые и пироксеновые скарны, замещенные более поздними эпидотом, кварцем и карбонатом. Скарновые залежи локализуются в кровле пласта известняков под экраном тонкотерригенных пород гижигинской свиты, что обусловило их субпластовую форму. Всего на проявлении выявлено шесть рудных тел, границы которых устанавливаются только по опробованию. Пять из них представлены субпластовыми пологозалегающими (10–25°) скарново-сульфидными залежами, а одно – интенсивно измененной дайкой риолитов конгинского комплекса. Самое крупное рудное тело 1 локализовано в восточном блоке, имеет протяженность 1100 м при мощности от 6,6 до 41,5 м. Рудное тело 2 прослежено на 300 м по простиранию при мощности 1 м, оно заметно богаче первого. Рудное тело 3 находится в апикальной части выступа гранитоидного массива и представляет собой серию сближенных линзовидных жилоподобных тел общей мощностью около 4 м. Рудное тело 4 – крутопадающая субширотная дайка риолитов мощностью 0,9 м, которая интенсивно гидротермально переработана и превращена в сульфидно-кварц-карбонатный метасоматит с высокими содержаниями Ag. Рудное тело 5 – это небольшой останец скарнов, слагающих вершину горы, а рудное тело 6 прослежено по высыпкам минерализованных скарнов на 1300 м с видимой шириной развалов около 5 м.

Рудные минералы (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит) тесно ассоциируют с эпидотом и карбонатом. Их распределение в скарнах крайне неравномерное. Отмечаются вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные и массивные сульфидные руды. Основой всех рудных тел в скарнах являются галенит и сфалерит, при подчиненной роли пирита и халькопирита. Они образуют две минеральные ассоциации: раннюю пирит-сфалеритовую и позднюю халькопирит-галенитовую с пиритом. Минералов Ag не установлено, но по данным атомно-абсорбционного анализа все рудные минералы

содержат высокие концентрации серебра, г/т: пирит – 347, сфалерит – 158, халькопирит – 800, галенит – 230 (рудное тело 1). В скарнах выявлены также маломощные кварцевые жилы с ритмичными полосками галенита и сфалерита. Для рудного тела 4 характерно присутствие единичных обособлений арсенопирита. Руды слабо окислены.

Средний химический состав руд по разным телам варьирует, %: Pb (1–18,32), Zn (0,4–16,29), Ag (22–56,3 г/т). Из примесей отмечаются Mn (1% и более), Cu (0,02–1), Bi и Mo (до 0,02–0,04) и As (до 0,1%).

Медно-молибден-порфировое оруденение

Оруденение медно-молибден-порфировой формации концентрируется в Вечернинской и Верхне-Омолонской металлогенических зонах. Оно приурочено к экзо- и эндоконтактовым частям гранитоидных интрузивов викторианского комплекса. Молибденовые проявления представляют собой локальные порфировые системы, развитые по архейским метаморфическим породам, рифейским терригенно-карбонатным отложениям, вулканитам среднего палеозоя, интрузивным образованиям ранне- и среднепалеозойского и мелового возрастов. Рудные тела чаще всего представлены линейными штокверковыми зонами, сложенными разнонаправленными прожилками и отдельными жилами кварцевого и молибденит-кварцевого состава, сопровождающимися вкрапленной молибденовой минерализацией во вмещающих метасоматически измененных породах (серицит-кварцевая фация и интенсивная пиритизация). В Вечернинском рудном узле на юго-западе одноименной металлогенической зоны установлены медно-молибден-порфировые рудопроявления Вечернее и Хрустальное.

Рудопроявление Вечернее находится в междуречье Вечерний – Стрела и наиболее изучено (Чайцын, 1989 г.; Пак, 1991 г.). Оруденение контролируется штокообразным интрузивным телом гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров площадью около 1,5 км², относящихся к позднемеловому викторианскому комплексу. Интрузия прорывает архейские кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты, а также терригенно-карбонатные породы позднего рифея (преимущественно нючалинской свиты). В апикальной части штока сохранился реликт кровли, состоящий из вулканитов кедонской серии. По геологическим и геофизическим данным это слабоэродированный шток, круто падающий в южном и юго-западном направлениях с куполовидной апикальной частью, осложненной небольшими апофизами и мелкими куполами и с полого погружающимся северным флангом.

Рудное поле располагается в зоне крупного субширотного разлома, состоящего из серии субпараллельных разрывов, по которым происходили вертикальные перемещения на 50–120 м и которые предопределили блоковую структуру поля. В Центральном, наиболее приподнятом блоке широко развиты многочисленные трещины северо-восточного и северо-западного простирания, а Северный и Южный – опущены и заметно менее эродированы.

Гранитоиды штока интенсивно изменены. В размещении фаций метасоматитов видна отчетливо выраженная зональность:

в центре установлено кварцевое ядро, представленное обособленными телами монокварцевой фации 200×50–60 м в виде цепочки северо-восточного простирания длиной около 2 км;

ядро вложено в кварц-серицитовую зону неправильной эллипсоподобной формы (протяженность отдельных полей до 1000–1200 м при поперечнике 600–800 м и по падению до 500 м) с неоднородным строением, в первом приближении повторяющую форму штока;

далее зона метасоматитов, для которой типоморфны кварц (3–35%), серицит-гидрослюда (3–50%), пирит, а также более редкие хлорит, карбонат, эпидот, альбит, клиноцоизит. В приконтактной зоне штока проявлена кварц-сульфидная фация, достраивающая по вертикали кварц-серицитовую зону; мощность ее до 200–400 м, площадь распространения больше, чем у кварц-серицитовой;

внешняя зона представлена рассеянной пиритизацией во вмещающих породах шириной 400–600 м. На северо-восточном фланге также отмечаются гранат-пироксеновые скарны мощностью до 20–60 м среди мраморов заросшинской свиты рифея.

Рудоносный штокверк локализован в кварц-серицитовых и частично в кварц-сульфидных метасоматитах. Количество кварцевых прожилков в нем составляет 10–50% объема породы при мощности 1–4 мм, реже 10–30 см. Он имеет сложную неправильную форму «условно плитообразную», общей площадью 1,3–1,5 км² (2–2,3 × 0,6–0,9 км). Установленный вертикальный размах оруденения 250–300 м. Внутреннее строение штокверка неоднородное – участки наибольшей интенсивности прожилкования, составляющие до 50% от его объема, обрамляют кварцевые ядра, повторяя их линзовидную форму. Размер обогащенных участков 200–300 м в поперечнике. При переходе штокверка из гранит-порфиров во вмещающие породы он распадается на отдельные субпараллельные зоны ветвящихся прожилков и быстро затухает. Мощность таких зон 10–30 м. Последовательность формирования прожилков: кварцевые с примесью хлорита → молибденит-кварцевые → молибденит-пирит-халькопирит-кварцевые. На них, особенно на верхних горизонтах, накладываются системы флюорит-карбонатных, флюорит-кварцевых и карбонатных прожилков с вкрапленностью сульфидов полиметаллов.

В составе метасоматитов и прожилков количество рудных минералов (пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, магнетит, ильменит, а также азурит, малахит) составляет около 2–3%. Молибденит в метасоматитах и прожилках образует лейсты, таблички, гнезда поликристаллических агрегатов, нитевидные прожилки с выделениями размером 0,02–0,4 мм (для агрегатов до 1 мм). Он обычно ассоциирует с халькопиритом. Пирит в виде мелкой вкрапленности кубических кристалликов и их агрегатов замещает магнетит. Пирит и сфалерит более характерны для экзоконтактной зоны штока – внешней части ореола сульфидизации. Максимальные концентрации в рудах: Au – 0,8 г/т, Ag – 85,7 г/т, Mo – 0,6%, Cu, Pb и Zn – более 1%, отмечена примесь Re (до 0,3 г/т).

В штокверке выделены два блока: восточный и западный. В западном блоке выявлено молибденовое с Cu оруденением, образующее рудную зону предположительно

плитообразной формы с содержанием Mo 0,079% на 352 м. Внутри этой зоны выделяют обогащенные участки (мощностью 5–11 м) с содержаниями Mo 0,14–0,2%, количество Cu составляет обычно сотые доли процента, иногда достигая 0,5%. В составе этой рудной зоны отмечены невыдержанные по простиранию и морфологии кварцевые жилы мощностью 1,1–7,0 м пологого (до 25–30°), реже крутого (70–80°) залегания с западно-северо-западным склонением, содержащие до 0,153–0,59% Mo . Максимальные концентрации Mo характерны для центральной части штокверка в гранит-порфирах, а Cu – для краевых частей, при минимуме в центре. В верхних горизонтах отмечаются повышенные содержания Au (0,1–0,6), Ag (2–10,3 г/т), Pb и Zn (до 1%).

Восточный блок более эродирован. Для него типичны метасоматиты кварцевых ядер и разрозненное и разубоженное оруденение с содержаниями Mo 0,013–0,016%, Cu – до 0,1–0,2% на мощность от 24 до 92 м. Наиболее перспективные рудные тела локализованы в контакте штока гранит-порфиров и даже за его пределами, где преобладает вкрапленное оруденение. Общая мощность такой контактовой рудной зоны достигает 160–180 м, по падению она прослежена до 200 м. Содержания составляют для Mo 0,032–0,45%, Cu – 0,05–0,23%. В штокверке этого блока присутствует золото-серебряная с полиметаллами минерализация (до 0,8 г/т Au и 85,7 г/т Ag).

Северо-западный участок рудного поля также представляет интерес из-за наличия слабо вскрытых и «слепых» апофиз гранит-порфиров в породах архея. Они сопровождаются метасоматитами кварц-сульфидной фации, контрастными аномалиями Mo и Cu . На крайнем северо-восточном участке, на левобережье руч. Вечерний отмечены также золото-серебряные проявления в виде штокверковоподобных прожилковых зон (3–15 прожилков на 1 м), содержащие 18,6–24,8 г/т Au и 3,9–15,3 г/т Ag .

Месторождение Хрустальное находится в этом же узле в 5 км к юго-западу. Оно изучено А. М. Паком (1991 г.) и С. В. Коробейниковым (1992 г.). Согласно Г. И. Хорину (Павлов и др., 1986), месторождение приурочено к купольному сводовому поднятию и входит в состав Ольдянинского аномального геохимического узла. В его центральной части обнажается фрагмент блока архейских метаморфических пород, относящийся к Ольдянинскому выступу кристаллического фундамента (Коробейников, 1992 г.). Интрузивно-купольная структура пересечена Иннягским разломом. В ее северо-западной части обнажены гранодиориты абкитского комплекса, прорванные дайкообразными телами гранит-порфиров того же комплекса. В юго-восточной части рудного поля на поверхность выходят кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты батикского комплекса, частично перекрытые неопротерозойскими отложениями нючалинской и заросшинской свит (известняки, кварциты, кремнистые сланцы, песчаники) и прорванные телами гранодиоритов и гранит-порфиров (рис. 10.4). На контактах известняков и интрузий широко развиты скарны и скарнированные породы.

В рудном поле очень четко проявлены метасоматическая и рудная зональность. Руды локализованы во внешней части контура серицит-калишпат-кварцевых метасоматитов, образуя кольцевую зону шириной около 700–800 м.

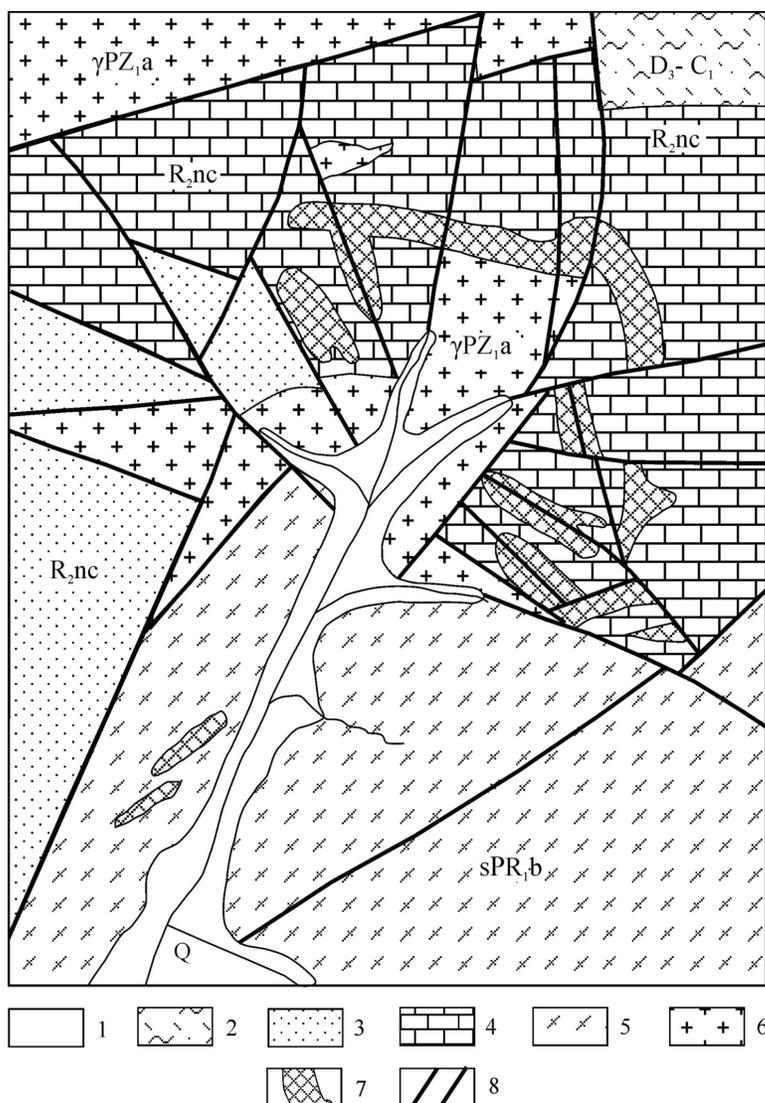


Рис. 10.4. Геологический план участка «Хрустальный»: 1 – четвертичные отложения; 2 – игнимбриты; 3, 4 – кварциты (3) и известняки (4) нючалинской свиты; 5 – кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты батикского комплекса; 6 – граниты абкитского комплекса; 7 – скарны; 8 – тектонические нарушения

Выявлено пять типов рудных тел:

молибденит-кварцевые жилы располагаются по периферии рудного поля. Они имеют субмеридиональную ориентировку, пологое ($30-40^\circ$) залегание, протяженность до 250 м и мощность до 2 м. Это наиболее богатые рудные тела с содержаниями Мо до 1% и W до 0,03%;

зоны сетчатого прожилкования длиной до 650 м, мощностью до 160 м. По составу они могут быть различными – молибденит-кварцевые, молибденит-халькопирит-

кварцевые и молибденит-халькопирит-борнит-кварцевые. В них отмечаются Au и серебро-содержащие минералы. Для них характерен невысокий уровень концентраций Mo, который составляет от 0,011% на 42 м и 105 м до 0,027% на 166 м и 0,029% на 101 м. Кроме Mo, постоянно присутствуют Cu (сотые доли%), W, Ag (до 10 г/т) и Au (до 0,1 г/т);

вкрапленные руды площадного развития с вкрапленностью преимущественно халькопирита и молибденита. Среди вкрапленников отмечаются также «сухие» волоковидные прожилки молибденита, борнита с примазками ковеллина;

метасоматические залежи – скарновые тела мощностью до 5 м, протяженностью 200–300 м существенно магнетитового состава с халькопиритом, пирротинном, борнитом, сфалеритом;

минерализованные зоны дробления. Этот тип развит в меньшей степени и представляет собой зоны повышенной трещиноватости пород. Мощность зон до 0,5 м. По трещинам развиты молибденит и ковеллин. К ним приурочены и повышенные концентрации вольфрама.

Названные морфологические типы рудных тел, их состав и ярко выраженная зональность стали основанием для отнесения этого месторождения предшественниками (Коробейников и др., 1992 г.) к медно-молибден-порфировому (с вольфрамом) рудно-формационному типу. В то же время скарновые руды сопоставимы с рудами молибден-вольфрамового тырнаузского типа (Северный Кавказ).

Текстурный рисунок руд в целом также отвечает скарновому типу. Преобладают массивные вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные текстуры. Минеральный состав изучен как по шлиховым пробам, так и в аншлифах коллекции В. Н. Егорова. Список установленных минералов по степени их распространенности приводится в табл. 10.2.

Таблица 10.2

Минеральный состав руд месторождения Хрустальное по степени распространенности

Группа минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Скарново-метасоматические	Кварц Полевой шпат Серицит Карбонат	Хлорит Гранат Пироксен	Эпидот Аксинит Флюорит Пренит
Рудные	Магнетит Молибденит Халькопирит Борнит Сфалерит	Блеклая руда Галенит Шеелит Самородный висмут Висмутин Жозеит А ? Петцит ? Гессит Тетрадимит Электрум Самородное золото Рutil	Станнин ? Галеновисмутит Марказит Арсенопирит Кюстелит Самородное серебро Пирротин Пирит Арсенопирит Гринокит ? Алабадин ?
Гипергенные	Лимонит Малахит Англезит Смитсонит	Гидрогематит Пирролизит Азурит	Гипс

По взаимоотношениям минералов и минеральных парагенезисов можно выделить один этап минерализации – скарново-метасоматический, в течение которого отложение руд происходило в несколько стадий. К ранней – *I стадии* следует отнести гранат-магнетитовую, с типичным скарновым парагенезисом и комплексом высокотемпературных минералов – магнетитом, гранатом, аксинитом, эпидотом. *II стадия* сопровождалась тектоническими подвижками с сетью кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков и постепенным нарастанием фугитивности серы с последовательно образующимися сульфидами – молибденит, арсенопирит, пирит, борнит + халькопирит, сфалерит + халькопирит, клейофан. В эту же стадию отложился шеелит. *III стадия* – существенно гидрослюдистая с высоким дефицитом серы. Она сопровождалась также тектоническими подвижками с формированием сети трещин, заполнявшихся серицитом, к которым приурочена теллуридно-висмутовая и самородная минерализация (Au, Ag, Bi) (рис. 10.5).

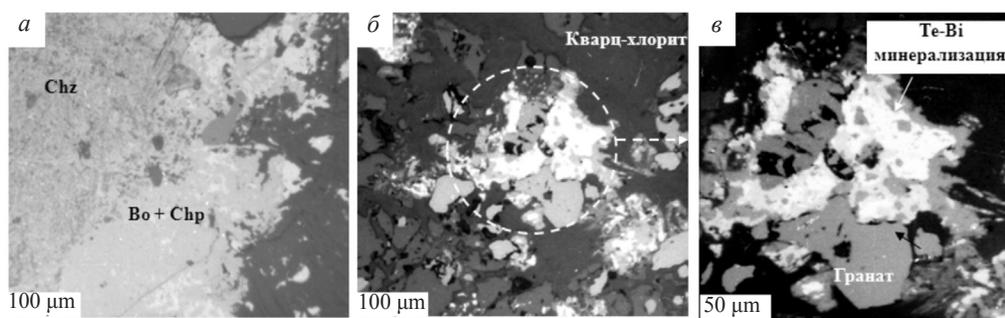


Рис. 10.5. Минеральные срастания в рудах месторождения Хрустальное: *а* – борнит-халькопирит-халькозиновая ассоциация; *б, в* – поздний теллуридно-висмутовый парагенезис (обозначен обводкой)

В геохимическом поле выделяются аномалии широкого спектра элементов: Au – до 30 г/т, Ag – до 100 г/т, Pb, Zn и Cu – до 20·10–3%, As – до 3·10–3%, Mo – до 6·10–3%, Mn – до 1%. Заверкой потоков рассеяния были подтверждены шлиховые ореолы Au, коренными источниками которого являются кварц-сульфидные жилы и зоны прожилкования. В шлиховых пробах определены четыре разновидности природного ряда интерметаллидов Au и Ag. Среди них: самородное серебро – (Ag – 99,8–100,0 мас.%), кюстелит (Au – до 30,0 мас.%), электрум (Au – от 57,0 до 70,0 мас.%), самородное золото (Au – 80,0–90,0 мас.%) (рис. 10.6).

Частицы золота высокой пробыности достигают размеров 3–4 мм. По морфологии они комковидные, окатанные и полуокатанные с шероховатой поверхностью. Кюстелит и электрум представлены более мелкими частицами – 0,5–1 мм, имеют рудный облик – комковидные с острыми выступами и проволоковидные. Самородное серебро образует зерна размером до 3 мм, средней окатанности, слабой уплощенности. Среди морфологических разностей преобладают дендритовидные, реже комковидные частицы с развитием отдельных граней кристаллов.

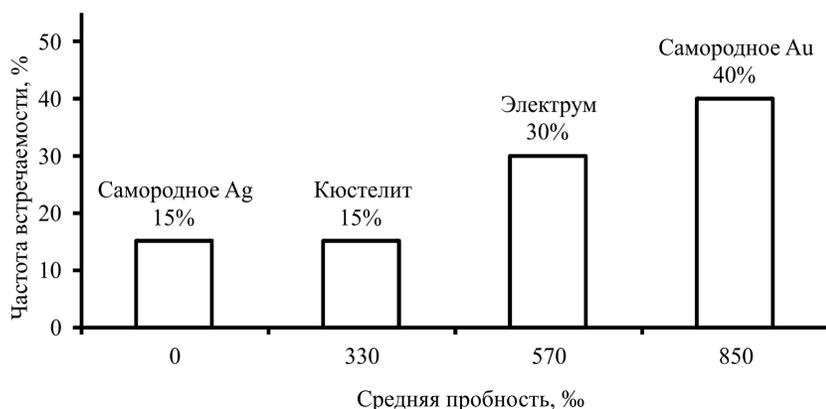


Рис. 10.6. Количественное соотношение золото-серебряных минеральных фаз на гистограмме пробытности в шлиховом ореоле месторождения Хрустальное

Рудопроявление Сокол расположено в верхнем течении руч. Грунтовый. Оно наиболее изучено в Верхне-Омолонской металлогенической зоне и входит в Грунтовское рудное поле. Рудопроявление приурочено к штоку, имеющему площадь 0,3 км², сложенному кварцевыми диоритами викторианского комплекса. На участке развиты преимущественно кислые покровны и субвулканические образования кедонского комплекса, преобразованные в аргиллизиты, гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и пропициты, а на контакте со штоком – фельдшпатизированы и березитизированы. По карбонатным породам ордовика вдоль тектонических зон наблюдается скарирование в виде узких блоков. На контакте с кварцевыми диоритами они превращены в волластонит-гранат-амфиболовые скарны с магнетитом. Тектоническое строение участка обусловлено наличием двух систем разломов: субмеридиональной (аз. пр. 10–20°) и северо-восточной (аз. пр. 40–50°). Первая имеет падение на восток под углами от 25 до 70° и является северо-восточным продолжением Кубакинского взбросо-надвига, вторая – на северо-запад и относится к Правоомолонской зоне разломов. Породы в зонах разломов катаклазированы, рассланцованы, перетерты до тектонической глины, нередко интенсивно сульфидизированы (пирит, редко халькопирит и молибденит), рассечены кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами мощностью до 10 м. В жилах, наряду с кварцем и карбонатом, присутствуют эпидот, хлорит, полевой шпат, иногда барит, флюорит, серицит, актинолит. Рудные минералы: пирит в количестве 1–20%, реже гематит, халькопирит, магнетит, молибденит, сфалерит, галенит, борнит, по которым развиваются малахит, азурит, гидроксиды железа и марганца, ковеллин. На участке отработана россыпь золота, причем ее «головка» располагается в контактах выходов кварцевых диоритов.

Основное рудное тело приурочено к штоку кварцевых диоритов викторианского комплекса, который по данным геофизики имеет плитообразную форму с крутым западным и пологим восточным контактами. Радиологический возраст пород массива, определенный К-Аг методом, составляет 83 млн лет. Породы массива пиритизированы и рассечены сетью кварцевых, пирит-кварцевых, сульфидно-полевошпат-кварцевых

прожилков с вкрапленностью молибденита, образующих штокверк. По штокверковой зоне пройдена скважина до глубины 200 м. По результатам кернового и геохимического опробования содержания Мо варьируют от 0,01 до 0,3% (среднее – 0,045%). Содержание Au – от 0,04 до 0,36 г/т. В экзоконтакте штокверка вскрываются минерализованные зоны дробления и метасоматической проработки шириной до 80 м. Они слабозолотоносны (0,04–0,88 г/т) и содержат медную минерализацию. По данным бурения, в одной из таких зон содержание Мо составило 0,06% на 10 м мощности.

Железородная минерализация

Оруденение железа позднемелового возраста представлено скарновым формационным типом и обычно сопутствует медно-молибден-порфиоровому. Рудные тела представлены магнетитовыми скарнами, образованными по карбонатным породам перми, ордовика или рифея на контакте с гранитоидными штоками викторианского комплекса. Обычно железородные скарны распространены в тех же рудных полях, что и медно-молибден-порфиоровое оруденение, в Конгинской и Верхне-Омолонской минерагенических зонах (Хрустальненское, Вечернинское, Грунтовское). И лишь во внешней зоне ОЧВП формированию магнетитовых скарнов сопутствовала золото-серебряная минерализация (участок «Скалистый»). Следует отметить, что ранее вся разновозрастная железородная минерализация была отнесена к самостоятельному Верхне-Омолонскому железородному району (Гельман и др., 1974; Фадеев, 1975).

Месторождение Скарновое относится к контактово-метасоматическому генетическому типу. Оно входит в состав описанного Хрустальненского молибденового рудного поля. Это месторождение было открыто А. П. Фадеевым в 1971 г. и детально охарактеризовано им в специальной работе (Фадеев, 1975). Оруденение приурочено к кольцевому ареалу скарнированных пород заросшинской свиты рифея, развитому вдоль границ небольшого штокообразного массива граносиенитов викторианского комплекса, датированных в 80 млн лет (ранее А. П. Фадеев относил его к абкитскому комплексу). В экзоконтакте массива карбонатные породы превращены в гранатовые, пироксен-гранатовые, везувиановые, пироксен-клиногумитовые скарны. Ширина ареала в среднем составляет около 600 м. По удалении от гранитов скарны сменяются околоскарновой зоной тремолит-волластонитовых мраморов. Во внутренней части скарнового пояса по периметру массива обособлена кольцевая рудная зона шириной около 100–150 м, образованная многочисленными крутопадающими телами магнетитовых руд шириной 10–100 м и протяженностью 300–800 м. Общая длина рудной зоны составляет 2200 м, непрерывность ее подтверждается данными геофизических исследований. Рудные тела контролируются разрывными нарушениями. Сложены преимущественно массивными магнетитовыми, кальцит-магнетитовыми, клиногумит-магнетитовыми рудами, реже встречаются их полосчатые разновидности. Массивные и полосчатые руды обычно окружены ореолом вкрапленных магнетитовых руд шириной до первых десятков метров. Температура формирования оруденения по данным декрепитации магнетита (одна проба) оценена в 560°C (Шпилько, Фадеев, 1973 г.).

По составу выделяются два типа руд: богатые, обычно кальцит-магнетитовые (51–58% железа) и средние, силикатно-магнетитовые (20–35% железа). Нередки друзовые

обособления магнетита с кристаллами октаэдрического габитуса размером 1,5 см. Химический состав (в %) богатых руд, по данным А. П. Фадеева (1974 г.): SiO_2 – 7,78, TiO_2 – 0,16, Al_2O_3 – 3,29, Fe_2O_3 – 56,36, FeO – 15,53, MnO – 2,96, MgO – 11,0, CaO – 0,76, Na_2O – н. о., K_2O – сл., P_2O_5 – сл., H_2O – 2,25, SO_3 – н. о. Из примесей следует отметить Au – 0,1–0,7 г/т, Ag – до 10 г/т (в одной пробе из кварц-сульфидной зоны пробирным анализом установлены 424 г/т Ag (Шпилько, 1973 г.), Zn – 0,1–1%, Cu – до 1% и Mo – 0,001–0,02%. Содержание вредных примесей редко превышает 0,08%: S – до 0,17% и P – 0,15%.

Подобные скарны, но со значительно более бедным оруденением установлены в Вечернем и Грунтовым рудных полях.

Урановое оруденение

Большинство радиоактивных аномалий, установленных на характеризуемой территории, имеют уран-ториевую природу и являются либо породными, связанными с повышенной радиоактивностью дорифейских гранито-гнейсов или сиенитов анмандыканского комплекса, либо – с зонами серицит-калиевых метасоматитов, сформировавшихся в надынтрузивных зонах гранитоидов позднемелового комплекса.

Наиболее изучено проявление U Астрономическое, расположенное в верховьях одноименной реки в приводораздельной части с руч. Сатурн. Оруденение локализовано в блоке ордовикских известняков на фланге Кустикской вулканической просадки в зоне влияния Конгинского разлома. Рудное тело представлено зоной дробления субмеридионального простирания, в различной степени рудоносной на протяжении 650 м. Максимальная мощность рудной зоны 16,6 м. Оруденение столбовое, с содержанием U (рентгеноспектральный анализ) около 0,06% на мощность 4,7 и 6,3 м. Максимальные содержания U достигают 0,092%. Спектральный анализ отдельных проб показал 0,5%, а рентгеноспектральный – 0,2683% U и 0,353% Ra . В рудах сопутствуют Ag (до 12,8 г/т), As , Pb , Zn (до 0,05%). Рудное тело сложено разнозернистым агрегатом карбонатов, хлорита, талька, тремолита, сфена, пирита, настурана, уранофана и бета-уранотила. Ориентировочный возраст минерализации 85–175 млн лет (А. Егоров, 1989 г.). Рудопроявление относится к гидротермальному типу неясной формационной принадлежности.

Глава 11. МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЙНОЗОЯ

Кайнозойские отложения вмещают большое количество россыпей благородных металлов, коренные источники которых охарактеризованы в предыдущих главах. Россыпи золота, а также редкие россыпи самородного серебра определяют минерагенический облик этих отложений. Мы не проводили специальных исследований россыпей как геологических объектов, но мы детально исследовали частицы самородных металлов из них в целях выявления типоморфных признаков самородного золота и серебра, указывающих на принадлежность к тем или иным рудным формациям. Эти признаки в совокупности с характеристикой коренных источников позволяют более уверенно проводить металлогенические построения. Результаты исследований изложены в предлагаемой главе, условно названной «Металлогения кайнозоя». Мы полагаем, что такое название возможно, поскольку изучение благородных металлов в пространстве позволило уточнить существующую металлогеническую зональность Южно-Омолонского рудного района. Изучение типоморфных особенностей самородного золота, в том числе пробности, морфологии, крупности, элементов-примесей и минерального состава шлиха, можно считать важной составной частью металлогенического анализа, которая способствует выделению локальных площадей с установленными или прогнозируемыми типами оруденения.

11.1. Закономерности размещения золота разной пробности

Пробность россыпного золота территории в целом показывает, с одной стороны, наличие практически непрерывного ряда золото – серебро: от высокопробного золота (950–900‰) через золото средней пробности (899–800‰), низкопробное (699–600‰), электрум (300–600‰), кюстелит (230‰, золотосодержащее серебро) до серебра; с другой – обособление того или иного типа золота в виде максимумов распространения (Кузнецов и др., 1998).

Данные о пробности золота имеются по площади Юкагирской глыбы, где они сконцентрированы в контурах основных рудно-россыпных районов и узлов. Далее приводится общее описание металла по Кедонскому и Южно-Омолонскому районам, а также по некоторым наиболее изученным узлам.

Кедонский рудно-россыпной район. В районе размещается 16 россыпных месторождений золота и около 100 рудопроявлений и пунктов минерализации (табл. 11.1). Самородное золото разнотипно, варьирует и его пробность. На гистограмме пробности золота (россыпного 35 определений, рудного – 11) фиксируется полимодальный характер, наличие главного – 860‰ и двух дополнительных максимумов – 720 и 640‰ (рис. 11.1) (Лушников, 1987 г.).

Интервал умеренно-высокопробного золота с главным максимумом 860‰ составляет 30% объема россыпей руч. Туманный, Захаренко, Скрытый с левым притоком руч. Матильда и рассеянной золотоносности руч. Изгородь, правого притока руч. Летний, а также включает рудное золото проявлений Надежда и Захаренко.

Основные характеристики россыпей Кедон-Коркодонского блока
по Л. А. Лушникову (1987 г.) с дополнениями

Ручей	Продуктив- ность, кг/км	Средняя пробность, ‰	Рудноформационная принадлежность	Возраст оруденения
Джугаджакский золоторудный узел				
Сходный	165,1	850	Золото-кварцевая	D
Кровный	95,1	850	Золото-серебряная, золото-редкометаллическая, золото-кварцевая	R? D-C K ₁
Нервный	84,1	730	То же	R? D-C K ₁
Жильный	100,6	685	"-	R? D-C K ₁
Бургачанская горст-антиклиналь				
Упрямый	111,4	770	Золото-серебро-полиметаллическая	D
Шарик	43,2	890	Золото-кварцевая	?
Лево-Кедонская брахисинклираль				
Бодрый	100,7	550	Золото-полиметаллическая	D
Ущельнинский рудный узел				
Ущельный	74,1	790	Золото-серебряная	D
Буки, Аз	293,5	630	Золото-серебро-полиметаллическая	D
Юный	64,3	645	То же	D
Биркачанское рудное поле				
Сомнительный	52,4	790	Золото-кварцевая	D-C
Мизинец	42,2	660	Золото-сульфидная	D-C
Захарченко	26,8	850	То же	D-C
Скрытый	40,4	850	"-	D-C

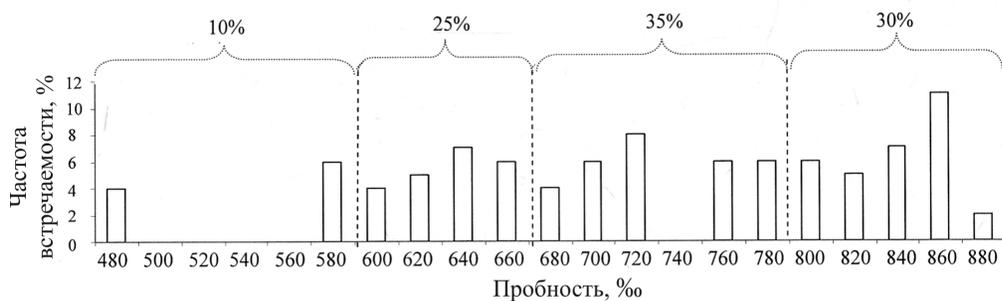


Рис. 11.1. Гистограмма пробности самородного золота Кедонского рудно-россыпного района (по Лушникову, 1987 г.)

Относительно низкопробное золото с дополнительным максимумом 720‰ составляет 35% объема россыпи руч. Сомнительный, Ремиз – Свирепый, Риф и Крутобокий (правые притоки руч. Ледник), Произвольный, рудное золото проявлений Биркачан, Большой, Лабазный, Безымянный, Мунугуджак. Низкопробное золото с дополнительным максимумом 640‰ составляет 25% объема россыпей руч. Мизинец, Обыкновенный, Шеелитовый, Перевальный, Широкий, проявления Захаренко; весьма низкопробное золото (10%) встречается в знаково-весовых контурах руч. Сигнальный, Сухой, на рудопроявлении Захаренко.

Выявляется сложное распределение разнотипного золота на площади рудно-россыпного района. Заметно преобладает относительно низкопробное золото, образующее два крупных ареала по северо-западному и юго-восточному флангам района. Небольшие участки умеренно-высокопробного золота отвечают центральным частям Ачеканского, Туманнинского, Ягоднинского и Ущельнинского рудных узлов.

Основная масса россыпного золота относится к мелкой и весьма мелкой фракции, золото средней крупности отмечено в россыпях руч. Ремиз – Свирепый, Крутобокий – 30%, Широкий (преобладает), Туманный – 44%, Скрытый – 20% (редко до 2–3 мм), Матильда – от весьма мелкого до крупного (4–6,5 мм). Шлиховым опробованием руч. Демис (правого притока руч. Захаренко) был выявлен самородок размером 1 см. Рудное золото весьма мелкое, на Захаренковской рудно-россыпной площади мелкого золота до 10%. Форма золотин в основном – пластинки, таблички и комочки, редко чешуи, палочки и дендриты; рудного золота – комочки, пластинки, дендриты. Цвет золотисто- и серебристо-желтый, светло-желтый, соломенно-желтый; в россыпи руч. Матильда отмечены три разновидности золота: темное золотисто-желтое (пробность 923‰), светлое золотисто-желтое (890‰) и серебристо-желтое (802‰). Известны сростки золота с прозрачным кварцем в россыпях руч. Произвольный, Захаренко, Риф; сростки с мелкозернистым прозрачным и полупрозрачным кварцем сиреневого и розоватого оттенка в россыпи руч. Скрытый, в россыпи руч. Матильда золото в сростании с теллуrowисмутитом, тетрадимитом, жозеитом, гесситом, а также с нерудными – кварцем и серицитом (Солдатов, 1996 г.; Кузнецов и др., 1998).

Окатанность зерен в основном хорошая и средняя, реже встречается золото рудного облика (в россыпи руч. Захаренко – 12%, Изгородь – 15%, Туманный – 11%, Перевальный – 5%, Матильда – 5%).

Элементы-примеси самородного золота россыпей руч. Мизинец и Лабазный по данным рентгеноспектрального анализа довольно скудны и представлены Cu (0,004–0,006%), Pb (0,0025–0,025%), Sb и As.

Минеральный состав тяжелого шлиха – самородное золото, гессит, теллуrowисмутит, тетрадимит, петцит, магнетит, пирит, ильменит, гематит, лимонит, ярозит, галенит, сфалерит, лейкоксен, анатаз, циркон, барит; в протолочках рудных проб в истоках руч. Захаренко и правобережья руч. Безымянный установлены сульфосоли Ag, электрум, сульфиды до 3–5% (пирит, галенит, сфалерит), гематит.

Для россыпи руч. Матильда характерно присутствие гессита от мелких пылевидных частиц до обломков размерами 29×18×5 мм; форма выделений разнообразная –

массивные комковидные зерна и обособления сложной причудливой морфологии. Золото присутствует в виде тонких налетов на зернах гессита или рассекает его нитевидными прожилками, образуя прожилково-каркасные агрегаты (Солдатов, 1996 г.).

Полтора десятка промышленных и непромышленных россыпных месторождений и изобилие россыпных проявлений объясняется существованием многочисленных рудных объектов (Захаренко, Ягодный, Горный, Туманный, Шлиховой) россыпеобразующей золото-серебряной формации сульфидного и малосульфидного минерального типа среднепалеозойской металлогенической эпохи. В то же время присутствие высокопробного золота в сростании с висмутовыми минералами указывает на вероятность и других (возможно, более древних) коренных источников россыпей докембрийской или рифей – раннепалеозойской эпох рудообразования.

Ущельнинский рудно-россыпной узел, относящийся также к Кедонскому району, располагает семью россыпными месторождениями, десятком пунктов минерализации и одним рудопроявлением золота Юное. Гистограмма пробности россыпного золота свидетельствует о наличии двух типов золота – низкопробного (630–654‰) в россыпях руч. Аз – Буки (Астрономическая), Юный, Ровный и относительно низкопробного (789–797‰) в россыпи руч. Ущельный. Пробность золота рудного облика из верхнего полигона россыпи руч. Ущельный согласно гистограмме составляет: 300–350 – 1%, 350–400 – 1%, 400–450 – 1%, 450–500 – 4%, 500–550 – 8%, 550–600 – 19%, 600–650 – 56%, 650–700 – 6%, 750–800 – 4% (средняя пробность 602‰). Гистограмма рудного золота проявления Юное по 132 замерам отображает одномодальное частотное распределение с максимумом, который соответствует низкопробному золоту – 52%, весьма низкопробного золота – 22%, относительно низкопробного – 5,3% (минимальная пробность 231‰, максимальная – 815‰). Наиболее высокая пробность золота характерна для западной периферии рудного поля. Отмечена вертикальная зональность пробности – горизонт 780 м – 602‰; 825 м – 608‰, 925 м – 575‰ (рис. 11.2). Основная масса россыпного золота принадлежит к мелкой и весьма мелкой фракции, редко присутствует металл средней крупности (россыпь руч. Ущельного); золото рудопроявления Юное тонкодисперсное пылевидное (0,01–0,05 мм) и очень мелкое (0,05–0,1 мм), редко среднее (1–2 мм) (Котляр и др., 1994 г.).

В россыпях преобладает золото пластинчатое, таблитчатое и комковидное, редко имеются дендриты и палочки, рудное золото представлено в виде монокристаллов, комочков, проволок, пленок, дендритов. Цвет золотисто-желтый, оранжево-желтый, грязно-желтый, серебристый, зеленоватый. Рудное золото присутствует в виде включений в пирите и акантите и в сростках с кварцем, ютенбогаардтитом и акантитом. Окатанность россыпного золота средняя и плохая, реже хорошая и очень плохая, золото россыпи руч. Ущельный средней (59%), хорошей (20%) окатанности и рудного облика (до 21%).

Минеральный состав шлиха: магнетит, мартит, гематит, самородное серебро, электрум, акантит.

Особенности россыпного золота руч. Аз – Буки и Юный позволяют считать коренными источниками, питающими россыпи, рудопроявления золото-серебряной фор-

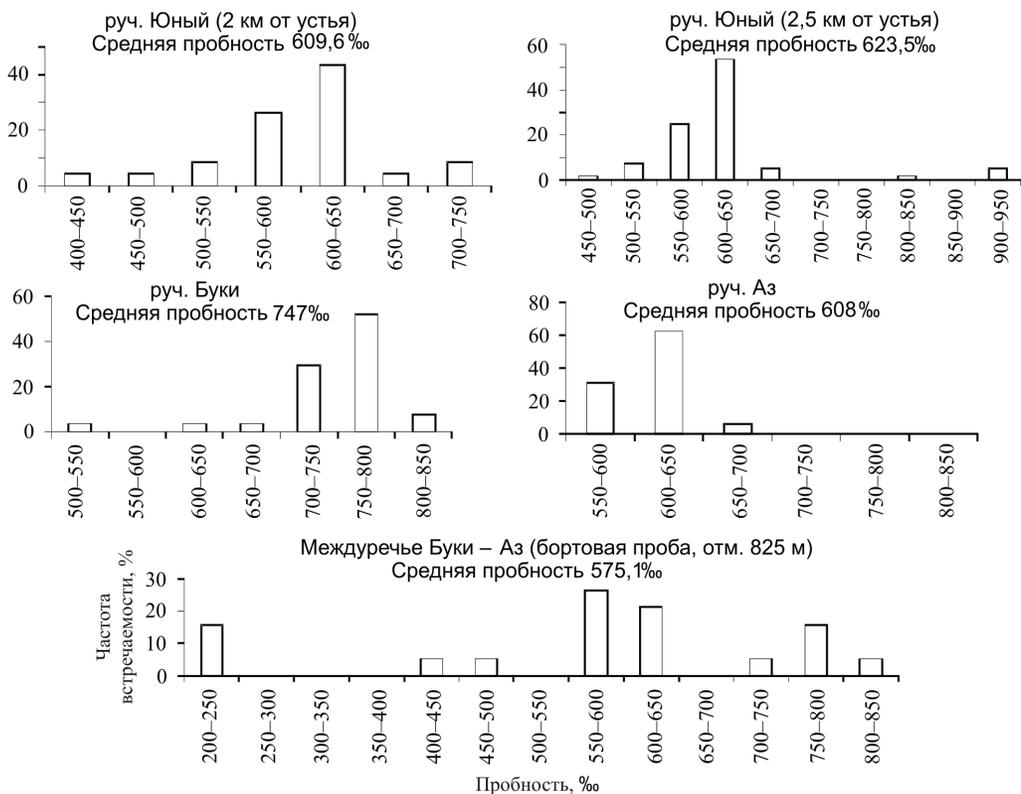


Рис. 11.2. Гистограммы пробности самородного золота Ушельнинского рудно-россыпного узла (Котляр и др., 1994)

мации электрум-акантит-ютенбогаардтитового минерального типа, которые обнаруживаются в трубчатых некках среднепалеозойских риолитов. Коренными источниками золота россыпи руч. Ушельный, имеющей более высокопробное (789–797‰) и более крупное золото, служили, по-видимому, проявления этой же формации, но другого минерального типа, представленные гематитовыми, пирит-магнетит-гематитовыми и магнетит-сульфидными жилами и сложно построенными залежами среди мраморизованных известняков ордовика, которые рассекаются субвулканами дацит-порфи́ров (Котляр и др., 1994 г.).

Абкитский ареал россыпной золотоносности объединяет два рудно-россыпных узла – Джугаджакский и Бургагчанский, приуроченных к Абкитскому поднятию. Минералогическая и морфологическая характеристика самородного золота из россыпей Абкитского поднятия приведена в табл. 11.2.

Джугаджакский узел располагает шестью компактно расположенными россыпями, рудопроявлением и пунктами минерализации. Головки россыпей ориентированы на рудопроявление Джугаджак, охарактеризованное в гл. 9. Гистограмма пробности россыпного золота (рис. 11.3) четко отражает три интервала пробности – 635–720, 780–860 и 900–975‰, с максимумом в каждом из них.

Таблица 11.2

Минералогическая и морфологическая характеристика самородного золота из россыпей Абкитского поднятия (Фомина, 2013а)

Характеристика	Водоток				Сходный	Былинка
	Кровный	Бодрый	Упрямый			
Шлиховые ассоциации	Пирит, магнетит, теллуриды Bi и Ag, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное Ag	Халькопирит, пирит, сфалерит, магнетит, пирротин, гематит, самородное Ag	Магнетит, пирит, гематит, ильменит, халькопирит, единичные зерна арсенопирита	Самородное Ag, гематит, ильменит, ортит, пирротин, шешлит, галенит, пирит, халькопирит, теллуриды	Гематит, магнетит, ильменит, сфалерит	
Морфология	Интерстициальное, комковидное, идиоморфные кристаллы, лепешковидной и дендритовидной формы. Размер от 0,1 до 3 мм	Идиоморфные кристаллы, дендритовидное, лепешковидное, лепешковидное, интерстициальное, проволочковидное. Размер от 0,1 до 3 мм	Комковидные немногие вытянутые агрегаты, идиоморфные кристаллы, лепешковидные и лентовидные. Размер от 0,1 до 2 мм	Комковидное с острыми выступами, лентовидное и проволочковидное	Комковидные с удлиненными выступами, идиоморфные кристаллы	
Минеральные срращения	Кварц, теллуриды, галенит, хлорит, арсенопирит, актинолит, графит	Кварц, лимонит, арсенопирит	Кварц, гранат, лимонит, гематит, хлорит	Кварц, арсенопирит, гессит	Актинолит, кварц	
Вариации пробы, %	Среднее значение – 830 Высокая – 900–980 Средняя – 650–850 Низкая – 350–400	Среднее значение – 644 Высокая – 750–850 Средняя – 650–700 Низкая – 500–550	Среднее значение – 755 Высокая – 650–950 Средняя – 500–650 Низкая – 300–500	Среднее значение – 902 Высокая – 850–950 Средняя – 700–800	Среднее значение – 670 Высокая – 700–800 Средняя – 550–650 Низкая – 300–450	
Степень окатанности	Слабоокатанные, неокатанные зерна рудного облика	Средней, плохой и неокатанной формы	Средней окатанности, уплощенные, неокатанные зерна рудного облика	Низкая и средняя окатанность с шарневой поверхностью, рудного облика	Низкая и средняя окатанность, не уплощенное	
Геологическая ситуация	Вмещающие породы: докембрийские гнейсы различного состава и габродиабазы R, субвулканические породы D ₂₋₃	Вулканыты D ₂₋₃	Вулканыты буреломнинской серии D ₂₋₃	Докембрийские гнейсы, гранитоиды Абкитского массива PZ _{1,2} , вулканыты D ₂₋₃	Докембрийские гнейсы различного состава, габродиабазы R, вулканыты D ₂₋₃	
Формационный тип коренного источника	Золото-редкометалльный, золото-сульфидный, золото-серебряный	Золото-серебряный	Золото-полисульфидный	Золото-редкометалльный, золото-серебряный	Золото-редкометалльный, золото-сульфидный, золото-серебряный	

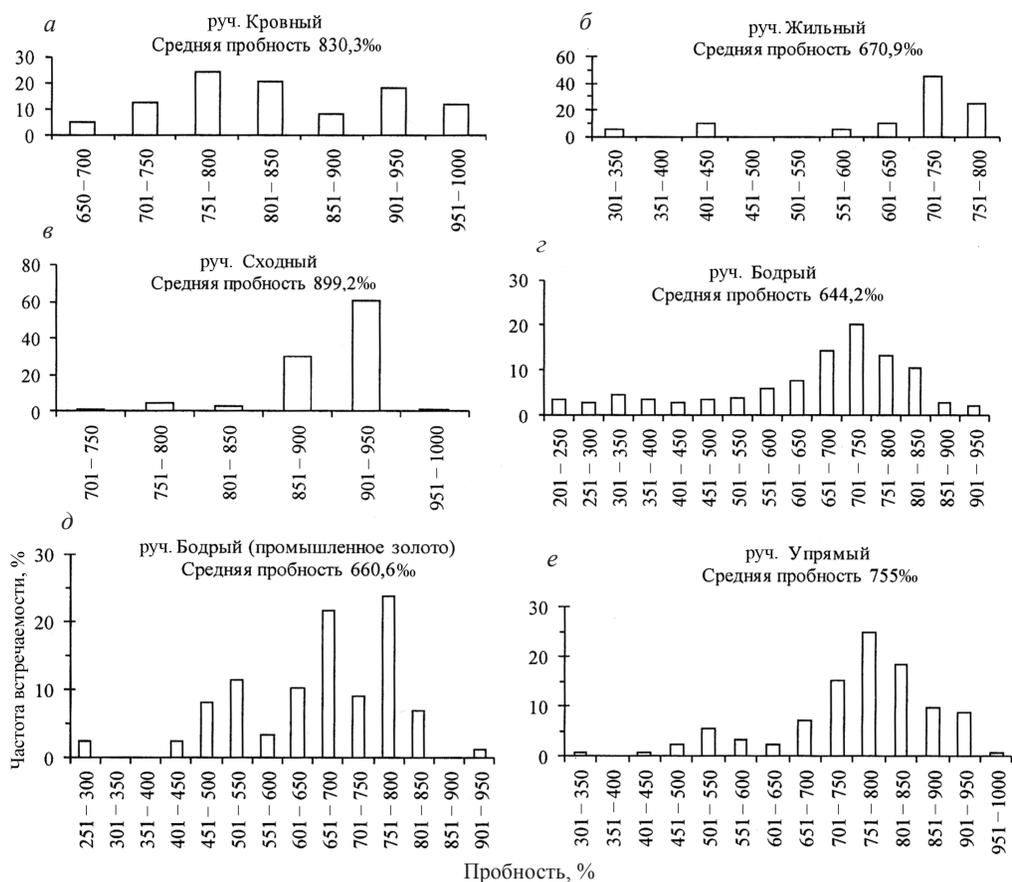


Рис. 11.3. Гистограммы пробы самородного золота Джугаджакского (а-в) и Бургагчанского (г-е) рудно-россыпных узлов (по Фоминой, 2013а)

Двумодальный вид имеет интервал 900–975‰, где главный максимум соответствует золоту высокой пробы, а дополнительный – весьма высокопробному металлу. Интервал с пробностью 780–860‰ имеет максимум в области умеренно-высокопробного золота с небольшим количеством относительно низкопробного; интервал 635–720‰ обладает максимумом в области низкопробного золота (680–700), присутствуют низкопробное (620–680) и относительно низкопробное золото.

Гистограмма пробы золота по рудопроявлению Джугаджак по 200 замерам (микрозонд Camebax) имеет двумодальное строение – главный максимум соответствует золоту высокой пробы (900–950‰) – 60%, дополнительный – золоту средней пробы (853–900‰) – 30%; весьма высокопробное золото составляет 10% (см. рис. 11.2).

Россыпное золото узла представлено тремя типами: высокопробным и весьма высокопробным ~ 50%, умеренно-высокопробным (средней пробы) ~ 20%, низкопробным – 20% и относительно низкопробным – 10% (Фомина, Савва, 2012). Высокопробное самородное золото отвечает большей западной части узла, относительно низкопробное золото занимает его восточную периферию.

Основная масса россыпного золота соответствует мелкой фракции (1–0,25 мм), только в россыпи руч. Сходный средняя крупность 1,23 мм и в россыпи руч. Кровный при средней крупности 0,87 мм отмечено присутствие до 35% фракции 2 мм. Рудное золото проявления Джугаджак представлено в крупных полизернистых вкрапленниках (до 3–4 мм) и единичных кристаллах размером 0,01–0,2 мм, средней крупностью 1,5 мм.

Форма россыпного золота преимущественно дендритовидная, пластинчатая и комковидная, редки чешуи и палочки. Цвет золотисто-желтый, светло-золотисто-желтый с зеленоватым оттенком; цвет рудного золота ярко-желтый с красноватым оттенком. В сростаниях с россыпным золотом установлены хлорит, эпидот, актинолит и бурый и молочно-белый идиоморфнозернистый кварц; рудное золото встречено в сростках с теллуридами висмута и в трещинах кристаллов хлорита, кварца, актинолита. Преобладает золото средней окатанности, хорошая окатанность отмечена в россыпях руч. Жильный и Кровный, слабо окатанное – в россыпях руч. Нервный и Калужский, в последнем, кроме того, наблюдалось золото рудного облика (см. рис. 11.2).

Постоянными элементами-примесями россыпного золота являются Cu (до 0,037%), Fe (0,06–0,17%), реже Bi, Mn, Sb, изредка Te, Zn, Pb, Ni, Ti, As.

В россыпях наряду с золотом присутствует самородное серебро от мелких зерен до самородков массой до 714 г (россыпь руч. Кровный) (рис. 11.4). В составе самородного серебра россыпи руч. Жильный установлено незначительное количество элементов-примесей – Hg (0,1%), Sb (0,18%), а также Au (0,06%) (см. табл. 11.2).

Минеральный состав шлиха: гематит, магнетит, галенит, ильменит, пирит, арсенопирит, касситерит, самородное серебро, самородная медь, эпидот, шеелит, киноварь в весовых и знаковых содержаниях, ортит, гранат, рутил, сфен, брукит.

Следует отметить практически полное отсутствие на золотилах гипергенных высокопробных кайм, что можно объяснить высокой пробностью преобладающей части золотин (рис. 11.5).

Низкопробное золото и самородное серебро в шлихах свидетельствуют об участии в процессах рудогенеза мезозойского этапа магматической активизации, с которым связаны проявления эпитермальной золото-серебряной минерализации; этому типу свойствен унаследованный характер развития рудогенерирующих структур (по данным свинцовой изотопии протерозойский и ордовикский свинец в галените мезозойских руд), а также высокая степень дифференциации минерального вещества, вплоть до образования самородного серебра (Фомина, 2013а).

В *Бургагчанском узле* насчитывается 14 россыпных месторождений и около двух десятков рудопроявлений и пунктов минерализации золота.

На гистограмме пробности золота (россыпного 7 определений, рудного – 1) отображены интервалы типов металла – умеренно-высокопробного (россыпи руч. Бурелом, Шарик, Ящер и Тоший) и относительно низкопробного (россыпи руч. Упрямый, Ящер) золото. Пробность рудного золота рудопроявления Упрямый согласуется с пробностью россыпного золота. Умеренно-высокопробное золото занимает северо-западную часть узла, относительно низкопробное – восточную периферию.

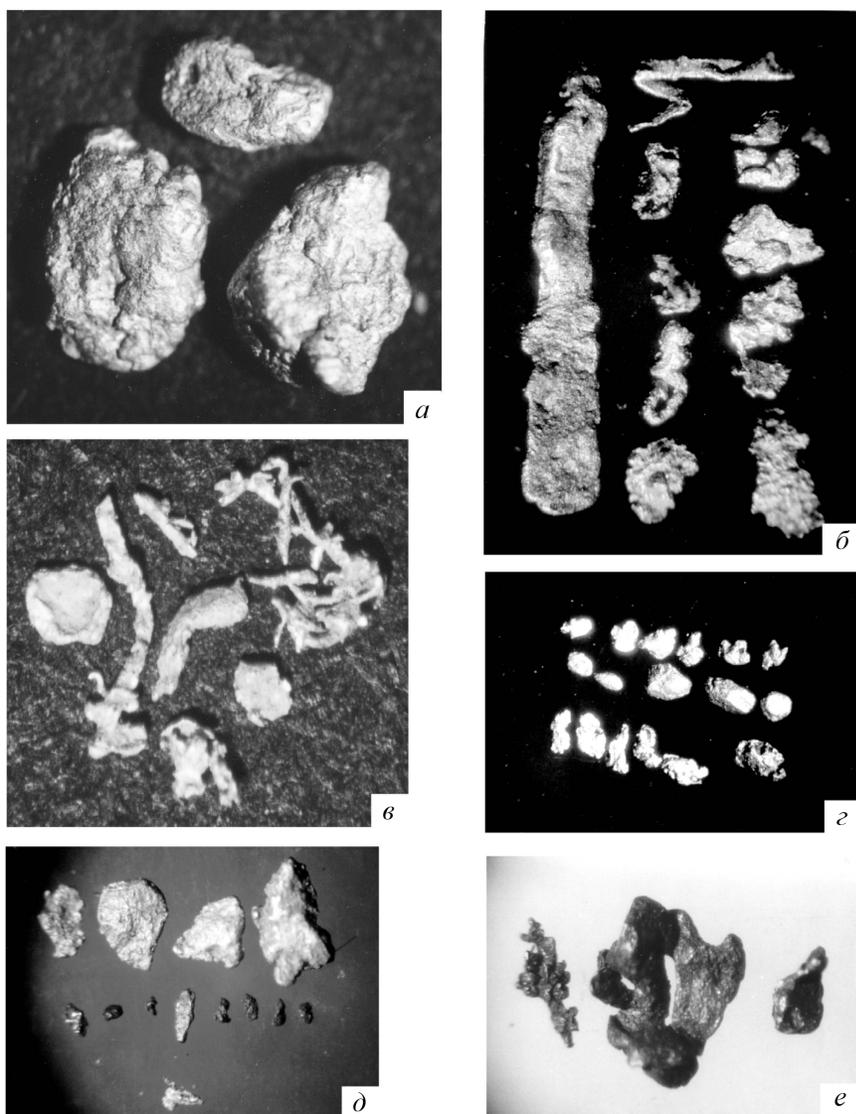


Рис. 11.4. Морфология самородного золота и серебра. Различная степень окатанности. Ув. 25: *a* – комковидное золото средней окатанности. Руч. Упрямый; *б* – листовидное, лентовидное и проволоковидное золото слабой окатанности. Руч. Сходный; *в* – интерстициальное золото. Практически не окатанное. Руч. Бодрый; *г* – комковидное золото средней и хорошей окатанности. Руч. Былинка; *д* – комковидное с острыми выступами самородное золото (1-й и 3-й ряды), самородное серебро удлиненной и комковидной формы, плохой окатанности. Руч. Кровный; *е* – дендритовидные агрегаты серебра. Руч. Сходный

Отмечено зональное распределение пробности золота относительно Абкитского массива (Показаньев и др., 1980).

Россыпное золото обычно представлено мелкой, средней и крупной фракциями. В наиболее представительной россыпи руч. Упрямый золото по фракциям +1 мм – 26%,

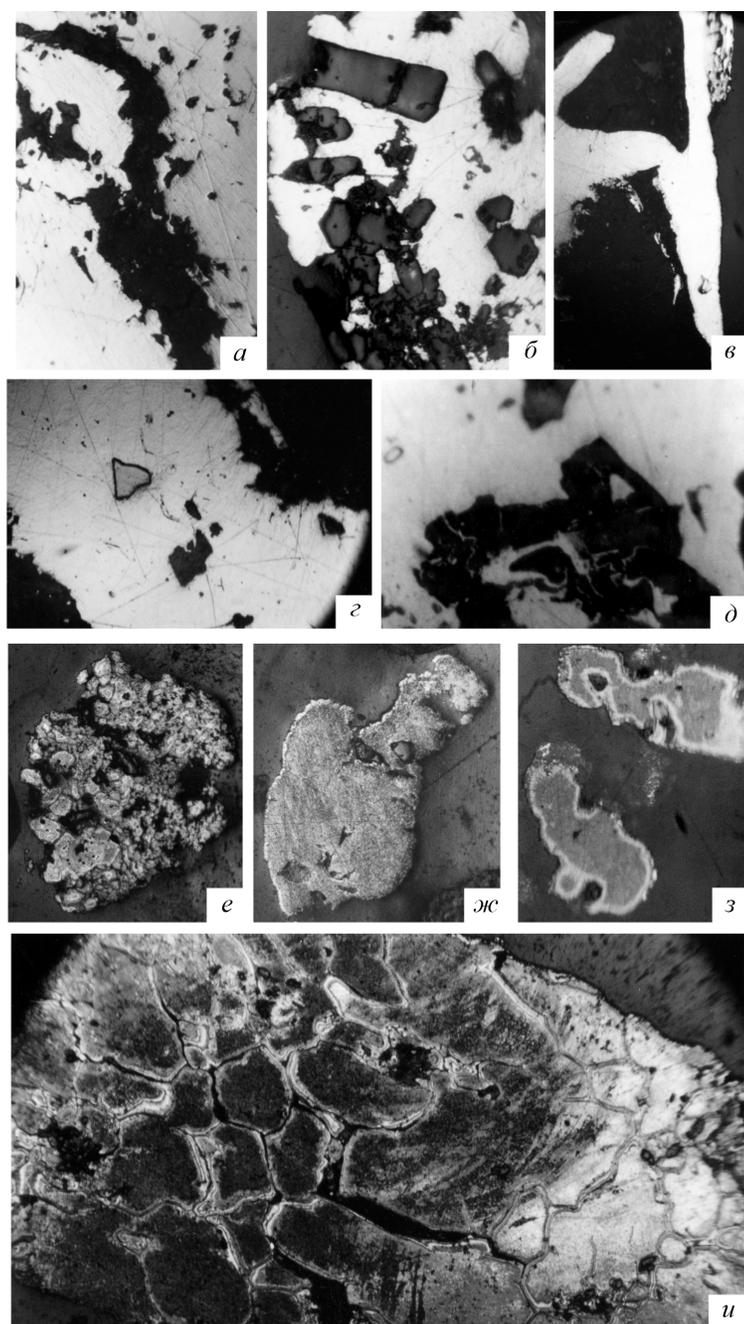


Рис. 11.5. Включения в самородном золоте (а–д). Ув. 210: а – включения кварца и хлорита, руч. Сходный; б – включения кварца, руч. Упрямый; в – высокопробная кайма на низкопробном золоте, руч. Бодрый; г – включение арсенипирита, руч. Бодрый; д – реликты гессита, руч. Сходный. Внутренние структуры самородного золота (е–и). Травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$: е – древнее золото, руч. Упрямый. Ув. 90; ж – высокопробное золото со следами трансляции, руч. Упрямый. Ув. 90; з – яснозональная, руч. Бодрый. Ув. 210; и – гранулированная, руч. Бодрый. Ув. 90 (Фомина, 2013а)

+0,5 мм – 25%, 0,25 мм – 40%, 0,15 мм – 9%, отмечены самородки массой до 362 г ; крупное золото встречено в россыпях руч. Бурелом, Ящер, Шарик (до 2,25 мм). Рудное золото проявления Упрямый имеет размер до 0,5 мм.

Морфология россыпного золота в преобладающей части комковидная и пластинчатая, реже наблюдались дендриты и таблички, а также прожилковидные образования; поверхность золотин тонкоячеистая, губчатая. Цвет зеленовато- и золотисто-желтый, светло-желтый с зеленоватым оттенком. Цвет рудного золота проявления Упрямый золотисто-желтый с зеленоватым оттенком и серебристо-желтый. Имеются сростки золота с кварцем (россыпи руч. Упрямый, Тоший), а также агрегаты золота с непрозрачным, полупрозрачным, серым, желтоватым, обохренным кварцем на рудопроявлении Упрямый. Окатанность золота средняя, плохая, нередко золотины рудного облика, в россыпи руч. Упрямый золото различной окатанности.

Элементы-примеси определялись в золоте россыпи руч. Упрямый, установлены Fe (0,17–0,24%), Cu (0,008–0,27%), Zn (0,054–0,2%), редко Ti, Mn. Состав самородного золота проявления Упрямый изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самбах». В шести пробах установлены Ag (26–33,42%) и в четырех – Hg (0,05–0,17%).

Минеральный состав шлиха – магнетит, гематит, ильменит, шеелит, пирит, циркон, рутил, анатаз, апатит. Золоту сопутствуют самородки серебра обычно пластинчатой, дисковидной и лепешковидной формы размером до 2–3 см (россыпь золота руч. Упрямый). Масса отдельных самородков достигает десятков и даже сотен граммов, максимум – 714,0 г. Обнаруживаются перисто-дендритовидные и пластинчатые структуры самородков. Отношения золота к серебру в россыпях 20:1 – 50:1, редко 3:1.

В протоколках рудных проб проявления Упрямый установлены золото (в знаковых количествах), магнетит, мартит, пирит, галенит, барит, циркон, карбонат и эпидот. Для россыпного золота и серебра типичны одинаковые сростки с бурым и красно-бурым гематит-кварцевым материалом, таким же, как на рудопроявлении Упрямый.

В качестве коренных источников, питающих россыпи, предполагаются рудопроявления золото-серебряной формации малосульфидного и сульфидного минеральных типов, скорее всего, среднепалеозойской эпохи образования.

Южно-Омолонский рудно-россыпной район. Здесь известны 23 россыпных месторождения самородного золота, одно – самородного серебра, золото-серебряное месторождение Кубака и около 150 рудопроявлений и пунктов минерализации золота и серебра (Кузнецов и др., 1998).

Золото россыпей распределяется следующим образом: умеренно-высокопробное составляет 20%, относительно низкопробное – 58%, низкопробное – 18% и весьма низкопробное – 4%.

Умеренно-высокопробное золото (920–800‰) принадлежат россыпям рр. Лев. Закоронная, Нодди, руч. Шанс, Седой, Рысь, Голодный, а также рудному золоту участка «Дикий»; относительно низкопробное золото (780–580‰) установлено в россыпях руч. Старт, Выстрел, Ветка, Ветвистый, Нефелиновый, Южный, Коаргычан, Пиритовый, а также в месторождениях и рудопроявлениях: Кубака, Нодди, Анмандыкан, Гри-

ша и Орлиный; низкопробное (560–300‰) золото развито в россыпях руч. Мал. Молькаты, Магнитный, а также в рудных проявлениях Дубль и Закоронный; весьма низкопробное золото (280–220‰) присутствует в шлиховом ореоле руч. Нючали и рудных проявлениях Стрела и Аномальный.

Большей части площади рудно-россыпного района свойственно относительно низкопробное золото, на фоне которого выделяются разрозненные небольшие ареалы умеренно-высокопробного, а на востоке района – значительный, вытянутый в меридиональном направлении ареал золота низкой пробности.

Частицы рудного золота месторождения Кубака имеют размер от субмикроскопического до 2,5 мм (Степанов, Шишакова, 1994); на проявлении Орлиный преобладает золото размером 0,45–0,8 мм, около 30% зерен имеет размер более 1 мм, встречаются самородки массой до 143 мг и размером до 4,5 мм в поперечнике; на проявлении Анмандыкан – золотины до 0,5 мм (Свирипа, 1991 г.).

Россыпное золото преимущественно мелкое, значительно реже весьма мелкое. Золото россыпи руч. Выстрел в верхнем интервале весьма мелкое (0,2 мм), в нижнем течении мелкое (0,56 мм), и пробность соответственно 722 и 782‰. Золото средней крупности встречено в россыпях руч. Нодди и Верхний Коаргычан. Крупное известно в россыпи руч. Южный с притоком руч. Хрустальный, где золотины с высокой пробностью достигают размера 3–4 мм (Павлов и др., 1986).

Морфология россыпного золота преимущественно комковидная и пластинчатая, реже встречаются дендриты и таблички, очень редко сростки кристаллов (россыпи руч. Старт, Магнитный, Лев. Закоронный). Рудное золото овальной, каплевидной, изометричной, интерстициальной и жилковидной формы (месторождение Кубака); комковидное, жилковидно-пластинчатое, интерстициальное (проявления Анмандыкан, Стрела) и комковидное, кристаллически-зернистое, пластинчатое и дендритовидное (рудопоявление Орлиный).

Цвет металла желтый, зеленовато-желтый, золотисто-желтый, светло- и беловато-желтый. Отмечены сростки рудного золота с кварцем (проявления Анмандыкан и Лев. Закоронный), с мелкозернистым агрегатом кварца, пирита и марганцевых минералов (проявление Стрела), псиломеланом (проявление Орлиный). Окатанность средняя и хорошая.

Микропримеси в самородном золоте россыпей руч. Хрустальный, Нодди, Рысь и Лабазный представлены Cu (0,004–0,025%), реже Fe, Pb (0,065–0,04%), Bi (0,0002–0,005%), Mn, Sb, в единственном случае – Te.

Минералогический состав шлиха – самородные золото и серебро (россыпи руч. Нефелиновый, Хрустальный, Южный), кюстелит, электрум, пирит, халькопирит, галенит; в протолочках рудных проб – самородное золото, самородное серебро, электрум, кюстелит, сильванит, акантит, фрейбергит, блеклые руды, теллуриды золота и серебра, гессит, пираргирит, петцит, полибазит (?), теннантит, пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит, марказит, гематит, сфалерит, магнетит. Рудными минералами крайне бедно месторождение Кубака, их количество не превышает 0,5% рудной массы, в протолочках рудных проб проявления Аномальный менее 1%, рудопоявлений Нодди и Стрела – не более 1–2%, Дикий – до 7%, Гриша, Анмандыкан, Дубль, Орлиный – до 10–15%.

Характер россыпного самородного золота позволяет предположить существование коренных источников различной рудно-формационной принадлежности: россыпеобразующих золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций, к которым можно причислить рудопроявления Орлиное, Гриша, Старт, Анмандыкан и др.; не образующей россыпей золото-серебряной формации сульфидного минерального типа (рудопроявления Дубль, Дикий); убогосульфидного минерального типа (месторождение Кубака, рудопроявления Аномальное, Стрела и др.). Оруденению кубакинского типа, по-видимому, отвечает ареал низкопробного золота на востоке района, объединяющий, кроме месторождения Кубака, рудопроявления Бургали и Биркачан. Участки умеренно-высокопробного золота явно тяготеют к выходам докембрийских образований и, вполне возможно, фиксируют проявления докембрийской или рифейско-раннепалеозойской (Егоров, Горячев, 1997) металлогенической эпохи.

Особенности распределения разнотипного золота по территории Южно-Омолонского района в общих чертах отображают его металлогеническое районирование и узловый характер рудоносности. Ареалы самородного золота той или иной пробности в большинстве случаев согласуются с контурами рудных узлов, что позволяет переводить их в ранг рудно-россыпных. Описанные свойства россыпного золота могут быть использованы для определения формационной принадлежности коренных источников, прогнозирования новых типов оруденения и решения вопроса генезиса месторождений. Внутренние структуры самородного золота, как и признаки их преобразования, служат основанием для выделения полистадийного и полиэтапного оруденения.

Таким образом, детальное изучение всех характеристик самородного золота из рудно-россыпных узлов, площадь которых в одном случае сложена геологическими образованиями протерозоя, палеозоя, мезозоя, в другом – исключительно породами девона D_{1-2} , позволило четко сформулировать типоморфные признаки золота, указывающие на его связь с коренными источниками трех эпох (этапов) рудообразования (Савва, Прейс, 1990; Фомина, Савва, 1999).

- Самородное золото, связанное с выходами древнего кристаллического фундамента архей-протерозойского возраста. Пробность этого золота варьирует в пределах 980–800‰. В шлихах оно ассоциирует с самородной медью, молочно-белым кварцем, гранатом, пиритом, галенитом, сфалеритом. Это золото с исключительно высокой степенью грануляции и интенсивным раздвижением межзерновых границ. Аналог подобной структуры известен в архейском месторождении золота Станового хребта (Горячева и др., 1992). Для данного типа характерны минеральные включения актинолита и графита, а в составе существенные концентрации меди (5–15 мас. %).

- Самородное золото, приуроченное к вулканитам кедонской серии и к гранитоидам PZ1-2. Это золото средней пробности – 780–570‰ (в основном электрум). В шлиховой ассоциации оно встречается с пиритом, халькопиритом, теллуридами, цирконом, гематитом, магнетитом. Отмечается его полигонально-зернистая структура со слабой степенью грануляции и слабым раздвижением межзерновых границ. Это золо-

то с включениями гессита, тетрадимита; на отдельных площадях обнаружены хорошо сохранившиеся сростания с теллуридами (руч. Кровный, Туманный). Для его состава характерна примесь сурьмы.

• *Самородное золото, образованное в период мезозойского этапа магматической активизации.* С этим периодом связаны проявления эпитермальной **Au-Ag минерализации**, распространенные вблизи Конгинского глубинного разлома. Пробность золота 550–270‰ (кюстелит и электрум). Его шлиховая ассоциация характеризуется наличием самородного серебра, хлорита, кварца. Золото обладает неяснозональной структурой и не затронута процессами метаморфизма. Оно содержит включения галенита и кварца, а в составе – микропримеси селена и ртути.

11.2. Россыпи самородного серебра Южно-Омолонского района

Первые сообщения о находках самородного серебра появились в 1969 г. (Шпетный, 1969). В начале 80-х гг. серьезное внимание на присутствие самородного серебра в россыпях Омолонского срединного массива обратил геолог Сеймчанской экспедиции В. П. Показаньев. Совместно с коллегами он опубликовал статью, в которой описал самородок серебра массой 850 г, найденный в районе Абкитского поднятия, и высказал предположение о коренных источниках самородков (Показаньев и др., 1980).

Специальные исследования по изучению минералогии самородного серебра были проведены в СВКНИИ ДВО РАН группой Геологического музея (Павлов и др., 1988 г.). Объектом исследований стало самородное серебро из бассейна рр. Русская-Омолонская, Правая Визуальная, руч. Ольдяни, Хрустальный, из россыпей Абкитского поднятия и др. Так, в бассейне р. Русская-Омолонская удалось выявить его коренной источник (Савва, 1986 г.), ограничив по шлиховым пробам с серебром область сноса. По результатам минералого-геохимических исследований он был отнесен к серебро-арсенидному типу (Савва, Ведерников, 1989; Савва, 1999).

В серебряной россыпи руч. Седой (правый приток руч. Стрелок) преобладают самородки серебра округлой формы размером 1–4 мм, гроздьевидные сростки массой до 3 г, а также дендритовидные сростки кристаллов и тонкозернистые агрегаты; окатанность средняя и хорошая. Состав самородного серебра приведен в табл. 11.3. В россыпях золота руч. Южный и его левого притока руч. Хрустальный самородки серебра слабо уплощены, сохраняют форму дендритов, иногда отдельных граней кристаллов и характеризуются средней окатанностью. Отмечается самородное серебро в шлиховых пробах руч. Нефелиновый (Экал). Самородное серебро золото-серебряного месторождения Кубака представлено дендритами, кристаллами и сростками кристаллов размером до 1,5 мм; отмечено оно и в протолочках рудных проб проявления Стрела.

Самородное серебро в россыпях р. Правая Визуальная и руч. Седой – преимущественно крупные фракции, до самородков, со всеми признаками свободного роста. Для него характерны высокая чистота химического состава и большое разнообразие форм обособлений, среди которых преобладают натечные, лентовидные, комковидные

Состав самородного серебра из россыпей Омолонского массива по данным локального микрорентгеноспектрального анализа

№ точки	Содержания элементов, мас.%						
	S	Pb	Bi	Ag	Sb	As	Σ
Бассейн р. Русская-Омолонская (руч. Седой)							
2	0,0	0,1	0,0	96,80	0,30	0,70	98,1
3	0,7	0,0	0,0	98,90	0,30	0,30	100,2
Ольдянинский выступ (бас. р. Ольдяни)							
	Hg	Au	Se	Ag	Sb	Au	Σ
1	0,2	0,1	0,0	100,0	–	–	100,3
2	0,2	0,1	0,1	99,8	–	–	100,2
3	0,3	0,1	0,0	99,9	–	–	100,2
руч. Правая Визуальная							
1	–	0,1	0,1	98,5	0,1	0,1	98,9
2	–	0,2	0,2	98,7	–	0,2	99,3
3	–	0,1	0,1	99,3	–	0,1	99,6

Примечание. Аналитики В. Я. Борходоев, Г. А. Меркулов, Е. М. Горячева, Camebax, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

сростки кристаллов (рис. 11.6). Нередко в скульптуре поверхности самородного серебра сохраняются отчетливые отпечатки минерала матрицы (на участке прикрепления самородков к вмещающей породе) с ясно различимыми следами спайности (рис. 11.6, в, з). Предположительно это мог быть карбонат.

Представляет интерес распределение самородных золота и серебра в вертикальном разрезе россыпей. Максимумы концентраций самородного золота приурочены к приплотиковому аллювию и верхам элювия пород плотика. Максимумы концентраций самородного серебра и его наибольшая крупность – к нижней части покровных галечников, причем основной золотоносный пласт для «серебряной» россыпи является плотиком, что свидетельствует о поступлении основной части самородного серебра в россыпи позже золота (Савва и др., 1988).

За последние годы накопилось много материалов о сереброрудных проявлениях в карбонатных толщах региона. Карбонаты, будучи благоприятной средой для отложения серебра, заслуживают внимания при проведении поисковых работ, так как в местах их распространения могут быть выявлены промышленные концентрации Ag (Савва, 1995).

Сереброрудные проявления установлены в карбонатных толщах различного возраста и не только на Омолонском массиве: в известковистых песчаниках и сланцах протерозоя (бассейн р. Правая Визуальная) и ордовикских известняках (верховья р. Русская-Омолонская) на Омолонском массиве, но и в пермских и пермско-карбонатовых известняках на Омудевском поднятии (участки «Широкий», «Кунарevo» – бассейн р. Левый Сеймчан); в известняках поздней юры (верховья р. Армань) в перивулканической зоне ОЧВП и в Верхоянье.

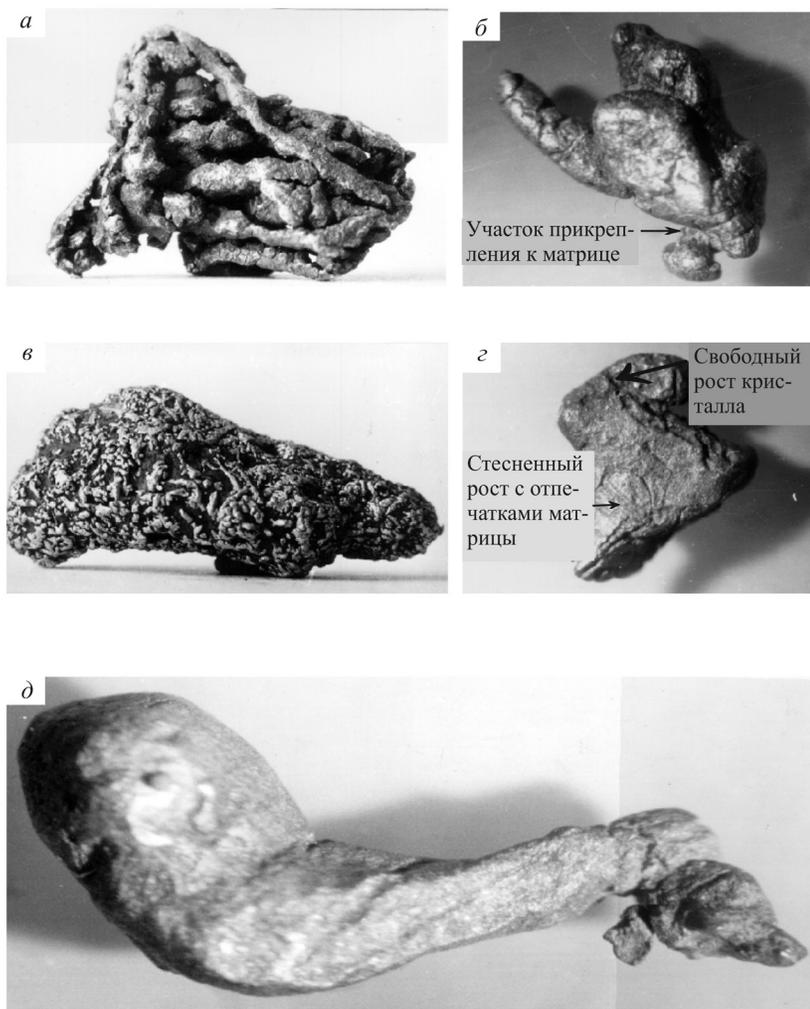


Рис. 11.6. Морфология самородного серебра из водотоков, дренирующих Абкитский плутон: *а, в* – самородки серебра из россыпи руч. Кровный: сростки дендритовидных кристаллов; *б, г, д* – самородное серебро из россыпи руч. Седой: *б* – участок прикреплeния к матрице сохранился в виде «ножки» на нижней части самородка; *г* – на снимке отчетливо видны участок прикреплeния к матрице и головка свободного роста, что характерно для образования друзовидных агрегатов; *д* – почковидное обособление (Фомина, 2013а; Савва, 1986 г., 1988 г.)

Представляется целесообразным шлиховое опoискование на самородное серебро площадeй развития карбонатных пород Омолонского массива на участках их сочлeнения с вулканоструктурами для выявления золото-серебряного и серебряного орудeнения.

Глава 12. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ОМОЛОНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Рассматриваемая территория принадлежит Омолонской металлогенической провинции с полиэтапным золотым оруденением, где выделяются Южно-Омолонский и Кедонский рудные районы (в интерпретации В. М. Кузнецова, 2000 г.), с преобладающей палеозойской золотой и серебряной минерализацией. Известные здесь месторождения и проявления железорудной минерализации объединяются в Верхне-Омолонский железорудный район (Гельман и др., 1974). В южной части Омолонского микроконтинента установлены многочисленные месторождения и рудопроявления коренного и россыпного золота и серебра, железа, молибдена и меди, алюминия; урана, полиметаллов, горнохимического сырья (фосфориты и барит), поделочных и полудрагоценных камней (агатов, горного хрусталя, аметистов), сырья для варки оптических стекол, строительного камня и песка, известняков, песчано-гравийной смеси. В настоящее время разрабатываются рудные золото-серебряные месторождения Кубака и Биркачан и россыпи золота. Последние практически выработаны, за исключением отдельных участков со сложными горно-техническими условиями добычи или с низкими содержаниями металла. Обработка месторождения Кубака (зона «Цокольная») находится в завершающей стадии.

12.1. Краткая характеристика минерагенических эпох

Минерагения Омолонского массива (микроконтинента) тесно связана с тектоническими и магматическими процессами, как следствие, выделяемые минерагенические эпохи тесно сопряжены с этапами тектонического развития массива.

Большинство исследователей на Омолонском массиве (микроконтиненте) выделяют от пяти до семи минерагенических эпох, связанных с этапами тектонического развития территории и характеризующихся своеобразной минерагенией. Так, В. М. Мерзляков и др. (1984) характеризуют дорифейскую, рифей-раннепалеозойскую, среднепалеозойскую, позднепалеозойско-раннемезозойскую и позднемезозойскую эпохи. Металлогения дорифейской, рифей-раннепалеозойской и среднепалеозойской эпох распространена преимущественно на площади Омолонского массива (микроконтинента) и типична для него. Оруденение других эпох пространственно распространено более широко и является наложенным на структуры массива. В соответствии с изложенным и материалами геологических глав нами выделено семь минерагенических эпох.

Архей-раннепротерозойская эпоха отвечает времени формирования кристаллического фундамента массива и нами в деталях не рассматривается, поскольку не является целью данной монографии. Наиболее типичным продуктом этой эпохи являются железные руды, представленные железистыми кварцитами метаморфогенно-

метасоматического происхождения. В верхнем течении р. Омолон выявлено крупное Верхне-Омолонское месторождение и ряд проявлений (Магнетитовое, Батик, Наледь, Безмольное, Инняга и др.). Предполагается также формирование в это время и золотого оруденения (Шевченко, Аксенова, 2000). Наиболее достоверные данные в пользу этого получены при изучении рудопоявления Джугаджак (см. гл. 8), где установлено полихронное золотое оруденение (Рожков, 2001 г.; Фомина, 2013б), начало формирования которого приходится на этап раннепротерозойской гранитизации.

Рифей-раннепалеозойская эпоха отвечает времени формирования первого яруса чехла микроконтинента. Она отчетливо делится на два этапа: (1) рифейский, характеризующийся формированием проявлений железа осадочного генезиса, представленными гематитовыми кварцитопесчаниками нючалинской свиты, и (2) раннепалеозойский, с преобладающим орогенным мезотермальным золото-кварцевым оруденением, молибденовым оруденением гидротермальной молибденит-кварцевой формации (Егоров, Горячев, 1997; Горячев, Егоров, 2001; Геодинамика..., 2006; Фомина, 2013б). Металлогения этого этапа связана с внедрением крупных плутонов щелочных и гранитоидных пород раннепалеозойского возраста, сопровождавшимся метасоматическими и гидротермальными процессами, приведшими к формированию в их экзо- и эндо-контактных зонах (Анмандыканский, Коаргычанский, Абкитский) золото-кварцевых и халькопирит-молибденит-кварцевых жил и прожилков с промышленными концентрациями металлов (проявления Нодди, Гриша, Пробное, Надежда и др.). Этот же этап установлен и на рудопоявлении Джугаджак.

Среднепалеозойская эпоха соответствует времени формирования Кедонского вулканического пояса. Металлогения этой эпохи типична для окраинно-континентальных вулканических поясов – это эпитемальное золото-серебряное, золото- и сереброносных джаспероидов, медно-(молибден)-порфиоровое, золото-сульфидно-кварцевое (?) оруденение, проявления разнообразных цветных и поделочных камней.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха соответствует времени формирования третьего яруса чехла массива (средний карбон – ранняя юра) и характеризуется малозначимыми проявлениями осадочного генезиса. Верхнепермские и нижнетриасовые толщи отмечаются повышенной битуминозностью, что позволяет предполагать возможность добычи в будущем сланцевой нефти. Среднетриасовые и карнийские – вмещают горючие сланцы, норийские и среднеюрские содержат фосфоритовые конкреции.

Позднеюрско-раннемеловая эпоха отвечает этапу орогенного развития мезозоид Яно-Колымского пояса Северо-Востока Азии, формированию грабенов и впадин в тылу Охотско-Корякского орогенного пояса и характеризуется, прежде всего, накоплениями каменного угля в континентальных молассах. Некоторые исследователи (Стружков и др., 2001 г.) на основании полученных Rb-Sr изохрон (147–160 млн лет) считают позднеюрский этап основным этапом золото-серебряного рудообразования на месторождениях Кубака и Биркачан, не давая при этом сколько-нибудь вразумительного геологического объяснения этим датам и процессам в это время, хотя, возможно, эти даты обусловлены возникновением Удско-Мургальской дуги начальной стадии формирования Охотско-Корякского орогенного пояса (Геодинамика..., 2006).

Поздне меловая эпоха (возможно, включает и палеоген) широко проявлена на всем Востоке Азии и связана с формированием краевых вулканогенных поясов. Для Омолонского массива это главный этап активизации, как следствие формирования грандиозного окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эта эпоха характеризуется широким спектром оруденения разнообразных формационных и морфологических типов. Здесь, прежде всего, следует отметить месторождения и рудопроявления золота и серебра, меди и молибдена, свинца и цинка, железа, урана. Основными типами этих месторождений являются золото-серебряный (месторождение Ороч, рудопроявления Бодрый, Рудокоп, Халали, Джелты и др.), серебро-полиметаллический (проявления Жаркий, Мрачное, Хивач), молибден-(медно)-порфиновый (проявления Вечерний, Хрустальный, Светкин Ключ и др.), урановый (Астрономическое), скарново-железорудный (Скарновое, Скалистый).

Кайнозойская эпоха характеризуется процессами нивелирования территории, с одной стороны, и неотектоническими подвижками – с другой. В эту эпоху происходит вывод на поверхность и разрушение образованных ранее рудных месторождений и проявлений и формирование россыпей золота и серебра.

Главными продуктивными эпохами рудогенеза золота, серебра, меди и молибдена, связанными с этапами тектоно-магматической деятельности на Омолонском микроконтиненте, являются среднепалеозойская и меловая.

12.2. Основные типы оруденения

Для каждой минерагенической эпохи характерны свои типы оруденения, отвечающие структурным обстановкам, существовавшим на Омолонском массиве в различные отрезки времени. Представители конкретных типов оруденения охарактеризованы в соответствующих главах монографии (гл. 8–10). Многообразие разновозрастных осадочных, магматических и метаморфических комплексов и сопутствующих им рудных проявлений, сконцентрированных на небольшом пространстве (в пределах данной территории), явилось следствием образования в ряде случаев сложных полиформационных руд.

Черные металлы прежде всего характеризуются формированием метаморфогенно-метасоматических железистых кварцитов раннепротерозойского возраста и контактово-метасоматических магнетитовых скарнов поздне мелового возраста. Имеются также рудопроявления осадочного генезиса рифейского возраста в гематитовых кварцито-песчаниках и нижнепермских железистых песчаниках (гематитовая красноцветная формация).

Цветные металлы достаточно широко проявлены в фанерозойскую эпоху на Омолонском массиве, образуя как самостоятельные рудопроявления, так и в комплексе с другими (прежде всего благородными) металлами. Они отнесены к скарново-полиметаллическому типу с примесью серебра и типичны для поздне меловой эпохи. Медь и молибден в значительной мере формируют комплексные руды медно-молибден-порфирового типа среднепалеозойского и поздне мелового возраста, причем если для среднего палеозоя характерно существенно медное с сопутствующим молибденом ору-

денение, то в поздне меловую эпоху формировалось уже молибден-порфировое оруденение с подчиненным количеством меди. Гидротермальные проявления молибденит-кварцевого жильного типа с медью возникали в раннепалеозойское время. Минерализация алюминия имеет магматический генезис и относится к формации нефелиновых сиенитов раннепалеозойского возраста.

Благородные металлы – золото и серебро – имеют наибольшее промышленное значение на рассматриваемой территории. Наиболее широко здесь представлена вулканогенная золото-серебряная формация среднепалеозойского и поздне мелового возраста. Для среднего палеозоя характерен золотой тип золото-серебряной формации с отношением золото к серебру 1:1 или 1:5, в редких случаях это отношение составляет 1:10 – 1:20 (золото-серебряный тип). Позднему мелу свойствен серебряный тип золото-серебряной формации с отношением золота к серебру 1:50 – 1:200.

Мезотермальная орогенная гидротермальная малосульфидная (1–3, редко до 10%) золото-кварцевая формация (с теллуридами золота и серебра) раннепалеозойского возраста распространена локально. Характеризуется повышенным содержанием серебра (до 300 г/т), что, возможно, связано с наложением золото-серебряной минерализации в среднепалеозойский этап. Проявления гидротермального золото-сульфидно-кварцевого типа имеют, по-видимому, разнообразный возраст (от раннего протерозоя до позднего мела). Содержания сульфидов в рудных телах достигают 90%, оруденение относится к пиритовому или галенитовому типу. Иногда сопровождаются повышенными концентрациями вольфрама. Серебро-арсенидная формация распространена локально и промышленного значения не имеет. Россыпные месторождения осадочной формации золота и серебра наиболее широко распространены в голоценовых отложениях, пространственно приурочены к узлам развития золото-серебряной, золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации. Проявления радиоактивных металлов распространены незначительно и относятся к урановой формации (настурановая субформация), промышленного значения не имеют.

12.3. Рудоносные магматические комплексы

Почти все металлические полезные ископаемые, распространенные на Омолонском массиве так или иначе связаны с магматическими процессами, которые сопровождали практически все этапы тектонического развития территории. Как уже отмечалось, проявления алюминия генетически связаны с щелочными интрузиями раннепалеозойского анмандыканского комплекса, где рудой являются нефелиновые и апонепелиновые сиениты второй и третьей его фаз. Раннепалеозойское орогенное золото-кварцевое малосульфидное оруденение пространственно ассоциирует с выходами интрузивов абкитского комплекса, с которым, вероятно, имеет парагенетическую связь (Нодди, Гриша, Пробный, Батик, Джугаджак). С ними же ассоциируют и молибденит-кварцевые жилы, известные в экзо- и эндоконтактных зонах Анмандыканского и Коаргычанского интрузивов. В самих золото-кварцевых жилах нередко отмечаются повышенные концентрации молибдена, хотя по времени жилы золота отделены от молибденсодержащих жил внедрением даек сиенит-порфиров (см. гл. 8).

Месторождения и проявления эпitherмального золото-серебряного типа среднепалеозойской металлогенической эпохи тесно ассоциируют с полями вулканитов позднедевонских – раннекаменноугольных осадочно-вулканогенных гурникской и фрамской толщ и синхронно формирующихся с ними субвулканическими и экстррузивными массивами кислого состава (кедонский вулканический комплекс). Субвулканы и вмещающие их толщи метасоматически изменены и содержат повышенные концентрации золота и серебра, а также вмещают жилы и прожилково-жилые зоны с промышленным оруденением (Кубака, Биркачан, Юный, Маловодный). С гранитоидами алы-юряхского интрузивного комплекса средне-позднедевонского возраста парагенетически связано золото-сульфидно-кварцевое оруденение (Нючали) и, вероятно, золото- и сереброносных джаспероидов (Маякское рудное поле). С гипабиссальными интрузиями булунского комплекса раннекаменноугольного возраста ассоциирует медно-порфировое оруденение с молибденитом (Табор), предполагается также связь золотого и серебряного оруденения в джаспероидах (Риф) и золото-сульфидно-кварцевой минерализации. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение распространено также в надинтрузивных зонах массивов (Орлиное) или непосредственно в гранитоидах (Любимое). Тела джаспероидов с золотым и серебряным оруденением обычно располагаются вблизи выходов штоков булунского комплекса, рвущих карбонатные толщи, вмещающие оруденение, или же непосредственно на контакте.

Рудная минерализация мелового возраста тесно ассоциирует с одновозрастными гранитоидными массивами. В Конгинской зоне они выделены в викторианский комплекс, во внешней зоне ОЧВП – в гармандинский комплекс. Медно-молибден-порфировое оруденение (молибденовый подтип) распространено в экзо- и эндоконтактовых частях массивов викторианского комплекса, состав которых колеблется от гранитов и граносиенитов (Вечернее, Хрустальное) через кварцевые диориты (Лабазный, Грунтовый) до сиенитов (Светкин Ключ). Нередко формирование порфировых систем сопровождается золото-сульфидно-кварцевой (или золото-серебряной) минерализацией, концентрирующейся на некотором удалении по латерали от медно-молибденового, что отмечается в рудных полях Вечерний, Лабазный, Грунтовый. На контактах этих же интрузивов по карбонатным породам формируются магнетитовые скарны (железорудная скарновая формация). Серебро-полиметаллическое оруденение, локализованное в скарнах на контактах с гранитоидными телами викторианского комплекса, вероятно, генетически связано с ними (Жаркое, Хивач, Мрачное). С интрузивами викторианского комплекса предполагается также парагенетическая ассоциация и золото-серебряной минерализации в джаспероидах, тела которых установлены на рудопроявлениях Джелты и Хивач, вблизи контактов с выходами диоритовых штоков комплекса. Проявления золото-серебряной формации позднемелового возраста ассоциируют с субвулканами кислого состава конгинского (или эвенского в пределах ОЧВП) вулканического комплекса. Нередко это оруденение концентрируется непосредственно в пределах их выходов или вблизи контактов во вмещающих породах (Ороч, Джелты, Халали, Рудокон и др).

12.4. Тектонические и геодинамические обстановки металлогенических эпох

Происхождение оруденения любых типов необходимо рассматривать от уровня генерации через зону транзита к наблюдаемому уровню локализации, как это показано на примере месторождений золота (Горячев, 2000, 2003). На уровне локализации мы имеем дело с золото-кварцевыми, золото-редкометалльными, золото-серебряными жилами, скарновыми месторождениями железа и полиметаллов, медно- и молибден-порфировыми месторождениями, сформировавшими изометричные ареалы или линейные пояса в пределах изученной территории (см. гл. 8–10). Они пространственно и хронологически ассоциируют с ареалами и поясами метаморфических и плутонических образований разного возраста и разной геодинамической природы. Об уровнях генерации и транзита мы можем судить только гипотетически, основываясь на данных по геохимии изотопов, экспериментальных исследованиях и теоретических предположениях. Сами рудные месторождения несут в себе генетическую информацию двух таких уровней: формирования (жилообразования в месте, где они находятся) и источника. Эта информация заключена в типоморфных свойствах минералов руд, в вариациях изотопного состава их минералов, в особенностях геохимического профиля минерализации, в металлогенической ассоциации и пространственно-временной их связи с продуктами магматизма и метаморфизма. Исследуя данную информацию, мы получаем сведения об уровне локализации (наиболее обширные) и уровне генерации (прежде всего изотопные данные). Особенности локализации руд и ассоциации их с продуктами магматизма и метаморфизма в складчатых поясах, эродированных в разной степени, предполагают своеобразную рудно-плутоно-метаморфическую вертикальную зональность складчатых поясов и зон (Горячев, 2000, 2003). И, вследствие этого, можно говорить о некоторых параметрах зоны транзита. Кроме того, изучение плутонических и метаморфических пород, ассоциирующих с поясами и ареалами рудных месторождений, также позволяет получить дополнительную информацию об источниках оруденения.

Анализ всей совокупности имеющихся материалов позволяет выделить в Южно-Омолонском районе, а при сопоставлении с известными материалами по другим частям Омолонского кратонного террейна и во всем этом тектоническом блоке, следующие главные металлогенические эпохи (см. 12.1): (1) докембрийскую с железистыми кварцитами и с проблематичным золото-кварцевым оруденением; (2) раннепалеозойскую (силурийскую) с золото-редкометалльным и золото-кварцевым, а также с молибденит-кварцевым оруденением; (3) среднепалеозойскую (девон-раннекарбоновую) с золото-серебряным, золото-сульфидно-кварцевым, золото-джаспероидным, медно-порфировым и серебро-арсенидным оруденением; (4) позднемезозойскую (меловую) с золото-серебряным, золото-скарновым, скарново-серебро-полиметаллическим, скарновым железорудным и молибден-порфировым оруденением.

В металлогеническом общем плане территория Омолонского кратонного террейна явно специализирована на железо, золото и молибден при подчиненном значении серебра, меди и полиметаллов.

Указанные металлогенические эпохи отличаются разными тектоническими особенностями и геодинамическими обстановками.

Как показано ранее, наиболее древние (архейско-раннепротерозойские) глубоко-метаморфизованные комплексы практически не поддаются геодинамической расшифровке, являясь продуктом длительных и сложных процессов метаморфизма и гранитизации. Некоторые исследователи предполагают существование в этот период гранитно-метаморфических сводов и фрагментов зеденокаменных трогов, с которыми связано древнее золото-кварцевое оруденение (Шевченко, Аксенова, 2000), признаки которого устанавливаются для Абкитского поднятия (см. гл. 8). В то же время другие исследователи отрицают наличие на данной территории зеленокаменных трогов (Жуланова, 1990), что сразу ставит под вопрос существование интенсивного золотого оруденения, подобного зеленокаменным поясам Канадского щита. Полученные нами данные свидетельствуют, скорее, в пользу второй точки зрения, а убогая золотоносность базитов батикского комплекса протерозоя имеет, скорее, фоновую природу.

Образование железистых кварцитов докембрия (Верхне-Омолонское месторождение и ряд рудопроявлений) произошло после раннепротерозойской гранитизации (Фадеев, 1975; Жуланова, 1990) и может быть отнесено к позднему протерозою – раннему рифею. По мнению И. Л. Жулановой (1990), формирование метасоматических железистых кварцитов было связано с процессами деструкции дорифейской коры, происходившей на рубеже среднего и позднего рифея, хотя находки галек железистых кварцитов в рифейских конгломератах позволяют предполагать их и раннедокембрийский возраст (Геология..., 1983). Детальные исследования магнетитовых кварцитов показали их аналогию с типичными докембрийскими железистыми кварцитами (Фадеев, 1975), модели формирования которых общеизвестны и здесь нами не обсуждаются.

Докембрийская золотоносность Омолонского микроконтинента обсуждалась и обсуждается довольно длительное время (см., например, Шевченко, Аксенова, 2000), однако твердых признаков значимой золоторудной минерализации в изученном районе до сих пор не установлено. Тем не менее существующие признаки такой минерализации не позволяют нам обойти вниманием этот вопрос и будут обсуждены ниже.

Раннепалеозойская металлогеническая эпоха первого активного фанерозойского тектогенеза чехла Омолонского микроконтинента сопровождалась достаточно интенсивным интрузивным магматизмом и характеризуется (как отмечено в гл. 8) формированием разнотипного золотого оруденения, с которым ассоциируют мелкие рудопроявления молибдена. Геохимия гранитоидов абкитского комплекса, пространственное положение их ареала, наличие аналогов в других тектонических структурах Северо-Востока Азии позволяют считать их индикаторами активных тектонических движений в обстановках либо активных континентальных окраин, либо коллизии. Однако отсутствие коррелятных вулканических отложений и наличие регионального стратиграфического перерыва в силуре на территории Северо-Востока (Шпикерман и др., 2001а, б) приводят нас к предположению об их коллизионном происхождении при закрытии океана Япетус. Связь этих гранитоидов с золотой и молибденовой минерализацией сомнений не вызывает, не противоречит нашим наблюдениям (см. гл. 3, 8) и позволяет

принимать магματοгенную металлогеническую модель их формирования в коллизионных геодинамических обстановках.

Среднепалеозойская металлогеническая эпоха. Как отмечалось ранее, разнообразное оруденение этой эпохи связано с деятельностью активной континентальной окраины, сформировавшей в этот интервал надсубдукционный Кедонский вулканоплутонический пояс. Все разнообразие оруденения этой эпохи связано с вулканогенно-плутонической субдукционной металлогенической моделью формирования оруденения в геодинамической обстановке активной континентальной окраины, о чем свидетельствуют как изотопно-геохимические и минералогические характеристики оруденения, так и аналогичные данные по характеру магматизма (см. гл. 4 и 9).

Позднемезозойская (меловая) металлогеническая эпоха отличается тем, что территория микроконтинента оказалась втянутой в орогенные и посторогенные события (см. гл. 10) в качестве относительно пассивного тектонического блока, оказавшегося в тылу как позднеюрско-раннемеловых аккреционных, так и средне-позднемеловых постаккреционных тектонических структур. Вероятно, именно поэтому мы не имеем четких свидетельств проявления двух позднемезозойских этапов минерализации (орогенного и посторогенного) и не можем на данной стадии изученности разделить эту эпоху на две согласно истории геологического развития региона (см. гл. 10). В соответствии со своим тектоническим положением в данный интервал времени Омолонский кратонный террейн (микроконтинент) находился на удалении от Яно-Колымской зоны коллизии в ближнем тылу двух окраинных магматических дуг – позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской и последующей средне-позднемеловой Охотско-Чукотской. Только этим можно объяснить типичную окраинно-континентальную металлогеническую специфику этой эпохи. Отсутствие достаточного числа надежных датировок рудных и магматических объектов данной эпохи при однотипном геодинамическом режиме также не позволяет их разделить, поэтому мы вынуждены рассматривать весь рудно-магматический вещественный комплекс эпохи в целом, в рамках моделей оруденения, связанных с субдукционными процессами. Альтернативой может служить только то, что позднеюрско-раннемеловые события не отразились в магматической и металлогенической истории Омолонского микроконтинента в силу его удаленности от места событий.

Таким образом, формирование основных типов рудной минерализации фанерозойского чехла Омолонского микроконтинента обусловлено двумя типами геодинамических обстановок: раннепалеозойской коллизионной и среднепалеозойской и позднемезозойской окраинно-континентальных магматических дуг субдукционной природы.

12.5. О происхождении оруденения фанерозойского чехла Омолонского микроконтинента

Поскольку в фанерозойском чехле Омолонского микроконтинента наибольшее значение имеют руды благородных металлов, меди и молибдена, месторождения которых сформировались в обстановках активных континентальных окраин, и в меньшей степени коллизионных, то здесь будут рассмотрены именно вопросы формирования этого оруденения.

Если говорить об источниках вещества, основываясь на изотопных данных, то имеющиеся материалы позволяют сделать следующие выводы, носящие во многом предварительный характер из-за их малочисленности.

Изотопно-геохимические исследования радиогенного свинца, выполненные в лаборатории Геологической службы США (Church et al., 2013) показали, что независимо от возраста и типа оруденения его источником являются древние метаморфические толщи фундамента микроконтинента, поскольку соотношения изотопов $Pb^{207/206}$ оказались заметно низкими – 17,2–17,45 для $Pb^{206/204}$ (рис. 12.1), причем как для Pb^{207} так и для Pb^{208} точки месторождений разных типов и разного возраста (Седой – серебро-арсенидный, Кубака – золото-серебряный и Хивач – серебро-полиметаллический) легли практически на одну линию, за исключением данных для серебро-полиметаллического рудопроявления Жаркий. Учитывая, что общий разброс все же относительно невелик и то, что по этим цифрам все объекты существенно отличаются заметно меньшей радиогенностью от позднемезозойских орогенных месторождений золота и других металлов, имеющих соотношения изотопов $Pb^{206/204}$ выше 18,0 (Горячев, 2003), можно предполагать источник свинца в древнем докембрийском фундаменте микроконтинента.

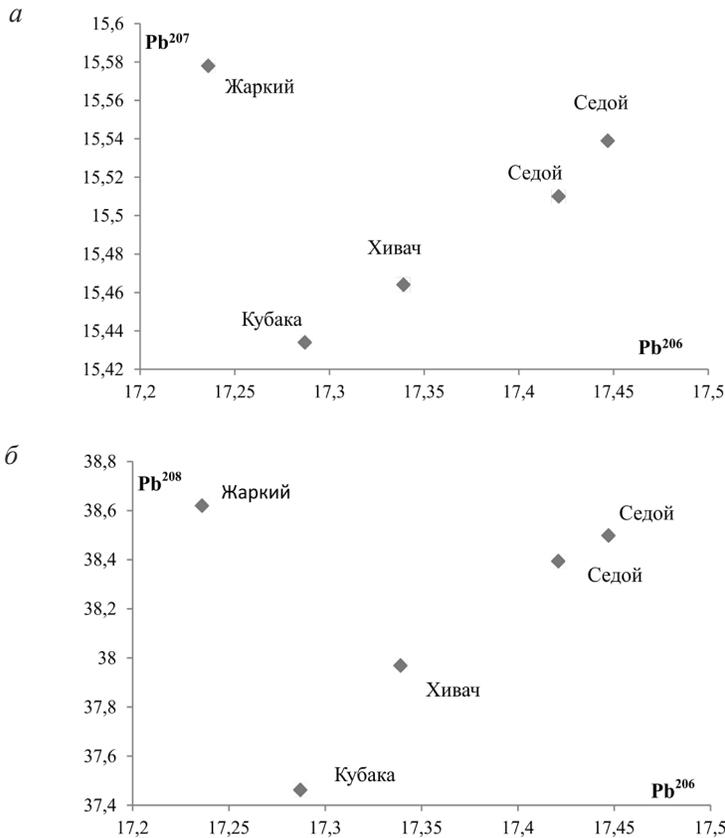


Рис. 12.1. Свинцово-изотопные параметры галенита рудных месторождений юга Омолонского микроконтинента (Church et al., 2013)(а – $Pb^{207/204} - Pb^{206/204}$; б – $Pb^{208/204} - Pb^{206/204}$)

Первичный изотопный состав стронция в метасоматитах золоторудных месторождений (табл. 12.1) показывает высокую изотопную неоднородность анализируемых материалов даже на одном месторождении, что свидетельствует о неоднократном наложении поздних процессов и переустановке изотопных часов (Котляр и др., 2001), о чем свидетельствуют результаты Ag-Ag датировок месторождения Кубака (Ньюберри и др., 2000). Тем не менее данные для среднепалеозойского этапа месторождений Кубака и Биркачан указывают на заметный вклад мантийной составляющей при формировании метасоматитов ($Sr_0 = 0,70272-0,7050$). А материалы по раннепалеозойским месторождениям при заметном омоложении процесса все-таки дают основание также предполагать, как минимум, базитовый источник этого компонента.

Таблица 12.1

Стронций-изотопные данные золотого оруденения юга Омолонского микроконтинента

Месторождение, проявление	Метод анализа	Дата, млн лет	Примечание	Источник
Кубака	Ag-Ag	Более 220	Термальные события около 175, 135 и 100–110 млн лет	Ньюберри и др., 2000
	Rb-Sr	344±3,7	$Sr_0 = 0,70272±0,00029$	Котляр и др., 2000
	Rb-Sr	334±8 332±10 160±12 127±4	$Sr_0 = 0,7028±0,0003$ $Sr_0 = 0,7038±0,0008$ $Sr_0 = 0,7155±0,0010$ $Sr_0 = 0,7140±0,0005$	Степанов, Шишкова, 1994
Биркачан	Rb-Sr	324±6 172,6±2,8 159,4±4,5	$Sr_0 = 0,7050±0,7099$ $Sr_0 \sim 0,7099±0,0002$ $Sr_0 \sim 0,7050±0,0003$	Стружков и др., 2003 г.
Нодди	Rb-Sr	325	$Sr_0 = 0,7095$	Политов, 2000 г.
Пробный	Rb-Sr	320±7	$Sr_0 = 0,70568±0,00036$	Политов, 2000 г.
Джугаджак	Rb-Sr	1148±23 695±20 353±15	$Sr_0 = 0,7052±0,0006$ $Sr_0 = 0,7052±0,0005$ $Sr_0 = 0,7089±0,0007$	Рожков, 2001 г.

Небольшой объем данных по изотопии серы сульфидов ряда месторождений показывает, что раннепалеозойские проявления золота и молибдена имеют существенно разный изотопный состав серы в рудных сульфидах (табл. 12.2), причем для золото-кварцевого с теллуридами оруденения характерно существенное преобладание легкого изотопа, обычного для коллизионных золоторудных месторождений плутонометаморфического и плутонического генезиса Яно-Колымского орогенного пояса (Горячев, 2003; Гамянин и др., 2003), что в принципе соответствует коллизионному происхождению оруденения данного типа. Источником серы в таком случае являлся коровый материал (Горячев, 2003).

Изотопный состав серы позднемезозойского объекта Хрустальный оказался близким составу типично субдукционных образований окраинно-континентальных поясов Северо-Востока Азии (Гамянин и др., 2003), где также заметна доля мантийной составляющей в источнике серы.

Изотопный состав серы рудных минералов отдельных месторождений

Месторождение	Возраст	Тип	Минерал	$\Delta^{34}\text{S}$, ‰
Нодди	Ранний палеозой	Золото-кварцевый	Галенит	-11,9
				-14,0
Нодди	То же	Молибденит-кварцевый	Молибденит	+2,1
Хрустальный	Поздний мезозой	Молибден-порфировый	Галенит	+1,8

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН Т. А. Веливецкой (Владивосток).

Данные по изотопии кислорода кварца месторождения Кубака (см. гл. 9) указывают на вероятный магматический источник кремнезема в рудах.

Таким образом, имеющийся объем изотопных данных показывает, что в формировании руд фанерозойского чехла Омолонского микроконтинента важную роль играли субстрат его докембрийского основания и рудоносные магматические комплексы, послужившие источником вещества руд.

Относительно зоны транзита сказать сейчас что-либо трудно, ибо явно не хватает данных. Тем не менее гипабиссальный и приповерхностный облик руд, отсутствие явно выраженной зональности или весьма контрастная зональность, а также относительно малая мощность фанерозойского чехла, вмещающего оруденение, – все это подтверждает небольшой вертикальный интервал зоны транзита в первые километры. Это позволяет предполагать зарождение рудообразующих очагов в верхней части докембрийского фундамента микроконтинента.

Собственно генетические модели оруденения описываются двумя образами: плутоно-метаморфическим, охарактеризованным на примере Яно-Колымского орогенного пояса (Горячев, 2003) и порфировым надсубдукционным, классически охарактеризованным в работах Р. Силлитой (Sillitoe, 1992; Cooke et al., 2005) и его последователей. Последняя модель включает в себя не только медно-молибден-порфировые руды, но и сопутствующие им скарновые полиметаллические и пр., и золото-серебряные руды флангов порфировых систем. Однако такие месторождения, как Кубака и Биркачан, конечно, являются представителями собственно субдукционного типа эпitherмальных систем окраинно-континентального типа, примеры которых широко известны (Cooke, Simmons, 2000).

Следует отметить, что наши материалы по роли древнего субстрата в металлогении фанерозойского чехла являются в какой-то мере подкреплением идеи А. А. Сидорова о «базовых формациях» (Сидоров, 1998), предположившего для Омолонского блока существование железистокварцевой докембрийской «базовой формации».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом монографии является расшифровка геологической истории кроющихся фанерозойских отложений микроконтинента с архейско-протерозойским фундаментом. В истории формирования чехла южной части Омолонского микроконтинента выделяется как минимум пять этапов развития.

Геологические характеристики ордовикских отложений (смена карбонатных фаций терригенными с конгломератами в позднем ордовике и выпадение силурийских отложений), в совокупности с проявлением гранитоидного магматизма, свидетельствуют о раннепалеозойском этапе аккреции в связи с закрытием древнего океана Япетус. Этому этапу отвечает формирование орогенного золото-кварцевого оруденения с золото-висмутовым минерально-геохимическим профилем и жильного молибденового.

В среднем палеозое докембрийские блоки микроконтинента были перекрыты окраинно-континентальным Кедонским вулканическим поясом, в строении которого выявлены элементы поперечной зональности магматизма, характерные для надсубдукционных обстановок. Нашими исследованиями реконструированы как вулканоплутоногенные комплексы субдукционной дуги (Кедонская и Абкитская зоны), так и вулканогенно-терригенные и терригенно-кремнистые отложения Ауланджинской зоны, как образования аккреционного клина или преддугового бассейна. Этому периоду отвечают формирование промышленного эпитермального золотого оруденения (месторождения Кубака, Биркачан и пр.) и проявления медно-(молибден)-порфирового оруденения с элементами поперечной зональности (в их распределении), коррелирующей с общей зональностью магматических образований (внутренняя зона – порфировое оруденение, внешняя – золотое).

Позднепалеозойский – раннемезозойский этап начался с формирования карбонатно-терригенных отложений пермского периода, сменившихся вулканогенно-терригенными отложениями триаса – юры единого бассейна задуговой (по отношению к Удско-Мургальской дуге) и постаккреционных относительно Кедонского вулканического пояса. Этот этап сопровождался внедрением силлов и даек эссекиттешенитового комплекса и рассматривается как деструктивный. Металлогения данного этапа характеризуется проявлением железных руд и фосфоритов.

Позднемезозойский этап отвечает времени формирования окраинно-континентального Охотско-Чукотского магматического пояса, структуры внешней зоны которого (Конгинская зона) наложены на ранее сформированные образования чехла микроконтинента. Этому этапу соответствует проявление разнообразного оруденения, связанного с вулканическими и кислыми плутоническими комплексами (серебро-полиметаллическое, золото-серебряное, скарново-магнетитовое, молибден-порфировое).

Кайнозойский этап внутриконтинентального развития сформировал серию осадочных впадин и сопровождался образованием промышленной россыпной золотонос-

ности, широко проявленной на рассматриваемой территории и связанной с коренными источниками разных этапов ее тектоно-металлогенической эволюции. Изучение типоморфизма золота рудных образования и россыпей позволило наметить комплекс признаков для выявления их источников.

Охарактеризованные этапы фанерозойской эволюции микроконтинента показывают сложную историю его существования, и мы надеемся, что приведенные в нашем исследовании данные послужат для уточнения тектонической эволюции прилегающих складчатых структур Северо-Востока Азии. Например, основываясь на этих данных, предпочтительнее предполагать Омолонский микроконтинент структурой Охотско-Корякского орогенного пояса, а не Яно-Колымского.

Наиболее важными для территории являются среднепалеозойский и позднемезозойский этапы с промышленным оруденением золота и молибдена, охарактеризованным в соответствующих разделах монографии и определяющим перспективы этой территории. К ним следует добавить неопротерозойское (рифейское) оруденение типа железистых кварцитов, оставшееся за пределами рассмотрения, но также имеющее большие перспективы освоения.

При изучении руд рассматриваемых месторождений получены новые данные по их минеральному составу, показавшие широкое разнообразие не только сульфидных минералов и сульфосолей, но и теллуридов, а также довольно широкого спектра минералов золота и серебра в них.

Таким образом, проведенное исследование представляет собой результат обобщения современных данных по геологии, тектонике, магматизму и металлогении юга Омолонского микроконтинента. Авторы надеются, что материалы монографии привлекут внимание к этой структуре, удаленной от основной современной инфраструктуры региона, и послужат для ее дальнейшего освоения.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О. В.* Петрология охотского метаморфического комплекса. – М. : Наука, 1977. – 95 с.
- Акинин В. В., Жуланова И. Л.* Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. – 2016. – № 8. – С. 675–684.
- Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Дробкин И. Е. и др.* Тектоника // Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. – М. : Недра, 1970. – С. 247–423.
- Антонов А. Е., Четырбоцкая И. И.* Основные черты металлогении серебра Тянь-Шаня // Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня : тез. докл. IX Всесоюз. металлогенич. совещ. – Ташкент, 1979. – С. 156–157.
- Бельый В. Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 76 с.
- Бибикова Е. В., Баадсгаард Х.* Sm-Nd-изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива // Геохимия. – 1986. – № 5. – С. 601–611.
- Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б.* Возраст древнейших пород Омолонского массива // ДАН СССР. – 1978. – Т. 241, № 2. – С. 434–438.
- Богданов Н. А., Тильман С. М.* Геодинамическая карта Северо-Востока Азии м-ба 1:5 000 000. – М. : ИЛСАН, 1992.
- Бычков Ю. М.* Триас Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 59 с.
- Бяков А. С.* Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2010. – 262 с.
- Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров В. А.* Металлогения золота и серебра Кедонского (D₂₋₃) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. – 2011. – Т. 439, № 5. – С. 633–640.
- Гагиев М. Х.* Средний палеозой Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – 120 с.
- Гагиев М. Х.* Стратиграфия девона и нижнего карбона Приколымского поднятия (Северо-Восток Азии). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2009. – 290 с.
- Гагиев М. Х., Ткаченко В. И.* Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии : сб. науч. статей. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 43–57.
- Гагиев М. Х., Шульгина В. С., Гагиева А. М.* Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 57–97.

Гагиева А. М. Интрузивный базитовый магматизм в позднедокембрийской истории Омолонского массива (геологические и геохронометрические данные) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2011. – № 3. – С. 18–28.

Гамянин Г. Н., Горячев Н. А., Бортников Н. С., Аникина Е. Ю. Изотопы серы в познании генезиса рудно-магматических систем Северо-Востока Азии // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики : в 3-х т. : Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н. А. Шило (XII годовичное собрание Сев.-Вост. отд-ния ВМО). Магадан, 3–6 июня 2003 г. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 2. – С. 207–211.

Ганелин В. Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 1973. – 31 с.

Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о дорифейском кристаллическом комплексе Омолонского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. – Владивосток, 1973. – С. 66–73.

Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П. Омолонская железорудная провинция // ДАН СССР. – 1974. – Т. 218, № 2. – С. 419–422.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – Кн. 2. – С. 573–981.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР / ред. Л. И. Красный, В. К. Путинцев. – Л. : Недра, 1984. – 560 с.

Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России / В. И. Шпикерман, И. В. Чернышев, А. А. Агапова, В. А. Троицкий : препринт. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – 36 с.

Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток. Кн. 2. – М. : Недра, 1970. – 554 с.

Геология СССР. Т. 30. Полезные ископаемые. – М. : Недра, 1983. – 263 с.

Горячев Н. А. Геология и происхождение мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Владивосток, 2000. – 54 с.

Горячев Н. А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.

Горячев Н. А. О составе и типах коры Северного Приохотья в полосе геофизического профиля 2-ДВ по изотопно-геохимическим данным // Наука Северо-Востока России – начало века : материалы Всерос. науч. конф. посвящ. памяти акад. К. В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26–28 апр. 2005 г.). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005а. – С. 77–79.

Горячев Н. А. Удско-Мургалльская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005б. – С. 17–38.

Горячев Н. А., Егоров В. Н. Раннепалеозойское золото-кварцевое оруденение юга Омолонского рудного района // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий : в 3-х т. Т. 2. Металлогения : Материалы XI сессии Сев.-Вост. ВМО «Региональная науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения

Ю. А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 165–167.

Горячев Н. А., Егоров В. Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм в структурах Северо-Востока Азии и его металлогения // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований : тез. докл. Всерос. совещ., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. Ю. А. Кузнецова. – Новосибирск, 2003. – С. 84–85.

Горячев Н. А., Савва Н. Е. Албазино – пример глубоко эродированного эпитегрмального золото-серебряного месторождения (Нижнее Приамурье) // Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии : материалы IV Междунар. симп., 16–20 окт. 2001 г., Чита. – Чита : СО РАН, 2001. – С. 106–108.

Горячев Н. А., Ханчук А. И. Позднемеловой – раннепалеогеновый щелочной магматизм Северного Приохотья – слэб виндоу тектоническая модель происхождения // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. – Иркутск : ИрГТУ, 2002. – С. 200–213.

Горячев Н. А., Бялобжеский С. Г., Кузнецов В. М. и др. Особенности глубинного строения окраинно-континентальных магматических дуг на примере Северного Приохотья // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. – Новосибирск : Наука, 2007. – С. 118–133.

Горячев Н. А., Палымский Б. Ф., Петров А. Н., Хасанов И. М. Ансамбли разломов Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2016. – № 1. – С. 3–15.

Горячева Е. М., Савва Н. Е., Таюрский А. Д. Типоморфизм самородного золота Чогорского блока Алдано-Станового щита // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1992. – С. 38–51.

Дылевский Е. Ф. Меловые вулканогенные образования Омолонского массива и их петрохимические особенности // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. – Магадан, 1977. – Вып. 77. – С. 104–119. – (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).

Дылевский Е. Ф. Позднемезозойские гранитоидные ассоциации северо-восточной части Омолонского срединного массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан : Кн. изд-во, 1980. – Вып. 25. – С. 38–47.

Егоров В. Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива (Магаданская область) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Магадан, 2004. – 33 с.

Егоров В. Н., Горячев Н. А. Предварительные данные о золотоносности бассейна р. Нодди (Южно-Омолонский массив) // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии : тез. докл. IX сессии Сев.-Вост. отделения ВМО (Магадан, 26–28 февр. 1997 г.). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 67–68.

Ермилова С. А. Сравнительная характеристика околорудных изменений в разновозрастных образованиях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Омолонского срединного массива // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудо-

носность и геологическое картирование. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С. 171–186.

Жирнов А. М. Гипогенное коллоидное и метаколлоидное золото // Записки ВМО. – 1981. – Ч. 110. – Вып. 3. – С. 278–289.

Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. – М. : Наука, 1990. – 304 с.

Жуланова И. Л. Кристаллические комплексы Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. – Магадан, 1991. – С. 8–21.

Жуланова И. Л., Давыдов И. А., Милов А. П. Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геол. – 1985. – № 5. – С. 41–46.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М. : Недра, 1990. – Кн. 2. – 334 с.

Иванов В. В., Афанасьева Т. Б., Багмут Н. Н. и др. Новые данные по золотой, калишпатовой и карбонатной минерализации месторождения Кубака (Приомолонье) // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии : тез. докл. IX сессии Сев.-Вост. отд-ния ВМО (Магадан, 26–28 февр. 1997 г.). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 88–90.

Караваева Н. И. Слои с фораминиферами // Опорный разрез перми Омолонского массива. – Л. : Наука, 1990. – С. 118–126.

Кашик Д. С., Ганелин В. Г., Караваева Н. И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. – Л. : Наука, ЛО, 1990. – 200 с.

Колова Е. Е., Фомина М. И. Минералогические особенности и условия формирования золото-редкометалльного рудопроявления Нодди (Омолонский кратон) // Граниты и процессы рудообразования : Материалы Всерос. конф., посвящ. памяти акад. Коваленко В. И. (Москва, 25–26 окт. 2011 г.). – М. : ИГЕМ РАН, 2011. – С. 69–71.

Корольков В. Г., Сухопольский О. В. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (нов. сер.), листы Р-56, -57. – СПб., 1992.

Корреляционная схема магматических образований Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии / М. Л. Гельман, В. В. Еловских, Н. В. Ичетовкин и др.: Тр. Первого Сев.-Вост. петрограф. совещ. в 3 ч. – Магадан : Кн. изд-во, 1974. – Ч. 1.

Космогеология СССР / ред. В. Н. Брюханов, Н. В. Межеловский. – М. : Недра, 1990. – 334 с.

Котляр И. Н. Петрология и рудоносность магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Л., 1990. – 39 с.

Котляр И. Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 156–159.

Котляр И. Н., Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – 319 с.

Котляр И. Н., Караваева Н. И., Милов А. П., Умитбаев Р. Б. Раннекарбонный магматизм и оруденение Омолонского массива // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50 : тез. докл. III Регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 35–36.

Кошкарев В. Л. Региональная модель глубинного строения центральной части Омолонского массива // Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. – Магадан : Кн. изд-во, 1991. – Вып. 27. – С. 27–55.

Кузнецов В. М. Юго-западная граница Омолонского массива // Там же. – Магадан : Кн. изд-во, 1975. – Вып. 22. – С. 42–48.

Кузнецов В. М. Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеан. геол. – 1988. – № 1. – С. 28–38.

Кузнецов В. М. Дуговые разломы Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. – Магадан : Кн. изд-во, 1991. – Вып. 27. – С. 39–46.

Кузнецов В. М. Типы разрезов юры бассейна среднего течения Колымы // Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 1997. – С. 41–48.

Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф. и др. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона масштаба 1: 500 000 : объяснит. записка. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 267 с.

Кузнецов В. М., Палымская З. А., Шашурина И. Т. и др. Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона масштаба 1: 500 000 : объяснит. записка. – Магадан : Магадангеология, 2001. – 207 с.

Левин Б. С. Строение фундамента Омолонского массива // Геология и геофизика. – 1979. – № 7. – С. 3–11.

Левин Б. С. Структура метаморфического цоколя юга Омолонского массива // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование : сб. науч. тр. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С. 30–45.

Лычагин П. П. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива. – Магадан, 1978. – 195 с. – (Деп. в ВИНТИ 14.11.78. № 496-78).

Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Шпикерман В. И., Ликман В. Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. – Владивосток : ДВО АН СССР, 1989. – 119 с.

Мерзляков В. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР // Тектоника срединных массивов. – М. : Наука, 1976. – С. 37–42.

Мерзляков В. М., Дылевский Е. Ф., Лычагин П. П., Терехов М. И. Металлогения Омолонского срединного массива // Проблемы металлогении Северо-Востока СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 28–37.

Мерзляков В. М., Терехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 74–85.

Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / под ред. М. М. Константинова и др.; сост. Е. В. Бельков [и

др.]. – М. : Сев.-Вост. геол. ком.; Ком. по геологии и использованию недр РФ), 1992. – 1 атл. – 140 с.

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. – Хабаровск : ДВГИ СО АН СССР, 1965. – 127 с.

Некрасов И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М. : Наука, 1992. – 332 с.

Ноклеберг У. Дж., Горячев Н. А., Шпикерман В. И. и др. Тектоническая модель генезиса крупных металлогенических поясов с месторождениями золота, связанных с гранитоидами, на Дальнем Востоке России и Аляске // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики : в 2-х т. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия : тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997 г. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 9–45.

Ньюберри Р. Дж., Лейер П. У., Ганз П. Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Там же. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 181–205.

Орадовская М. М. Ранний – средний палеозой Северо-Востока России. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 1997. – 55 с.

Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России / А. А. Сидоров, Н. А. Горячев, В. И. Шпикерман, Н. Е. Савва, Р. А. Еремин, В. А. Приставко, М. Е. Городинский, С. Г. Бялбжеский. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 106 с.

Павлов Г. Ф., Савва Н. Е., Хорин Г. И. и др. Самородное серебро в россыпях Северо-Востока СССР // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород и руд Северо-Востока СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. – С. 77–89.

Пальмский Б. Ф., Горячев Н. А. Вулканогенные пояса Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2015. – № 1. – С. 3–15.

Пальянова Г. А., Савва Н. Е. Особенности генезиса сульфидов золота и серебра месторождения Юное (Магаданская область) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 7. – С. 759–777.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. – Новосибирск : Наука, 1984. – 192 с.

Переляев А. П. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита / Симпозиум «Проблемы постмагматического рудообразования». – Прага : Изд-во Чехословацкой Академии наук, 1963. – Т. 1. – С. 543–548.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / В. А. Глебовицкий, Л. С. Егоров, В. В. Жданов, Б. А. Марковский, В. Л. Масайтис, Н. П. Михайлов, З. Д. Москаленко, Ю. Д. Пушкарев, Н. А. Румянцева, Л. Н. Шарпенюк, К. Л. Шмелева, К. А. Шуркин – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1995. – 128 с.

Показаньев В. П., Вялов А. Г., Пчелинцева Р. Б. Вопросы металлогении Абкитского плутона // Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. – Магадан : Кн. изд-во, 1980. – Вып. 25. – С. 130–137.

Полуботко И. В., Репин Ю. С. Стратиграфия и аммониты тоарского яруса центральной части Омолонского массива // *Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР*. – Магадан : Кн. изд-во, 1966. – Вып. 19. – С. 30–55.

Прокофьев В. Ю., Савва Н. Е., Волков А. В., Сидоров А. А. Особенности формирования девонской золото-серебряной эпитеpmальной минерализации в трубообразных рудных телах // *ДАН*. – 2012. – Т. 443, № 4. – С. 468–472.

Работнов В. Т. Стратиграфия верхнего докембрия Омолонского массива и Авековского поднятия // *ДАН СССР*. – 1975. – Т. 222, № 5. – С. 1167–1170.

Рехин В. Б. Новые данные о геологическом строении рудопоявления золота Бургали в Северо-Эвенском районе // *Золото северного обрамления Пацифика / II междунар. горно-геол. форум, посвящ. 110-летию со дня рожд. Ю. А. Билибина : тез докл. Горно-геол. конф. (Магадан, 3–5 сент. 2011 г.)*. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2011. – С. 184–187.

Савва Н. Е. Серебряная минерализация в карбонатных толщах Северо-Востока России // *Научно-технический прогресс и политехническое образование на Северо-Востоке России : Материалы науч.-техн. конф. : в 2-х ч.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1995. – Ч.1. – С. 29–30.

Савва Н. Е. Электрум-акантит-айтенбогардитовый минеральный тип золото-серебряного оруденения в трубчатых некках риолитов // *Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра*. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – С. 66–82.

Савва Н. Е. Серебро-арсенидная россыпеобразующая формация Омолонского срединного массива // *Геология и минерагения Северо-Востока Азии : тез. докл. X сессии Сев.-Вост. отд-ния Минерал. о-ва РАН*. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1999. – С. 47–49.

Савва Н. Е. О возможном источнике селена в вулканогенных месторождениях // *Наука Северо-Востока России – начало века : материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти акад. К. В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26–28 апр. 2005 г.)*. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 208–210.

Савва Н. Е.– Месторождение Кубака // *Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых : в 3-х т. Т. 3. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Кн. 1, гл. 3.1.* – М. : ИГЕМ РАН, 2006. – С. 155–176.

Савва Н. Е. Особенности палеозойского Au-Ag оруденения на территории Северо-Востока России // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : материалы V Всерос. науч.-практ. конф., 31 марта – 2 апр. 2015 г. / отв. ред. А. Я. Биллер*. – Якутск : Издат. дом СВФУ, 2015. – С. 416–420.

Савва Н. Е., Ведерников В. Н. Новый тип серебряной минерализации на Северо-Востоке СССР // *Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР*. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. – С. 86–97.

Савва Н. Е., Ворцелнев В. В. Особенности формирования вулканогенных месторождений на срединных массивах // *Генезис рудных формаций и практическое значе-*

ние рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 50–64.

Савва Н. Е., Прейс В. К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М. : Наука, 1990. – 292 с.

Савва Н. Е., Волков А. В., Ишков Б. И., Сидоров А. А. Модель формирования золото-гематит-баритовой минерализации Прогнозного месторождения (Северо-Восток России) // ДАН. – 2014. – Т. 456, № 4. – С. 461–466.

Савва Н. Е., Волков А. В., Сидоров А. А. Особенности рудообразования на эпitherмальном Au-Ag месторождении Кубака (Северо-Восток России) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 1. – С. 79–83.

Савва Н. Е., Пляшкевич А. А., Петров С. Ф. Пояснительная записка к топогеологической карте серебра Северо-Востока России масштаба 1:5 000 000. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 132 с.

Савва Н. Е., Прейс В. К., Лушиников Л. А., Буляков Г. Х. Золотое и серебряное оруденение одной из ветвей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Генетические, формационные и промышленные типы оруденения в вулканических поясах : тез. докл. к совещ. «Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР» (Хабаровск, 3–5 окт. 1988 г.). – Хабаровск : ДВИМС, 1988. – С. 77–78.

Савва Н. Е., Фомина М. И., Рожков П. Ю. Особенности золото-редкометалльного оруденения на примере участка «Джугаджак» : Материалы науч.-практ. конф. «Проблемы технологии производственного процесса, методологии учебного процесса, геологии, экологии и горного дела». – Магадан : МФ ХГТУ, 1997. – 138 с.

Сахарова М. С., Ряховская С. К., Лоза Л. А. Роль марганца в накоплении серебра при гидротермальных процессах (экспериментальные данные) // Геохимия. – 1989. – № 1. – С. 55–60.

Сидоров А. А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН ; М. : ИГЕМ РАН, 1998. – 246 с.

Сидоров А. А., Волков А. В. О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России // Геология и геофизика. – 2006. – № 12. – С. 1242–1257.

Симаков К. В. Допермские отложения Омолонской глыбы // Геология и геофизика. – 1967. – № 12. – С. 57–69.

Симаков К. В. О палеозойских тектонических движениях на территории Омолонской глыбы // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1968. – № 8. – С. 18–22.

Симаков К. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 234–270.

Симаков К. В., Шевченко В. М. Кедонская серия: объем, состав, строение, время и условия формирования // Там же. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 189–233.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. – 1970. – Т. 12, № 6. – С. 3–15.

Степанов В. А., Шишакова Л. Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. – Владивосток : Дальнаука, 1994. – 198 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука-Интерпериодика», 2001. – 571 с.

Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. – М. : Наука, 1979. – 114 с.

Терехов М. И., Лычагин П. П., Мерзляков В. М. и др. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500 000. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – 144 с.

Фадеев А. П. Железородные проявления Южно-Омолонского района // Колыма. 1975. – № 6. – С. 41–43.

Фомина М. И. Сравнительная характеристика палеозойских золото-редкометалльных проявлений в пределах Омолонского массива // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий : в 3-х т. Т. 2. Металлогения : Материалы XI сессии Сев.-Вост. отд-ния ВМО «Региональная науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. Ю. А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 252.

Фомина М. И. О золотоносности метабазитов Омолонского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики : в 3-х т. : Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н. А. Шило (XII годичное собрание Сев.-Вост. отд-ния ВМО). Магадан, 3–6 июня 2003 г. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 3. – С. 139–140.

Фомина М. И. Золото-редкометалльное оруденение в экзоконтактах палеозойских интрузивов (Омолонский срединный массив) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России : сб. науч. тр. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 77–92.

Фомина М. И. Нетрадиционный тип Au-Te-Bi оруденения на Омолонском массиве (на примере рудопроявлений Джугаджак и Нодди) // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 48. – С. 116–123.

Фомина М. И. Золото-кварцевая формация Омолонского массива : автореф. канд. дис. ... геол.-минер. наук. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2013а. – 24 с.

Фомина М. И. Этапы формирования золотого оруденения юга Омолонского массива // Современные проблемы науки и образования. – 2013б. – № 5. – URL: <http://www.science-education.ru/111-10255> (дата обращения: 06.10.2013).

Фомина М. И. Околорудные изменения на золото-теллуридно-висмутовом рудопроявлении Джугаджак (Омолонский массив) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2015. – № 3. – С. 40–49.

Фомина М. И., Савва Н. Е. О трех разновидностях самородного золота в россыпях Омолонского срединного массива // Геология и минералогия Северо-Востока Азии : тез. докл. X сессии СВО МО РАН, 1999. – С. 105.

Фомина М. И., Савва Н. Е. О выделении минеральных типов золотого оруденения на дорифейских выступах фундамента Омолонского массива / Годичное собрание РМО. – СПб., 1–11 окт. 2012 г. – СПб., 2012. – С. 265–267.

Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. – М. : Наука, 1969. – 190 с.

Хаин В. Е., Халилов Э. Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. – М. : Науч. мир, 2009. – 520 с.

Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). – М. : Науч. мир, 2000. – 204 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. – М. : Наука, 1965. – 348 с.

Шевченко В. М. Докембрийские магматические образования на Омолонском массиве // *Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1991. – С. 45–70.

Шевченко В. М. Серые гнейсы Омолонского массива – миф или реальность? // *Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии : Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 88–90.

Шевченко В. М., Аксенова В. Д. О полихронности золотого оруденения на Омолонском массиве // *Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики : в 2-х т. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия // Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997 г.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 87–94.

Шевченко В. М., Пальмская З. А. Зеленокаменные пояса Колымо-Омолонского региона // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий : в 3-х т. – Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика : материалы XI сессии Сев.-Вост. отд-ния ВМО «Региональная науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. Ю. А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.).* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 217–220.

Шпетный А. П. Омолонский массив – структура каледонской консолидации // *Мезозойский тектогенез : тез. докл. VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.* – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1969. – С. 150–152.

Шпетный А. П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойского Северо-Востока СССР // *Материалы Северо-Востока Азии.* – Магадан : Кн. изд-во, 1975. – Ч. 2. – С. 5–15.

Шпикерман В. И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.

Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Егоров В. Н. О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001а. – Т. 1. – С. 102–103.

Шпикерман В. И., Пальмский Б. Ф., Петухов В. В., Алевская Н. Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий : в 3-х т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика.* – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001б. – С. 104–108.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. – Л. : Недра, 1968. – 180 с.

Шульгина В. С. и др. Госгеолкарта м-ба 1 : 1 000 000, листы Q-56, -57. Среднеколымск, 1986 : объяснит. записка. – М., 1991. – 110 с.

Яранцева Л. М. Опыт поискового минералогического картирования на золото-серебряном месторождении Омолонского массива // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России : Материалы VIII сессии СВО ВМО. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – С. 119–122.

Barton M. D., Kieft C., Barke E. A. J., Oen J. S. Utenbogaardtite, a new silver-gold sulfide // *Canad. Miner.* – 1978. – Vol. 16, No. 4. – P. 651–657.

Cooke D. R., Simmons S. F. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits // *SEG Reviews.* – 2000. – Vol. 13. – P. 221–244.

Church S. E., Goryachev N. A., Shpikerman V. I. Lead isotope determinations from sulfide mineral occurrences – Russian Far East. – U. S. Geological Survey Data Series 743. – 2013. – 3 p.

Gagiev M. H. Conodonts from Devonian-Carboniferous boundary beds, Kolyma River basin, Northeastern Asia // *Geol. Soc. Amer. 29th Ann. Meeting Univ. of Nebraska.* – Lincoln; Nebraska : Univ. of Nebraska, 1995. – P. 50–51.

Nokleberg W. J., Bundtzen T. K., Eremin R. A. et al. Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. – U. S. Geological Survey Professional Paper 1697. – 2005. – 429 p.

Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H. et al. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. – U. S. Geological Survey Professional Paper 1626. – 2000. – 122 p.

Sillitoe R. H. Epithermal paleosurfaces // *Miner Deposita.* – 2015. – Vol. 50, No. 7. – P. 767–793.

Sillitoe R. H. Gold and copper metallogeny of the central Andes-past, present and future exploration objectives // *Economic Geology.* – 1992. – Vol. 87. – P. 2205–2216.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АГМС	–	аэрогаммаспектрометрия
ВПА	–	вулкано-плутоническая ассоциация
ВСЕГЕИ	–	Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского
ГДП-200	–	геологическое доизучение площадей масштаба 1 : 200 000
ГЕОХИ РАН	–	Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук
ГИН РАН	–	Геологический институт Российской академии наук
ГРР	–	геологоразведочные работы
ГСР-50	–	геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000
ДВИМС	–	Дальневосточный научно-исследовательский институт минерального сырья
ЗИФ	–	золото-извлекательная фабрика
ИГиМ	–	Институт геодезии и менеджмента
ИМГРЭ	–	Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
КВПА	–	Кедонская вулкано-плутоническая ассоциация
КВПП	–	Кедонский вулкано-плутонический пояс
КНЦ РАН	–	Кольский научный центр Российской академии наук
ОЧВП	–	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс
РФА	–	рентгенофлюоресцентный анализ
СВПГО «Северовостокзолото»	–	Северо-Восточное производственное геологическое объединение «Северовостокзолото» (ранее – СВГУ, СВТГУ)
СФЗ	–	структурно-формационная зона
ТМА	–	тектоно-магматическая активизация
ЦГГЭ	–	Центральная геолого-геофизическая экспедиция
ЦГЭ	–	Центральная геологическая экспедиция
ЦКТЭ	–	Центральная комплексная тематическая экспедиция
ЦНИГРИ	–	Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов
ЭКСА	–	экспрессный количественный спектральный анализ
SMOW	–	стандарт океанической воды
T_{hom}	–	температура гомогенизации

СПИСОК СИМВОЛОВ

Ab	–	альбит	Kub	–	кубанит
Ac	–	акантит	Les	–	лейкоксен
Aeg	–	эгирин	Ll	–	лёллингит
Alt	–	алтаит	Mi	–	микроклин
Amf	–	амфибол	Mo	–	молибденит
And	–	андрадит	Mt	–	магнетит
Ap	–	апатит	Mu	–	мусковит
Asp	–	арсенопирит	Mz	–	марказит
Aug	–	авгит	Ne	–	нефелин
Bo	–	борнит	oPx	–	ортопироксен
Bt	–	биотит	Or	–	ортоклаз
Ca	–	кальцит	Ort	–	ортит
Cb	–	карбонат	Pet	–	петцит
Chl	–	хлорит	Pbz	–	полибазит
Chp	–	халькопирит	Php	–	флогопит
Chz	–	халькозин	Pl	–	плагиоклаз
cPx	–	клинопироксен	Po	–	пирротин
Cr	–	хромит	Ptr	–	петровскаит
Di	–	диопсид	Py	–	пирит
Ep	–	эпидот	Rk	–	риккардит
Fah	–	блеклая руда	Q (q)	–	кварц
Fl	–	флюорит	Ser	–	серицит
Fsp	–	фельдшпатоиды	Sf	–	сфен
Ges	–	гессит	Sod	–	содалит
Gip	–	гипс	Sp	–	шпинель
Gn	–	галенит	Sph	–	сфалерит
Gr	–	гранат	Stf	–	стефанит
Gros	–	гроссуляр	Sy	–	сильванит
Hb	–	роговая обманка	Td	–	тетрадимит
Hm	–	гематит	TeBi	–	теллурувисмутит
Im	–	ильменит	Pm	–	рудный минерал

Научное издание

*Николай Анатольевич Горячев
Вячеслав Николаевич Егоров
Наталья Евгеньевна Савва
Василий Маркович Кузнецов
Марина Ивановна Фомина
Павел Юрьевич Рожков*

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ФАНЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ЮГА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА**

Отпечатано с оригинала-макета, изготовленного
в Северо-Восточном научно-исследовательском институте ДВО РАН,
минуя редподготовку в издательстве

Подписано в печать 20.09.2017 г.
Печать офсетная. Бумага офсетная. Формат 70×100/16.
Усл. п. л. 25,35. Уч.-изд. л. 25,18. Тираж 150 экз. Заказ

ФГУП «Издательство Дальнаука»
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7
Тел. 8 (423) 231-21-05. E-mail: dalnauka@mail.ru
<http://www.dalnauka.ru>

Отпечатано в ООО «ПОЛИГРАФ–СЕРВИС–ПЛЮС»
г. Владивосток, ул. Русская, 65, корпус 10

